



---

1977

6



*submitted to*  
**THE TENTH INTERNATIONAL  
INQUA CONGRESS  
BIRMINGHAM, UNITED KINGDOM 1977**

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

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР  
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ  
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

# BALTICA

6

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

*Editor: V. GUDELIS*

# BALTICA

6

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

*Редактор В. К. ГУДЕЛИС*

VILNIUS—1977

ВИЛЬНЮС—1977

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR  
ABTEILUNG FÜR GEOGRAPHIE  
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA  
GEOGRAFIJOS SKYRIUS  
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

# BALTICA

6

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

*Redakteur: V. GUDELIS*

# BALTICA

6

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

*Redaktorius: V. GUDELIS*

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

PALAEOGEOGRAPHY, GEOMORPHOLOGY AND BOTTOM SEDIMENTS OF THE

BALTIC SEA

PALÄOGEOGRAPHIE, GEOMORPHOLOGIE UND BODENABLAGERUNGEN DER  
OSTSEE

BALTIJOS JŪROS PALEOGEOGRAFIJA, GEOMORFOLOGIJA IR DUGNO NUOSEDOS

УДК 551.417; 551.46; 551.79

В данном томе помещены статьи касающиеся в основном вопросов геологического строения и палеогеографического развития берегов и дна Балтийского моря, а также процессов современного осадкообразования и накопления. В некоторых статьях рассматриваются также влияние гидротехнических сооружений на берега и вопрос формирования искусственных (свободных) пляжей. Кроме того, в данном томе содержатся статьи по палеогеографии и палеогеоморфологии отдельных районов восточного побережья Балтийского моря.

Адрес редакции: Литовская ССР, Вильнюс, ул. К. Пожелос 54, Отдел географии АН Литовской ССР

Editor's address: Department of Geography, Academy of Sciences of the Lithuanian SSR, "Baltica", the Editor, VILNIUS, K. Poželos 54, Lietuvos TSR, Lithuanian SSR.

CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

|  |  |     |
|--|--|-----|
| <i>GRANO O.:</i>   | The effect of the sea on the eskers of an emerging coast in southern Finland .....   | 11  |
| <i>ГРАНЕ О.:</i>   | Воздействие моря на озера в условиях берегов поднятия Южной Финляндии .....  | 15  |
| <i>ХОМУТОВА В. И.:</i>   | Палинологическая характеристика послеледниковых донных отложений центральных и юго-восточных районов Балтийского моря .....        | 17  |
| <i>HOMUTOVA V. I.:</i>   | Palynological characteristics of the postglacial bottom deposits in the central and southeastern regions of the Baltic Sea .....   | 31  |
| <i>MÖRNER N.-A., FLODEN T., BESKOW B., ELHAMMER A., HAXNER, H.:</i>    | Late Weichselian deglaciation of the Baltic .....  | 33  |
| <i>МЕРНЕР Н.-А., ФЛОДЕН Т., БЕСКОВ Б., ЭЛЬХАММЕР, А., ХАКСНЕР, Х.:</i> | Дегляциация Балтийского моря в поздневислинское время .....  | 51  |
| <i>KESSEL H.:</i>  | Über die Küstenverschiebungen des Aencylusses in Estland im Lichte der vertikalen Verbreitung von <i>Ancylus fluviatilis</i> ..... | 53  |
| <i>КЕССЕЛ Х.:</i>  | Перемещение уровней Анцилового озера на территории Эстонии в свете вертикального распространения <i>Ancylus fluviatilis</i> .....  | 63  |
| <i>ШУИСКИЙ Ю. Д.:</i>  | К определению границ береговой зоны моря и о дифференциации наносов в ее пределах .....  | 65  |
| <i>SHUIISKY Yu. D.:</i>  | On the boundaries of the sea shore zone and the differentiation of sediments within its limits .....                               | 76  |
| <i>ОРЛОВА Г. А., ЮРКЕВИЧ М. Г.:</i>                                    | Изменение рельефа и перемещение песка в береговой зоне при умеренных волнениях (восточное побережье Балтики) .....                 | 77  |
| <i>ORLOVA G., JOURKEVICH M.:</i>                                       | Relief changes and alongshore sand drifting in the sea shore zone during moderate wave action (East Baltic coast) .....            | 90  |
| <i>ЛОГВИНЕНКО Н. В., БАРКОВ Л. К., СУСЛОВ Г. А., ЧИСТИЯКОВ В. Г.:</i>  | Характер осадков и литодинамика подводного берегового склона Нарвского залива .....  | 91  |
| <i>LOGVINENKO N. V., BARKOV L. K., SUSLOV G. A., CHISTIAKOV V. G.:</i> | Character of sediments and the lithodynamics of the underwater shore slope in the Narva Bay .....                                  | 97  |
| <i>ШУЛЬГИН Я. С., МОРОЗОВ Л. А., ГРЕЧИЩЕВ Е. К.:</i>                   | Защита песчаных берегов свободными пляжами .....   | 99  |
| <i>SCHULGIN J. S., MOROSOW L. A., GRETSCHTCHEW E. K.:</i>              | Schutz der sandigen Meeresufer mittels des künstlichen Strandbaues .....   | 109 |
| <i>КНАПС Р.:</i>   | Опыт и перспективы гидротехнического строительства на песчаных побережьях .....  | 111 |
| <i>KNAPS R.:</i>   | Erkenntnisse und Aussichten des wasserbautechnischen Baues an den sandigen Meeresküsten .....                                      | 116 |

|   |     |
|---|-----|
| <i>HALLBERG R. O., BAGANDER L. E., ENGVALL A.-G., LINDSTRÖM M., SCHIPPEL F. A.:</i>   |     |
| Chemical and microbial <i>in situ</i> investigation of the sediment-water interface in the Baltic .....                                   | 117 |
| <i>ХАЛЬБЕРГ Р. О., БОГАНДЕР Л. Е., ЭНГВАЛЬ А. Г., ЛИНДСТРЁМ М., ШИППЕЛЬ Ф. А.:</i>  |     |
| Химические и микробиальные инситовые исследования взаимодействия осадки-вода в Балтийском море .....                                      | 125 |
| <i>ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.:</i>   |     |
| Железо во взвеси и донных осадках Балтийского моря .....  | 127 |
| <i>EMELYANOV E. M., PUSTELNIKOV O. S.:</i>  |     |
| Iron in suspended matter and in the bottom sediments of the Baltic Sea .....  | 136 |
| <i>БЛАЖЧИШИН А. И., RATEEV M. A., ХЕИРОВ М. Б.:</i>   |     |
| Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря .....   | 137 |
| <i>BLASCHTSCHISCHIN A. I., RATEEW M. A., CHEIROW M. B.:</i>   |     |
| Tonmineralien und ihre Lokalisierung im oberen Schicht von rezenten Sedimenten der Ostsee .....   | 153 |
| <i>ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.:</i>  |     |
| Баланс осадочного материала и скорости современного осадкообразования в Балтийском море (по данным изучения взвеси) .....                 | 155 |
| <i>PUSTELNIKOV O. S.:</i>   |     |
| The balance of sediments and recent sedimentation rates in the Baltic Sea (according to the data of suspension studying) .....            | 160 |
| <i>БЛАЖЧИШИН А. И., ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.:</i>   |     |
| Биогенные компоненты ( $C_{org}$ и $SiO_2$ аморф.) в воде, взвеси и донных осадках Балтийского моря .....                                 | 161 |
| <i>BLASHCHISHIN A. I., PUSTELNIKOV O. S.:</i>   |     |
| Biogenic components ( $C_{org}$ and $SiO_2$ amorph.) in water, suspension and bottom sediments of the Baltic Sea .....                    | 172 |
| <i>СВИРИДОВ Н. И.:</i>  |     |
| Результаты измерений скорости звука в донных осадках Балтийского моря .....   | 173 |
| <i>SVIRIDOV N. I.:</i>  |     |
| Results of sound velocity measurements in the Baltic Sea bottom sediments .....   | 180 |
| <i>КРУКЛЕ М. Я., АРСЛАНОВ Х. А.:</i>  |     |
| О стратиграфии и геохронологии морских плейстоценовых отложений разреза Личуле .....  | 181 |
| <i>KRUKLE M., ARSLANOV CH. A.:</i>  |     |
| On stratigraphy and geochronology of marine Pleistocene deposits of the Licupe section .....  | 191 |
| <i>БОЗНЯЧУК Л. Н., ВАЛЬЧИК М. А.:</i>   |     |
| Террасы Немана, их возраст и соотношения с береговыми линиями приледниковых водоемов и Балтийского моря (предварительное сообщение) ..... | 193 |
| <i>VOZNYACHUK L. N., WALCZYK M. A.:</i>   |     |
| Terraces of the Niemen River, its age and relations to the shorelines of glacial lakes and the Baltic Sea (Preliminary report) .....      | 209 |
| <i>КАБАЙЛЕНЕ М. В.:</i>   |     |
| К вопросу реконструкции истории лесов Литвы в голоцене по данным палинологического анализа .....  | 211 |
| <i>KABALIENE M.:</i>  |     |
| Über die Rekonstruktion der Waldgeschichte Litauens im Holozän nach Angaben der palinologischen Analyse .....                             | 225 |
| <i>DOLUKHANOV P. M.:</i>  |     |
| The Holocene history of the Baltic Sea and ecology of prehistoric settlement .....  | 227 |
| <i>ДОЛУХАНОВ П. М.:</i>   |     |
| Голоценовая история Балтики и экология первобытных поселений .....  | 243 |
| <i>ГУДЕЛИС В. К., ЛУКОШАВИЧЮС Л. С., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., ВИШНЕВСКАЯ Е. М.:</i>  |     |
| Геоморфология и поздне-последниковые донные отложения юго-восточной Балтики .....   | 245 |
| <i>GUDELIS V., LUKOSEVICIUS L., KLEYMENOVA G. I., VYSHNEVSKAYA E. M.:</i>   |     |
| Geomorphology and the late-and postglacial bottom deposits of the South-eastern Baltic .....  | 256 |
| <i>СОКОЛОВА В. Б.:</i>  |     |
| О результатах структурного и палеогеоморфологического дешифрирования аэрофотоматериалов по Калининградскому полуострову .....             | 257 |
| <i>SOKOLOVA V. B.:</i>  |     |
| Results of structural and palaeogeomorphological air-photo interpretation for Sambian (Kaliningrad) Peninsula .....                       | 263 |

## THE EFFECT OF THE SEA ON THE ESKERS OF AN EMERGING COAST IN SOUTHERN FINLAND

by

OLAVI GRANO, Turku

Glacial sediments, originally situated far below the level of the sea, have as a result of continuous land uplift in southern Finland, risen higher and higher in relation to the sea level. The hydrodynamic effect of the sea has, at one time or another, removed and redeposited the sediments along almost the entire coast. Glaciofluvial material has been most strongly affected by this action. In some cases it has changed the form and structure of the eskers so much, that it would be better to regard the esker, after it has undergone littoral action, as the result of beach processes from different periods rather than an ice-contact feature. The beaches of southern Finland have been very sensitive to the forces acting upon them, i. e. waves and currents.

Many parts of southern Finland are crossed by long, continuous eskers or broken series of esker ridges, accumulated during the retreat of the ice. They were generally formed at right angles to the ice margin, and reflect the shape of the ice lobes and irregularities of ice retreat during deglaciation. The well-developed eskers of southern Finland reach up to 30–40 m above their surroundings, and consist of well-sorted glaciofluvial material. This occurs in alternating layers of finer and coarser particles, showing evidence of crossbedding. In the centre the material is normally coarser. Since the eskers are built up of friction deposits, mostly sand and gravel, they were originally conical in cross-section with slopes lying at a rather steep angle, 15–25° on average.

The eskers of southern Finland have either been deposited in deep water or are there because of subsequent transgression. They lay at a depth of 100–150 m at the most. The first hydrodynamic situation is therefore either deep stagnant water or a current. In the former case, a clay and silt layer has formed on top of the esker; in the latter there has been some erosion. The speed of deep-water currents is, however, so small that only the finest material starts to move. When observing the present currents along the river system with the beds of the rivers often settling on the slopes bordering certain mounds<sup>1</sup>.

As land uplift proceeded, the bottom currents were displaced. This led, in places, to the removal of clay and silt. As the depth decreases further, wa-

<sup>1</sup> Unpublished reports of the Archipelago Research Institute.

ve motion begins to influence the seabed. Wave energy increases as depth decreases and reaches its maximum at the breaking point of the wave. The position the breaker zone depends on the height of the waves<sup>2</sup>. The stronger the storm, the deeper the breaker zone extends. The peak of the esker is usually levelled when, as the result of land uplift, it reaches this zone until the core of the esker, containing coarser material, causes erosion to come to a halt when a sufficient concentration of coarser material has formed.

The slope seawards of the breaker zone becomes more gentle and a shoaling zone of oscillatory waves is formed. These offshore waves do not greatly influence the moving of the sediments. A layer of fine sediments is often encountered here; this layer often ends abruptly at the limit of erosion caused by coastal currents<sup>1</sup>. Proceeding towards the shore, the deposit of fine material becomes thinner and the sediments become progressively coarser as wave energy increases and depth decreases.

The geometry of the coast and of the shoreline represents the „boundary conditions“ under which the beach processes operate at any one time (see e. g. Granö, 1957 and 1960). Erosion also ceases as the fetch gets shorter since protecting islands rise above the water level. If one side of the esker is on the lee side, this slope becomes steeper because material is carried there by the breaker from the side where there is greater. This redeposited material covers the layer of clay and silt, which remains as a remnant of the cover of fine materials deposited when the esker was still in deep water. From this it is possible to determine the stratigraphic boundary between the original esker and the beach effect, which is otherwise often difficult to distinguish since the original esker was also deposited by water (Granö 1958).

The energy of the breakers has in most cases levelled the esker so much that, as land uplift continues a narrow zone of surf is formed within the breaker zone. Similarly along the shore a swash zone is created when the summit of the esker emerges from the sea. After this stage the esker rises above the action area of the sea as a result of land uplift. As the summit of the esker rises above the surface of the water, it does not at this stage form a continuous „ribbon“ but a series of small islands. This is because the resistance of the material to erosion varies along the esker, and the breakers eat deeper into some parts of the esker than others. Ridges of stone and gravel form at the limit of the swash on the beaches of the islands as they surface from the sea. In winter the effect of ice push in the swash zones can be considerable.

During exceptionally strong storms, when the height of the waves is very large, the breaker zone is displaced downwards and extends to the slopes of the esker below the levelled summit of the esker. As the land continues to rise, lower and lower slopes of the esker become subject to the powerful erosion effect of the breaker zone. If the levelling of the peak of the esker ceases because of the concentration of coarse material although the fetch continues to be considerable, a cliff forms along the slope of the esker. This cliff grows downwards and inwards as long as wave energy is sufficiently great in relation to the material of the esker. The incline of the cliff is generally the same as that of the slope of the original esker, when it is at the rest of its material. During exceptionally strong storms, the vertical extent of wave effect increases: the breakers eat away the foot of the cliff and, at the same time, beach ridges may be formed up to the top of the eskers by the swash of extra powerful waves. When the esker has risen above the water

<sup>2</sup> Compare literature concerning beach formation in general e. g. King, 1972, Norrman, 1964, Zenkovich, 1967.

level, beach ridges are to be found on the levelled peak of the esker. Under these ridges the concentration of coarse material has prevented further erosion. The edge of the cliff begins at a sharp angle. As land uplift continues, beach ridges are also formed at the foot of the cliff. Figure 1 gives a diagrammatic illustration of the course of events.

If, however, the process of levelling of the peak of the esker comes to a halt as result of the shortening of the fetch, no proper cliff is formed but the slope of the esker becomes more gentle and beach ridges form on the slope, sometimes even small cliffs.

The ridges on the slopes of the emerged esker are deposits formed by the swash in extremely stormy conditions. It is therefore not possible to draw any conclusions as to isostatic or eustatic events on the basis of them, or of the cliffs (see Fig. 1).

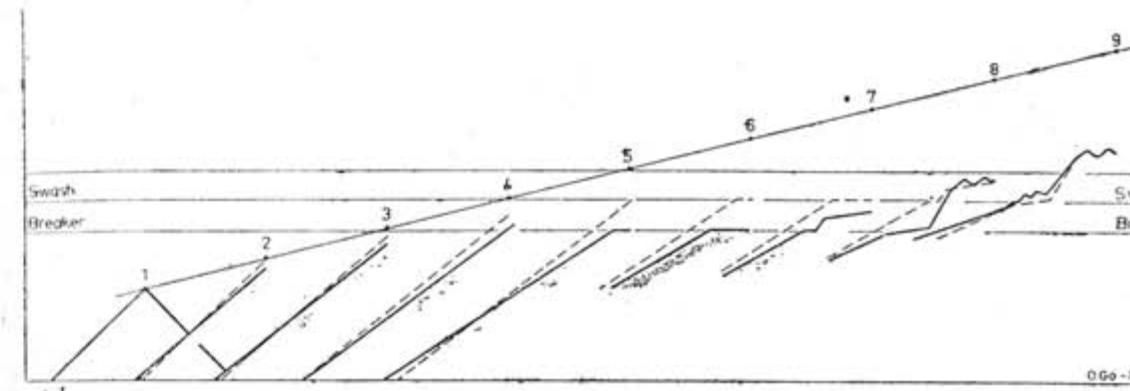


Fig. 1. Diagram (not drawn to scale) illustrating emergence of primary slope in esker stages, 1—9, under uniform conditions of land uplift with maximum fetch. The line joining points 1—9 illustrates position of the top of primary esker resulting from uniform land uplift if the sea had not influenced its form. The broken line shows the immediately preceding stage. In stage 6 erosion of the peak has ceased because of the concentration of coarse material. Beach ridges continue to form up to stage 8 when the concentration of coarse material brings the formation of cliffs to a halt.

Inside the breaker zone there is also considerable longitudinal displacement of material, mostly caused by longshore currents. This is in the form of deposits on the uplifted esker slopes. Deposits of sand above the gravel erosion surface made by the breakers are encountered rather frequently (Granö, 1958 p. 17). This nonconformity results rather often from the longshore movement of material, not by movement of material taking place at right angles to the shore line. Sand bars forming in the breaker and swash zones are destroyed as the land is uplifted but their material remains behind in the form of a swash redeposit.

In conclusion it might be said that the redepositing of glaciofluvial sediments is determined by the fact that the whole esker is subjected to the different interactions between water and sediment motion, ranging from deep stagnant water to the dry land of the coast, in the following order (Fig. 2):

1. Deep stagnant water with the accumulation of clay and silt or some erosion caused by currents.
2. Offshore waves with transport and accumulation of silt and sand.
3. Breakers, surf and longshore currents with a high degree of erosion and/or accumulation of sand.

#### 4. Swash with accumulation of gravel and sand.

The boundaries of these four vertical zones fluctuate very rapidly since their position is determined by the size of the waves and the level of the sea at any one time. For example, if wave motion increases but the level of the sea remains the same, the zones are displaced into deeper water. The uppermost zone, however, the swash zone, also extends upwards farther on

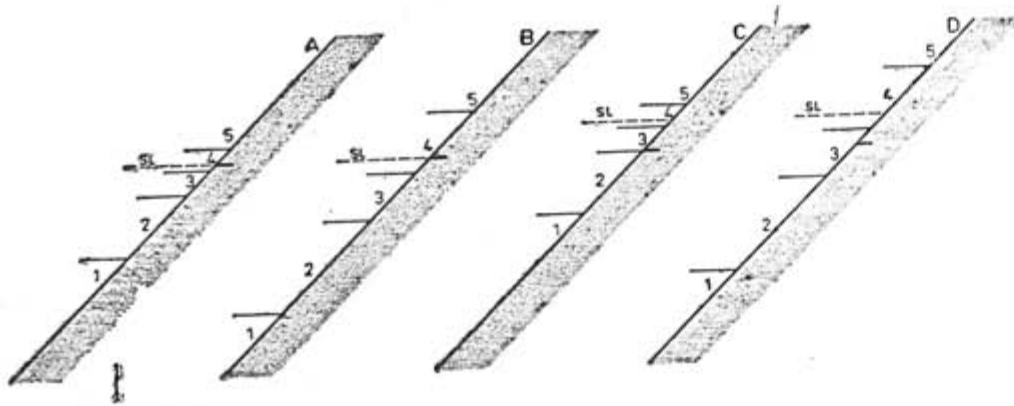


Fig. 2. Diagram illustrating the effect of variations in sea-level and storms on the vertical position of the four major hydrodynamic zones (not to scale) in a beach environment with maximum fetch.

1. Deep water. 2. Offshore (shoaling) zone. 3. Breaker zone. 4. Swash zone. 5. Dry land (wind zone).  
A. Strong wind. B. Storm but with same sea-level (SL). C. Strong wind with raised sea-level.  
D. Storm with raised sea-level.

to dry land (Fig. 2B). If, on the other hand, the sea-level rises, all the zones move upwards (Fig. 2C). Changes in the size of the waves and the sea-level are interrelated since, in times of storms, the volume of water in the Gulf of Finland increases for meteorological reasons and consequently the level of the sea rises, mostly at the extreme end of the Gulf. The degree with which the zones move up or down the shore depends on the ratio between the size of the waves and the sea-level. An increase in wave size means that the zones are displaced down the shore while a rise in sea-level results in their upward displacement (Fig. 2). Regional differences occur since sea-level fluctuations in the eastern part of the Gulf of Finland are almost twice as large as those in the western sector (see Stenij and Hela, 1947, Lisitzin, 1957). This means that the farther east along the Gulf, the more often the rise in sea-level during times of stormy weather maintains the zones at the same level approximately (Fig. 2D). On the other hand, in the western parts of the Gulf the rise in sea-level is not so large and therefore it does not prevent the downward displacement of the zones. In the swash zone, however, as distinct from the others, both the rise in sealevel and the size of the waves exert a similar effect. This means that, during storms, the swash and swash deposits are driven farther up the beach the farther east one proceeds.

When the esker emerges from the water, there are, because of the type of coast in southern Finland, protecting islands and consequently the fetch is shortened (see Granö, 1960). The zones then move in the vertical plane according to the level of the sea because the waves do not increase notably in size during stormy weather.

For these reasons the vertical position of the hydrodynamic zones varies continually. Therefore, while the slope of the esker lies within the region of sea action, a given point on the slope will be subject to erosion and

deposition of sediments in turn in various degrees depending on the strength of the action of the sea.

The stratigraphy of the beaches of the emerged eskers, in which there are deposits of different thickness and coarseness, results from the overlap of the action of different hydrodynamic zones. In most cases the deposits are completely destroyed or changed through the effect of the new zone replacing it. Beach ridges deposited by swash action, however, always remain after the land uplift as they are the last formation resulting from sea action. It is clear that extremely stormy conditions play the most important part in determining the morphology of the esker and the redeposition of sediments. The result is a stepped sequence of erosion and accumulation even though isostatic uplift has been, and still is, uniform.

#### REFERENCES

- GRANO OLAVI.: 1957. Die südfinnische Schärenküste als Übergangsraum zwischen Festland und offenem Meer. *Stuttgarter Geogr. Stud.* 69.
- GRANO OLAVI.: 1958. The Vessö esker in southern Finland and its economic importance. *Fennia* 82 : 1.
- GRANO OLAVI.: 1960. Die Ufer der Südküste Finnlands. *Fennia* 83 : 3.
- KING CUCHLAINE A. M.: 1972. Beaches and Coast. London.
- NORRMAN J. O.: 1964. Lake Vättern, investigations in shore and bottom morphology. *Geogr. Ann.* 46.
- LISITZIN EUGENIE.: 1957. The frequency of extreme heights of sea-level along the Finnish coast. *Merentutkimuslait. Julk.—Havsforskn. inst. Skr.* 175.
- STENIJ S. E. & HELO, ILMO.: 1947. Suomen merenrannikoiden vedenkorkeuksien lukuudet. Summary: Frequency of the water heights on the Finnish coasts. *Merentutkimuslait. Julk.—Havsforskn. inst. Skr.* 138.
- ZENKOVICH V. P.: 1967. Processes of Coastal Development. London.

Received: 18.2.1974.

#### ВОЗДЕЙСТВИЕ МОРЯ НА ОЗЫ В УСЛОВИЯХ БЕРЕГОВ ПОДНЯТИЯ ЮЖНОЙ ФИНЛЯНДИИ

ОЛАВИ ГРАНЕ

#### РЕЗЮМЕ

В прибрежных водах Южной Финляндии, на глубинах до 150 м распространены различные ледниковые аккумулятивные формы, в том числе много длинных озовых гряд относительной высоты до 30—40 м. Они сложены сортированным флювиогляциальным материалом.

В результате постепенного поднятия земной коры эти озы постепенно поднимаются все выше, проходят зону подводного берегового склона и наконец включаются в состав береговых форм рельефа. На больших глубинах озы подвержены только воздействию течений, в то время как на подводном береговом склоне они испытывают сильное преобразование в результате размыва и переотложения материала волнами и волновыми течениями. В данной статье автор подробно рассматривает основные процессы видоизменения озлов в условиях береговой зоны Южной Финляндии.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ЮГО-ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В. И. ХОМУТОВА, Ленинград

Положительным фактом в развитии палинологического метода следует считать обращение внимания палинологов особенно в последнее десятилетие к изучению донных отложений современных водоемов (океанов, морей, крупных и мелких озер).

В настоящее время методом палинологического анализа с разной степенью детальности изучены донные отложения Азовского (Вронский, 1971), Белого (Малысова, 1971), Карского (Загорская и др., 1957, 1967), Каспийского (Мальгина, Маев, 1966; Абрамова, 1971), Охотского (Коренева, 1957), Средиземного (Вронский, Панов, 1963; Rossignol, 1961), Тирренского морей (Франкавилла, 1971), а также отдельных частей Тихого океана (Коренева, 1971) и Атлантического (Исагулова, 1971). Следует указать на аналогичные работы по изучению донных осадков Великих озер Америки (McAndrews, 1969) и европейского континента — Ладожского озера (Абрамова, 1965) и Онежского (Хомутова, 1971), так как условия формирования спорово-пыльцевых спектров в донных осадках этих крупных озер как показали результаты палинологического анализа близки к условиям морских бассейнов. Донные отложения Балтийского моря методом палинологического анализа пока изучены чрезвычайно слабо, несколько лучше в этом отношении исследованы только южные и юго-западные районы Балтики.

В литературе приводятся результаты спорово-пыльцевого анализа шести колонок из пролива Большой Бельт (Krog, 1965). Палинологический анализ в сочетании с определением возраста осадков по  $C^{14}$  позволил датировать отложения послеледниковым временем (IV—VII зоны, Firbas, 1949). Биостратиграфическим вопросам при изучении донных осадков Мекленбургской бухты, Арконского бассейна и Борнхольмской впадины уделяется много внимания в работах О. Кольпа (1965, 1967).

К. Люблинер-Миановская (1965) проанализировала стратиграфически непрерывный разрез (зоны Va—IX, по Фирбасу) из района Мекленбургской бухты. Донные осадки 18 разрезов прибрежных районов Балтики в пределах Советской Эстонии исследованы палинологическим и диатомовым методами Х. Кессел и М. Порк (1971).

Из глубоководного района Гданьской бухты (глубина воды 115 м) единственной опубликованной спорово-пыльцевой диаграммой является диаграмма десятиметровой колонки, анализированной сначала Г. Масецкой (1965) и повторно Е. Спиридоновой (Давыдова и др., 1970).

Мощная толща (8,7 м) серых, гомогенных и ленточных глин формировалась на протяжении позднеледникового времени (предположительно во время аллередского потепления и периода среднего дриаса). Вопросами методического характера (распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков центральной и юго-восточной Балтики) занимались К. Люблинер-Миановская (1962) и О. Кондратене (Кондратене и др., 1970).

Маринопалинологические исследования ведутся в основном в двух направлениях. Во-первых, изучаются ископаемые спектры по грунтовым колонкам для целей стратиграфии, во-вторых, исследуются состав и количественные соотношения пыльцы и спор в поверхностных пробах донных осадков с целью выяснения закономерностей их формирования в условиях водного режима и их соответствия растительности, окружающей водоем.

Важным выводом всех маринопалинологических работ является то, что метод спорово-пыльцевого анализа, являясь в настоящее время основным биостратиграфическим методом в изучении континентальных отложений, успешно может быть использован и для установления стратиграфии морских осадков и их корреляции с континентальными. Проведение ряда методических работ, основанных на изучении поверхностных проб донных осадков современных водоемов показало, что спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб донных осадков, давая осредненную и обобщенную картину растительности окружающих территорий, могут быть применены для выяснения целого ряда физико-географических вопросов. Так, спорово-пыльцевые спектры небольших по размерам морей и крупнейших озер дают общее представление о растительном покрове зоны или подзоны, в пределах которых они расположены. Основным источником питания спорово-пыльцевых спектров поверхностного слоя районов Балтики является растительный покров территории, непосредственно примыкающей к морю (Советская Прибалтика, северные районы Польши, ГДР и ФРГ, Дания, Швеции), а также ее многих островов. Центральная и юго-восточная части Балтийского моря расположены в пределах распространения boreального типа растительности с господством таежных лесов. (Физико-географический атлас мира, 1964). Полученные значения состава и количественных соотношений средних спектров пыльцы древесных пород в поверхностных осадках северо-западной и юго-восточной частей Балтики (Кондратене и др., 1970) с господством в них пыльцы *Pinus sylvestris* L., значительным участием *Picea abies* (L.) Karst., *Betula sect. Albae*, *Alnus* sp. и постоянным присутствием пыльцы широколиственных пород, лещины и дают осредненную картину основных групп растительных формаций подзоны южной тайги. Юго-западная и южная части Балтики находятся уже в районе распространения неморального типа растительности с господством западноприлатических формаций (широколиственные и смешанношироколиственные леса). Анализ поверхностных проб Балтийского моря в этом районе (Krog, 1965) показывает иной качественный состав спорово-пыльцевых спектров. В спектрах господствует пыльца широколиственных пород (*Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia cordata* (L.) Mill.) с подчиненным значением пыльцы хвойных (*Pinus sylvestris* L.) и *Betula* sp.

В 1965—1970 годах сотрудниками Атлантического отделения Института океанологии АН СССР (АО ИОАН) во время экспедиции на Балтике и/и судна «Профессор Добрыни» получено большое количество колонок донных отложений, которые анализируются в настоящее время различными методами. Методом палинологического анализа в Институте озероведения АН СССР в 1970—1971 годах были изучены дон-

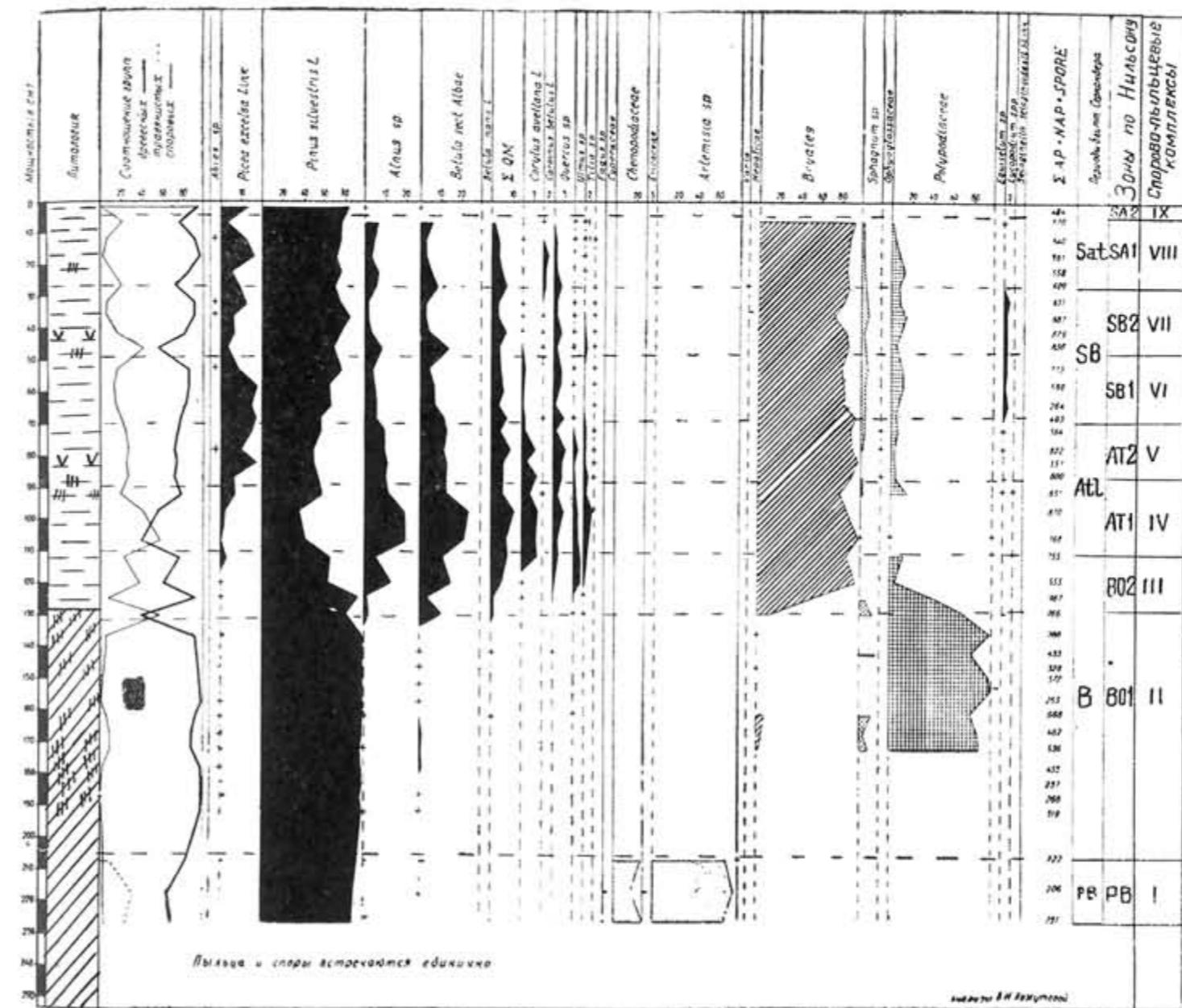


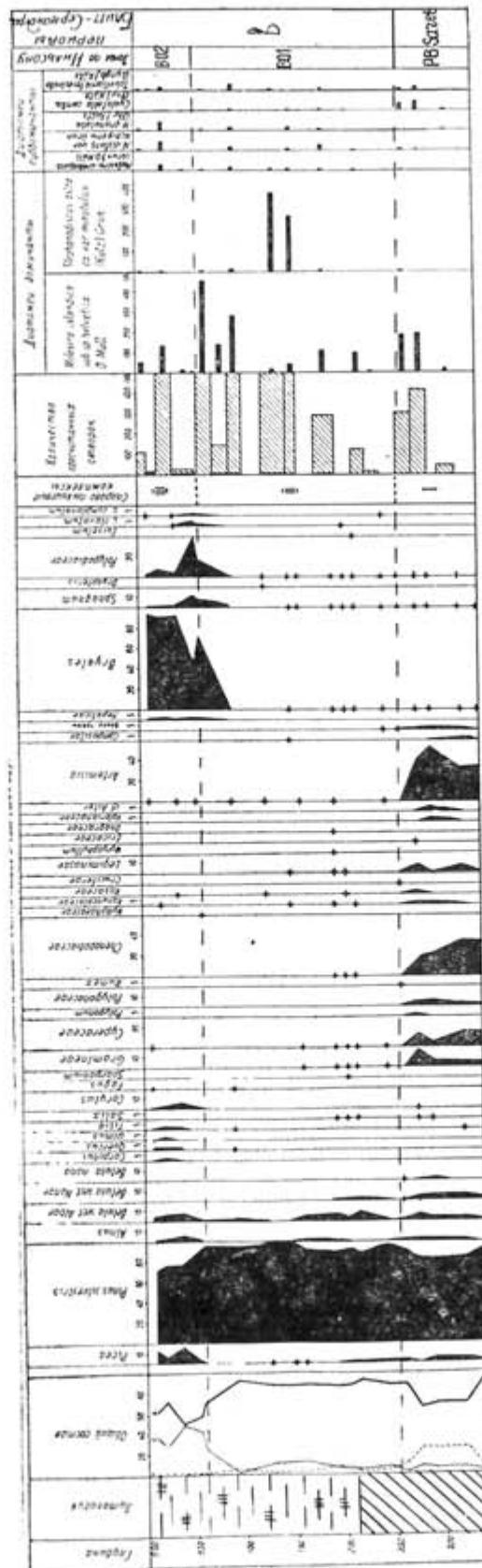
Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений колонки ст. 2119.

Условные обозначения к спорово-пыльцевым диаграммам:

- 1 — алевритово-пелитовые илы, 2 — мелкоалевритовые илы, 3 — крупные алевриты, 4 — глины, 5 — прослойки и примазки с гидротрондитом, 6 — растительные остатки. Знак «++» обозначает встречаемость пыльцы и спор менее 1%.
- 7 — пыльца древесных пород, 8 — пыльца травянистых растений, 9 — споровые.

**Анализы В.И.Хомутовой и Н.Н.Дубыдовой (плактовые)**

Рис. 2. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграмма донных отложений колонки ст. 782 из Готландской впадины.



ные осадки глубоководных районов центральной и юго-восточной Балтики.

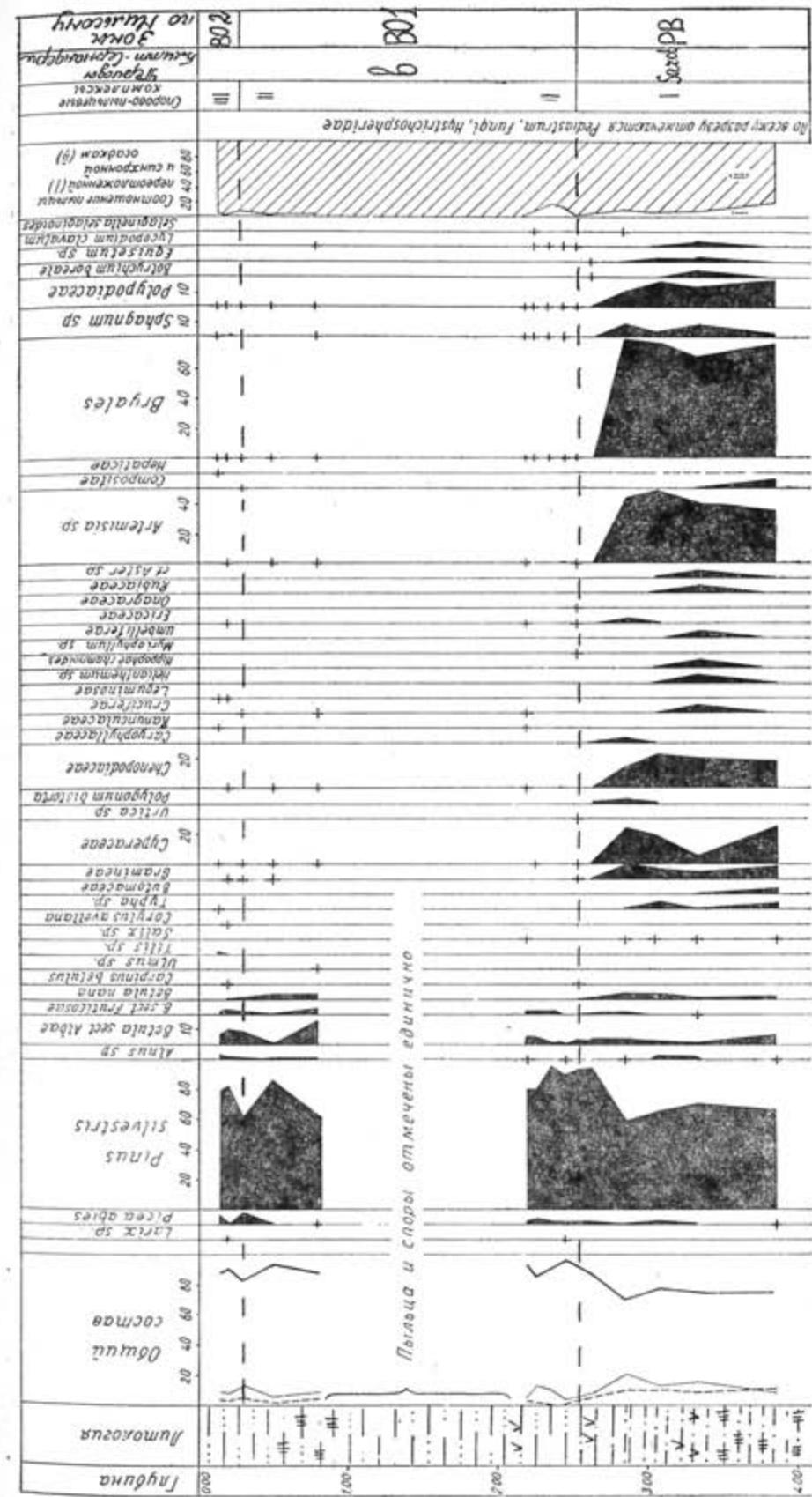
В основу настоящей работы положены материалы анализа осадков 4 колонок (100 образцов), отобранных прямоточной и вибропоршиневой трубкой и переданных А. И. Блажчишиным в Институт озероведения для анализа. Колонки 2119 (глубина воды 173 м) и 782 (глубина воды 226 м) взяты в центральной части Восточноготландской впадины, колонка 1442 (глубина воды 85,0 м) в центральной части Борнхольмской впадины, колонка 1625 (глубина воды 58,0 м) у побережья Сембийского полуострова.

Наиболее подробно (каждые 5 см колонки) исследовались осадки станции 2119, разрезы остальных колонок в большинстве случаев анализировались через 10 см. Все образцы были подвергнуты лабораторной обработке пирофосфатным методом. Навеска осадка для обработки составляла 10 грамм.

Количественное содержание микрофоссилий в поверхностных пробах Балтики определяется в основном литологией осадка (Lubliner-Mianowska, 1965; Кондратене и др., 1970). Результаты анализа ископаемых спектров подтвердили этот вывод. Как правило, илы содержали очень большое количество пыльцы и спор, насыщенность же глинистых осадков значительно меньшая. Например, в разрезе колонки 2119 насыщенность серых глин, начиная с глубины 185 см, составляет 170—320 зерен на 10 гр/осадка, а самая нижняя часть этого горизонта оказалась практически «немой» (2—50 зерен на 10 гр/осадка). Характерной особенностью спорово-пыльцевых спектров колонок Готландской впадины (ст. 782 и 2119) является прекрасная сохранность микрофоссилий и единичное присутствие переотложенных древних форм палеозойского и третичного времени (рис. 1, 2).

Хорошую сохранность пыльцы и спор послеледниковых донных осадков Балтики и достаточное для подсчета количество пыльцы и спор в ископаемых послеледниковых спектрах отмечали при анализе К. Люблинер-Миановской (1965) и Е. Спиридона (Давыдова и др., 1970). В спектрах колонок 1442, 1625, переотложенных древних форм значительно больше, иногда содержание их составляет 20—40% от общего количества пыльцы и спор (рис. 3, 4). Из переотложенных форм наиболее часто отмечены Coniferae, Pinaceae, Taxodiaceae, *Plex* sp., *Nyssa* sp., Osmundaceae, Angiospermae (трехбороздно-поровые) неопределенной систематической принадлежности. Основным источником третичной пыльцы как в современных поверхностных пробах (Кондратене и др., 1970), так и в прошлом являлись и являются миоценовые песчано-алевритовые отложения, обнажающиеся и размываемые у побережья Сембийского полуострова. Выявление переотложенных форм в донных осадках Балтики не представляет большой трудности, так как формы вторичного комплекса темно-коричневой (до бурой) окраски, часто сильно фосилизованы и уплощены. Во многих образцах отмечается большое количество растительных остатков (обрывки листьев, мхов и целые листья, ткани древесины, споры Fungi, протококковые водоросли *Pediastrum Boryanum* (Тигр.) и ее разновидности). Часто отмечаются *Hystrichosphaeridae*.

Расчет микрофоссилий произведен групповым способом, исходя из подсчета в каждой группе (AP, NAP, Spores) не менее 50 зерен. Пыльца *Corylus avellana* L. и *Salix* sp. исключена из группы древесных и вычислена от их общей суммы. Учитывая то обстоятельство, что донные осадки Балтийского моря в настоящее время интенсивно изучаются палинологами различных учреждений Советской Прибалтики, Ленинграда



и зарубежными исследователями, которые применяют различные способы подсчета результатов анализа, видимо, необходимо для сравнения приводить таблицы результатов анализа наиболее репрезентативных разрезов с указанием числа подсчитанных зерен пыльцы и спор. Среди изученных нами колонок таким разрезом с ненарушенной стратификацией является колонка станции 2119 (рис. 1).

По описанию А. И. Блажчишина в разрезе колонки ст. 2119 вскрываются следующие слои:

- 0—30 см Ил пелитовый, тонкослоистый (черные и зеленовато-серые прослойки).
- 30—90 см Ил пелитовый, слабо полосчатый, в интервалах 40—45 см и 85—90 см содержатся органические остатки.
- 102—128 см Ил пелитовый с четкой полосчатостью.
- 102—128 см Ил пелитовый (глина?) мраморовидный, пепельно-серого цвета с редкими черными примазками.
- 128—181 см Глина, насыщенная включениями гидротроилита (в интервале 134—140 см наблюдаются включения мельникита).
- 181—247 см Глина коричневато-серая, плотная, вверху с резкими черными примазками, с 200 см без примазок.

Как видно из описания колонки 2119 и литологических обозначений к диаграммам остальных изученных нами разрезов (рис. 2, 3, 4) палинологическую характеристику получили в основном слабоконсолидированные глинистые осадки, наиболее распространенные в Балтике. В гравиметрическом отношении эти отложения представлены алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, содержащими часто примазки гидротроилита (Блажчишин и др., 1970). В некоторых разрезах (ст. 2119, 782, 1625) ниже илов наблюдаются светлосерые с голубоватым или розоватым оттенком мраморовидные илы, в которых гидротроилит присутствует в виде неясных черных примазок. Нижние части наиболее полных разрезов заканчиваются розовато-серыми и светло-коричневыми глинами текуче-пластичной консистенции.

Стратиграфическая оценка и датирование слоев в разрезе ст. 2119 не представляет особых затруднений, так как данный разрез отличается полнотой, отсутствием перерывов в осадконакоплении и наличием ясно выраженного маркирующего горизонта, сформировавшегося в атлантический период голоцен, в период литориновой трансгрессии Балтики. Уверенное датирование осадков в остальных разрезах стало возможным благодаря исследованию именно этого разреза.

По результатам анализа спектров всех изученных разрезов и их изменениям можно выделить девять спорово-пыльцевых комплексов, каждый из которых отражает крупный этап (фазу) в развитии растительного покрова территории, примыкающей к районам исследования, причем следует подчеркнуть, что при смене климатических условий региональные изменения в составе растительности находят свое отражение на диаграммах в изменениях общего состава основных компонентов, а также в ходе кривых широколиственных пород (дуба, вяза, липы, лещины, бук), ольхи, ели, по которым и производится выделение отдельных стратиграфических зон.

Стратиграфические зоны, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами, сопоставляются и синхронизируются с зонами схемы Т. Нильссона, нашедшей свое выражение в составленной стандартной палинологической диаграмме (T. Nilsson, 1964) и с климатической схемой Блитта-Сернандера. Необходимо отметить, что сопоставление наших диаграмм со стандартной диаграммой Т. Нильссона является условным,

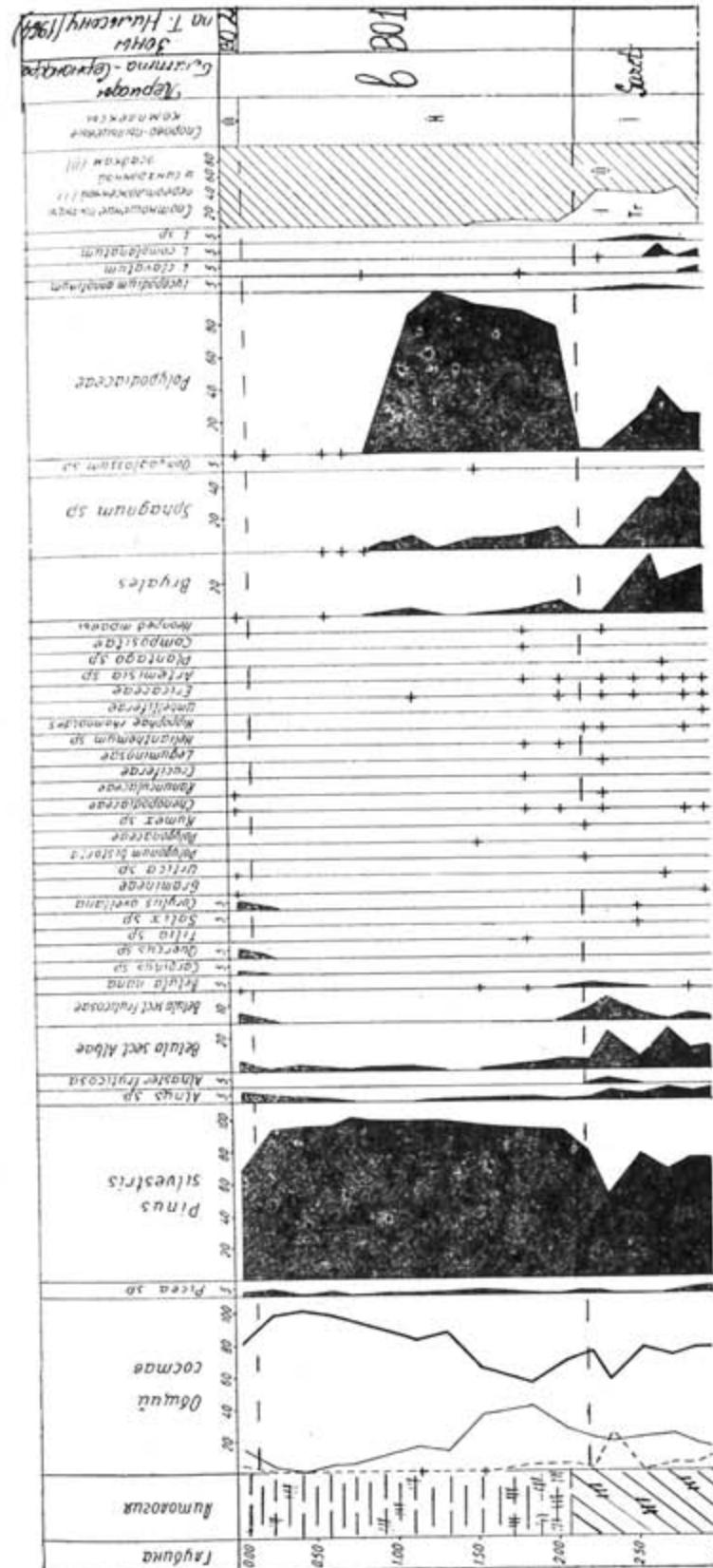


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма данных отложений колонки ст. 1442 из Борнхольмской впадины.

так как стандартная диаграмма Т. Нильссона отражает основные закономерности изменений растительного покрова в голоцене территории иной палеофлористической провинции. Так как в исследуемых районах Балтики отсутствуют палинологические данные об одновозрастных осадках, с которыми можно было бы коррелировать изученные нами горизонты, а корреляцию с одновозрастными разрезами южной и юго-западной Балтики из-за отсутствия промежуточных разрезов, видимо, пока проводить преждевременно, изученные нами отложения сопоставляются с озерными и озерно-болотными осадками, находящимися в настоящее время в одной широтной зоне на побережье Восточной Прибалтики (Гринбергс Э. Ф., 1957; Гуделис, 1957; Бартош, 1958; Кабайлене, 1967; Даниланс, Стелле, 1971).

Необходимо заметить, что спорово-пыльцевые диаграммы морских осадков Балтики в основных чертах и закономерностях сходны с диаграммами континентальных одновозрастных осадков. Особенно большое сходство полученные нами диаграммы обнаруживают со средней пыльцевой диаграммой голоценовых отложений Латвии, составленной В. Я. Стелле и И. Я. Данилансом (1971) по результатам исследования 34 разрезов. Сходство основных черт диаграмм, полученных нами, со средней диаграммой голоцена Латвии, проявляется в появлении, кульминациях, исчезновении пыльцы характерных элементов флоры, какими следует считать широколиственные породы, ольху, лещину, ель, в четкой кульминации сосны в осадках boreального времени, в одинаковых процентных соотношениях пыльцы основных древесных пород. Большое сходство спорово-пыльцевых диаграмм морских осадков Балтики именно со средней диаграммой голоценовых отложений Латвии неслучайно, ибо природа этих диаграмм одинакова, (спорово-пыльцевые диаграммы морских осадков и средняя диаграмма большого региона, каким является Латвия, отражают осредненный, региональный тип растительности; явление локальности в этих диаграммах практически сведено к нулю).

#### Пребореальный период — субарктический по схеме Блитта-Сернандера (РВ)

Первый спорово-пыльцевой комплекс (205—230 см в колонке 2119, 264—395 см в колонке 1625, 260—337 см в колонке 782, 222—300 см в колонке 1442) отражает растительный покров побережий в пребореальный период. Литологически отложения, охарактеризованные спектрами этого комплекса, представлены чаще всего коричневато-серыми или розово-серыми глинями с примазками гидротроилита, серыми заиленными алевритами, реже серыми илами с примазками гидротроилита.

Отличительной особенностью описываемого комплекса является значительное участие в общем составе (10—32%) пыльцы травянистых растений, среди которых доминирует *Artemisia sp.* и сем. *Chenopodiaceae*. Иногда пыльца этих двух групп составляет 90% от суммы пыльцы всех травянистых. В группе древесных при господстве пыльцы *Pinus sylvestris* L. отмечается присутствие пыльцы *Picea abies* (L.) Karst., *Betula sect. Albae*, *B. sect. Fruticosae*.

Судя по общему составу основных компонентов спорово-пыльцевых спектров, лесные сообщества в составе растительности, окружающей исследуемый район Балтики, не были абсолютно господствующими. Значительные пространства были заняты травянистыми ксерофитными группировками. Следует отметить, что качественный состав пыльцы травянистых в колонках глубоководных районов и прибрежной (ст. 1625) не-

сколько отличается между собой. Так, в спектрах донных осадков глубоководных впадин пыльца травянистых менее разнообразна, чем в спектрах ст. 1625. Находят отражение только доминантные группы травянистых ассоциаций (*Artemisia sp.*, сем. *Chenopodiaceae*), единично отмечается пыльца разнотравья — *Helianthemum sp.*, *Hippophaë rhamnoides* L. и др. Состав пыльцы травянистых в колонке 1625, расположенной у побережья Самбийского полуострова на глубине 56 м, является более пестрым и отличается повышенным содержанием (свыше 20%) пыльцы Сурегасеae, присутствием пыльцы растений водных и прибрежно-водных обитаний (*Typha sp.*, *Myriophyllum sp.*, сем. *Butomaceae*, *Alismataceae* и др.). Разнообразный состав пыльцы травянистых и присутствие пыльцы растений водных и прибрежно-водных условий объясняется тем, что формирование осадков этого периода в колонке 1625 происходило в условиях неглубокого пресного залива или лагуны, заросшей макрофитами.

В образцах ст. 1625 (гл. 220—395 см) сотрудником Ленинградского университета В. П. Денисенковым были определены следующие остатки растений прибрежно-водных обитаний: стебли, клетки эпидермиса, корешки *Scirpus lacustris* L., *Phragmites communis* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Equisetum sp.*, листья *Sphagnum sp.* секции *Subsecunda*. В этих же образцах была встречена кора *Pinus sylvestris* L., *Picea abies* (L.) Karst., *Betula pubescens* Ehrh., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.

Как показали результаты диатомового анализа образцов из этого горизонта, выполненного Н. Н. Давыдовой, в осадках в большом количестве встречаются пресноводные диатомовые водоросли обрастающих с доминантной формой *Opephora martyi* Heib. и субдоминантами *Fragilaria inflata* (Heid.) Hust., *F. brevistriata* Grun., *F. pinnata* Ehr. Субдоминантами являлись также планктонная *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. и бентосная *Amphora ovalis* var. *pediculus* Kütz.

В стратиграфическом отношении осадки, охарактеризованные первым спорово-пыльцевым комплексом, представляют собой зону сосны с значительным участием пыльцы ксерофитных (полынь, маревые) и тундровых элементов. Верхняя граница зоны пребореала на балтийских диаграммах совпадает с уровнем падения кривых пыльцы травянистых и началом абсолютного господства в отложениях пыльцы сосны. Подобные спектры отличают пребореальные осадки и двух крупнейших озерных водоемов — Онего и Ладоги. В спектрах более древних отложений (поздний дриас) Балтики, отражающих растительность перигляциальных ландшафтов, абсолютно (до 90% от общего количества микрофоссилий) будет господствовать пыльца травянистых (полынь, маревые) и березы кустарниковых форм. Для зоны пребореального периода стандартной диаграммы Т. Нильссона характерно преобладание пыльцы сосны и бересклета. Характерно также появление пыльцы лещины.

#### Бореальный период (BO-1; BO-2)

Второй и третий спорово-пыльцевые комплексы составляют спектры образцов с глубины 112—205 см в колонке 2119, 2—260 см в колонке 782, 2—264 см в колонке 1442, 0—264 в колонке 1625. Осадки бореального периода представлены зеленовато-серыми алевритопелитовыми илами, голубовато-серыми илами с примазками гидротроилита, реже серыми алевритами с пятнами гидротроилита и розовато-серыми полосчатыми глинами.

В составе спектров этих комплексов и всех последующих доминирует пыльца древесных пород, что свидетельствует уже о господстве лесного типа растительности на побережьях, окружающих районы Балтийского моря. Среди пыльцы древесных преобладает (до 94%) пыльца *Pinus sylvestris* L., в незначительном количестве отмечается пыльца лиственных пород — *Betula sect. Albae* и *Alnus sp.* Высокий процент споровых в общем составе получается за счет *Polypodiaceae*, сопутствующих хвойным формациям этого периода.

В спектрах верхних образцов, отражающих растительный покров второй половины бореального периода (BO-2), постоянно (2—7%) встречается пыльца широколиственных пород (*Quercus sp.*, *Ulmus sp.*, *Tilia sp.*), *Alnus sp.* и *Betula sect. Albae*.

Таким образом, зона раннего бореала (BO-1) осадков Балтики может быть охарактеризована как зона сосны, верхняя граница этой зоны совпадает с подъемом кривых пыльцы ольхи, березы, началом непрерывных кривых широколиственных пород (дуба и вяза). Отложения второй половины бореального периода (BO-2) характеризуются зоной пыльцы сосны с участием пыльцы березы древовидной, ольхи, небольшим содержанием (до 4%) пыльцы дуба, вяза, липы. Верхняя граница зоны (BO-2) совпадает с началом непрерывных кривых пыльцы ели, лещины, резким подъемом уровней пыльцы ольхи и березы. Для зон раннего и позднего бореала схемы Т. Нильссона характерно в отличие от анализируемых диаграмм, максимальное присутствие пыльцы лещины и высокое содержание пыльцы березы.

### Атлантический период (AT-1, AT-2)

Характер развития растительного покрова этого времени, а также суббореального и субатлантического, нашел отражение только на диаграмме ст. 2119.

Четвертый и пятый спорово-пыльцевые комплексы этого разреза представлен спектрами образцов с глубины 72—112 см. (полосчатые, пелитовые илы).

Спектры этого горизонта отличаются от предыдущих целым рядом признаков. Высокий процент (6—20%) составляет пыльца *Alnus sp.*, *Betula sect. Albae* (11—23%), значительно (до 14%) участие пыльцы термофильных широколиственных пород и *Corylus avellana* L. (2—8%). Содержание пыльцы дуба, вяза, липы и лещины является максимальным в осадках этого периода. Необходимо отметить единичное, но постоянное присутствие пыльцы *Fagus sp.* Для спектров, характеризующих отложения второй половины атлантического периода, показательно значительное участие (до 15%) пыльцы *Picea abies* (L.) Karst.

В группе споровых доминируют *Bryales* (80,0—90,0%), присутствуют в небольшом количестве споры *Polypodiaceae* (1—15%), единично *Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L., *Equisetum sp.*, *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

Описанные спорово-пыльцевые комплексы отражают растительный покров побережий, окружающих центральные и юго-восточные районы моря, в относительно теплый и влажный период оптимума голоцен. В это время на побережьях Балтики произрастали смешанные леса с значительным участием в древостое широколиственных пород (дуба, вяза, липы). В составе лесных формаций присутствовали граб и бук.

В биостратиграфическом отношении четвертый спорово-пыльцевой комплекс характеризует зону первой половины атлантического времени

(AT-1), зону сосны, ольхи, березы с максимальным (14%) участием пыльцы широколиственных пород (дуб, вяз, липа). Верхняя граница этой зоны проводится под уровнем наибольшего присутствия пыльцы ели. Пятый спорово-пыльцевой комплекс характеризует зону второй половины атлантического времени (AT-2) и отличается от зоны первой половины атлантики увеличением содержания пыльцы ели и уменьшением участия пыльцы ольхи, березы и лещины. Верхняя граница зоны (AT-2) проводится на уровне падения кривых лещины, липы, вяза. Для зоны (AT-2) характерно единичное, но постоянное присутствие пыльцы буквы. Зоны атлантического периода схемы Т. Нильссона отличаются от зон балтийских диаграмм отсутствием пыльцы ели, значительно большим содержанием пыльцы широколиственных пород и их максимумами во второй половине атлантики.

### Суббореальный период (SB-1, SB-2)

Шестой и седьмой спорово-пыльцевые комплексы в колонке 2119 составляют спектры образцов с глубины 32—72 см. Литологически отложения, охарактеризованные спектрами этого типа, представлены пелитовыми, слабо полосчатыми илами, содержащими в интервале 40—45 см органические остатки.

В составе спектров данного комплекса преобладает пыльца хвойных пород — *Pinus sylvestris* L. (57—85%) и *Picea abies* (L.) Karst. (5—18%), причем пыльца ели образует на диаграмме верхний максимум.

По сравнению с предыдущим комплексом уменьшается содержание пыльцы *Ulmus sp.*, *Tilia cordata*, *Corylus avellana*, но показательно постоянное присутствие *Fagus sp.* Довольно часто отмечается единичные зерна *Abies sp.*

Встречаемость пыльцы травянистых растений во всех образцах этого комплекса менее 1% и представлена она единичными зернами *Ericaceae*, *Umbelliferae*, *Artemisia sp.*, *Helianthemum sp.*

В группе споровых попрежнему доминируют *Bryales*, постоянно встречаются *Polypodiaceae*, споры лесных видов плаунов (*Lycopodium complanatum* L., *L. clavatum* L.), иногда *Hepaticae*.

Результаты палинологического анализа донных проб этого горизонта дают представление о составе основных доминантов хвойных формаций (сосново-еловых) с участием широколиственных пород.

В зональном отношении осадки первой половины суббореального периода (SB-1) могут быть охарактеризованы зоной сосны, ели (первый максимум) с незначительным содержанием пыльцы дуба и единичным присутствием пыльцы буквы и лещины. Верхняя граница зоны (SB-1) проводится по падению кривой ели и лещины. Спектры седьмого спорово-пыльцевого комплекса характеризуют зону второй половины суббореального периода и отличаются высоким содержанием пыльцы сосны с постоянным присутствием пыльцы ели, березы, дуба, буквы и граба. Суббореально-субатлантическая граница проводится по вторичному подъему кривой пыльцы ели и началу постоянной кривой пыльцы граба, характерной для первой половины субатлантического периода.

## Субатлантический период (SA-1; SA-2)

Спорово-пыльцевые спектры 6 верхних образцов (восьмой и девятый комплекс) дают представление о лесном покрове побережий Балтики в субатлантический период. Эти спектры характеризуют тонкослоистые, пелитовые илы на глубине 0—32 см.

Для спектров образцов, сформировавшихся в первую половину субатлантического времени, показательно при господстве пыльцы *Pinus sylvestris* L. (74—80%) повышенное содержание (до 15%) пыльцы *Picea abies* (L.) Karst. и постоянное присутствие приблизительно в равных количествах (4—8%) пыльцы *Alnus sp.* и *Betula sect. Albae*. Характерно наличие пыльцы *Quercus sp.* и *Carpinus betulus* L. Спектры донных осадков Балтики второй половины субатлантического времени по составу основных компонентов и их количественным соотношениям уже близки к составу современных поверхностных проб.

Таким образом, зона первой половины субатлантического периода (SA-1) может быть определена как зона сосны, ели (второй максимум) с небольшим участием ольхи, березы, дуба, граба и липы. Верхняя граница этой зоны проводится по резкому падению кривых пыльцы многих компонентов (березы, ольхи, широколиственных). Девятый спорово-пыльцевой комплекс характеризует осадки второй половины (SA-2) субатлантического времени и данная зона может быть определена как зона сосны и ели с уже единичным и эпизодическим присутствием пыльцы лиственных (в том числе и широколиственных) пород. Зоны суб boreального, субатлантического периодов балтийских диаграмм обнаруживают особенно большое расхождение с диаграммой Т. Нильссона. В силу палеофлористических особенностей развития растительности Швеции в голоцене и наличию меридиональной зональности на стандартной диаграмме абсолютно не отмечается на протяжении этих периодов пыльцы ели, пихты, кривые широколиственных пород, растянуты по времени и максимумы выражены ярко. Незначительное, но постоянное присутствие пыльцы буквы в суб boreale и граба в первой половине субатлантики на диаграммах Балтики являются лишь «отголосками» показательных максимумов пыльцы этих пород в аналогичных зонах схемы Т. Нильссона. Кривая пыльцы ясеня, характерная для атлантико-суб boreальных зон стандартной диаграммы Т. Нильссона совершенно не выражена на балтийских диаграммах.

Таким образом изученные разрезы в центральных и юго-восточных районах Балтики являются пока первыми данными палинологического анализа, характеризующими достаточно полно и подробно последниковые донные осадки глубоководных частей моря. Полученные спорово-пыльцевые диаграммы могут быть использованы в будущем для увязки и корреляции с одновозрастными отложениями западных и восточных районов Балтийского моря, причем при интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа донных осадков Балтики следует учитывать прежде всего местонахождение исследуемой колонки в море (так как разные районы Балтийского моря расположены в различных ландшафтных зонах), современный характер растительного покрова территории, непосредственно примыкающей к району исследования, а также особенности его развития в прошлом.

В заключение необходимо отметить характерную особенность стратификации современных морских и озерных отложений крупных водомесов, которая нашла свое выражение и на диаграммах балтийских колонок,— это наличие перерывов в осадконакоплении, которые в большинстве случаев можно «увловить» только результатами палинологиче-

ского метода. Из нескольких исследованных нами колонок лишь в одной (ст. 2119) наблюдается полный цикл осадков, сформировавшихся на протяжении всего голоцена, в колонках остальных станций (1625, 782, 1442) отложения среднего и позднего голоцена отсутствуют.

Перерывы в осадконакоплении наблюдаются в разрезе станции из района Гданьской впадины (Давыдова и др., 1970), где осадки среднего и позднего голоцена залегают непосредственно на гомогенных и ленточных глинах позднеледникового возраста, и прослеживаются на диаграммах донных осадков прибрежных районов Балтики (Кессел, Порк, 1971). Частые стратиграфические перерывы, фиксируемые палинологическими данными, наблюдались нами и при исследовании многочисленных разрезов донных отложений крупнейших озер — Онего и Ладоги.

## ЛИТЕРАТУРА

- АБРАМОВА Т. А.: 1971. Результаты спорово-пыльцевого анализа современных отложений Каспийского моря и Дагестанского побережья. Сб. Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. Изд. МГУ.
- АБРАМОВА С. А.: 1965. Результаты спорово-пыльцевого анализа донных отложений Ладожского озера. Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-запада. Ленинград.
- БАРТОШ Т. Д.: 1958. Спорово-пыльцевые спектры голоцена Латвии и их стратиграфическое значение. Труды Института геологии и полезных ископаемых АН Латв. ССР, 2, Рига.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧУС Л., РУДЕНКО М. В.: 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. «Baltica», 4.
- ВРОНСКИЙ В. А., ПАНОВ Д. Г.: 1963. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое морских осадков Средиземного моря. Докл. АН СССР, т. 153, № 2.
- ВРОНСКИЙ В. А.: 1971. Палинологические исследования донных отложений Азовского моря. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Поздне- и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Научные сообщ. Института геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. IV. Вильнюс.
- ДАВЫДОВА, Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1970. Новые данные по стратиграфии донных отложений южной Балтики. «Baltica», 4.
- ДАНИЛАНС И. Я., СТЕЛЛЕ В. Я.: 1971. О пыльцевых зонах голоцена и некоторых региональных их особенностях на территории Латвии. Сб. Палинологические исследования в Прибалтике. Рига.
- ЗАГОРСКАЯ Н. Г., ЛЕВИНА Ф. М.: 1970. Данные спорово-пыльцевого анализа морских позднекайнозойских отложений как материал реконструкции палеогеографических условий арктических побережий. В кн.: «Сев. Ледовитый океан и его побережье в кайнозое». Гидрометиздат, Ленинград.
- ИСАГУЛОВА Е. З.: 1971. Споры и пыльца из донных отложений Гвинейского залива. Сб. Проблемы палинологии. Выпуск I. Киев.
- КАБАИЛЕНЕ М. В.: 1967. Стратиграфия донных отложений озер. Сб. «История озер Северо-Запада». Ленинград.
- КЕССЕЛ, Х. Я., ПОРК М. И.: 1971. К биостратиграфии донных отложений Балтики в пределах Эстонии. Сб. Палинологические исследования в Прибалтике. Рига.
- КОРЕНЕВА Е. В.: 1957. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. Труды Института океанологии, т. XXII.

- КОРЕНЕВА Е. В.: 1971. Распределение пыльцы и спор в осадках морей и океанов. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск
- КОНДРАТЕН О., БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1970. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. «Baltica», 4.
- МАЛЯСОВА Е. С.: 1971. Об особенностях формирования спорово-пыльцевых спектров в донных осадках Белого моря. Тезисы докладов к III Международной палинологической Конференции. Новосибирск.
- МАЛЬГИНА Е. А., МАЕВ Е. Г.: 1966. Спорово-пыльцевые спектры донных осадков Каспийского моря. Известия АН СССР серия геогр., 2.
- Физико-географический атлас мира, М., 1964.
- ФРАНКАВИЛЛА Ф.: 1971. Палинологическая характеристика отложений Тирренского моря. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск.
- ХОМУТОВА В. И.: 1971. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск.
- FIRBAS F.: 1949, 1952. Spät — und nachzeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I—II, Jena.
- KOLP O.: 1965. Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beiträge zur Meereskunde. Heft 12—14.
- KOLP O.: 1967. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Bornholm-Mulde seit dem Spätglazial. Petermanns geogr. Mitteilungen, III Jahrg., 3. Quartalsheft.
- KROG H.: 1960. Post-glacial submergence of the Great Belt dated by pollen-analysis and radiocarbon. Intern. Geol. Congress, XXI Sess., Norden 1960. Part. IV, Chronology and Climatology of the Quaternary. Copenhagen.
- KROG H.: 1965. On the post-glacial development of the Great Belt. Baltica, vol. 2, Vilnius.
- LUBLINER-MIANOVSKA K.: 1962. Pollen analysis of the surface samples of bottom sediments in the bay of Gdansk. Acta Soc. Bot. Poloniae, XXXI, Nr. 2.
- LUBLINER-MIANOVSKA K.: 1965. Die Pollenanalyse einer Stechrohr-Probe aus der Mecklenburger Bucht. Beiträge zur Meereskunde. Heft 12—14.
- MASICKA H.: 1965. Essai de définition stratigraphique ainsi que de l'âge de la carotte prélevée de la baie de Gdańsk. Baltica, 2, Vilnius.
- McANDREWS J. H.: 1969. Paleobotany of a wild rice lake in Minnesota. Canadian Journal of Botany. Vol. 47, Num. 11.
- NILSSON T.: 1964. Standardpollendiagramme und C<sup>14</sup> Datierungen aus dem Ageröds-mosse im Mittleren Schonen. Lund.
- ROSSIGNOL M.: 1961. Analyse pollinique de sediments marins quaternaires en Israel. Sediments récents. Pollen et spores. Mus. nat. histoir. natur. Vol. 3, N 2, Paris.

Поступило: 17.8.1974

## PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE POST-GLACIAL BOTTOM DEPOSITS IN THE CENTRAL AND SOUTH-EASTERN REGIONS OF THE BALTIC SEA

by

V. I. HOMUTOVA

### ABSTRACT

The deepwater sediments of the Baltic Sea are almost not studied by the palynological analysis. In the literature only one section, analysed from the Gdańsk Bay (Masicka, 1965; Davydova и др., 1970) is described.

The author gives the results of the palynological investigation of four drill-cores, taken in the central parts of the East Gotland and Bornholm deeps and in the off-shore area of the Sambian Peninsula.

Of stratigraphical significance is the Station No 2119, where the silts and grey clays, with hydrotroillit predominate (Fig. 1). In result of received palynological data it was possible to distinguish nine pollen complexes in all drill-cores examined, which reflect the main stages in the development of the Baltic Sea coast vegetation. The changes of the climatic conditions during the Post-Glacial are fixed in the pollen diagrams of the drill-cores investigated. It permits to distinguish several stratigraphical zones. In result of palynological analysis of the sediments investigated the following zones were determined PB, BO1, BO2, AT1, AT2, SB1, SB2, SA1, SA2 (T. Nilsson, 1964).

Pollen diagrams of the Baltic Sea sediments resemble the diagrams of the continental postglacial sediments of the East Baltic Area. The received diagrams show a great affinity to the mean pollen diagram of Latvia (Danilans, Stelle, 1971).

## LATE WEICHSELIAN DEGLACIATION OF THE BALTIC

by

N.-A. MÖRNER, T. FLODEN, B. BESKOW, A. ELHAMMER, H. HAXNER, Stockholm

### Introduction

The deglaciation in the peri-Baltic region has been studied over a long period of time and by various methods, such as morphology, texture, glacial dynamics, shore-level displacement, varve chronology, pollen analysis and radiocarbon dating. This region has become a classic area for detailed studies of problems related to the vanishing of the last ice sheet. However, the lack of knowledge of submarine features in the Baltic has prevented the establishment of reliable correlations between glacial deposits on the eastern and western sides of the Baltic.

Submarine geological studies of the Baltic mainly by continuous seismic reflection profiling, have been made by students of the Marine department of the Geological Institute of the University in Stockholm since 1962. Quaternary deposits NE, N, NW and W of Gotland have been mapped, revealing huge accumulations of drift. The study of these drift accumulations, in combination with new radiocarbon dates, varve dates and morphological studies in adjacent areas, makes it possible to connect the ice marginal lines in Sweden with those in the Baltic states and Finland. The deep basins in the Baltic play an important role in the deglaciation. They were rapidly deglaciated during interstadials and not overridden by younger readvances.

### Instrumentation and field operations (Beskow)

The areas investigated have been traversed with continuous seismic profilers. The equipment used was primarily constructed for studies of the sedimentary rocks around Gotland.

An air gun provided with a three cuins. firing-chamber was used as sound source, the pressure was 1500 PSI. The air gun was fired every third second. The hydrophone streamer consisted of 16 elements in parallel. Transduction element in the hydrophone is a piece of piezoelectric ceramic. The signals passed through an amplifier and a band pass filter, 100—200 Hz and were displayed on a graphic depth recorder with a sweep speed of 0.5 second. Towing depth for transmitter and receiver was about one meter and the distance between them about 10 m. The ship speed was six knots. Posi-

tions were determined from the Decca Navigator System, Swedish Baltic Chain 4B/MP. The accuracy was  $\pm 100$  m east of Gotland, in the other areas generally  $\pm 50$  m.

The profiling equipment was installed on board a small research vessel, Admete. An echo-sounder, tuned to 30 kHz, was run parallel to the seismic profiling. The velocity of sound in the Baltic water is calculated to 1440 m/s and in the Pleistocene sand and gravel deposits to 1800 m/s. The profiling was carried out during the annual cruises 1968–1972.

### The Bedrock (Flodén)

The pre-Quaternary geology and the morphology of the bottom of the Baltic around Gotland has been discussed by several authors, e. g. Martinsson, 1958 and Gudelis, 1970. The bedrock morphology is given particular attention in these publications.

The bedrock in this area has been studied by Flodén mainly by means of continuous seismic profiling during the period 1964–1972, and a geological map of the sedimentary rocks based on these investigations is in preparation. Some data from this map are given below as a background to the discussion in this joint paper on the Quaternary deposits in this area.

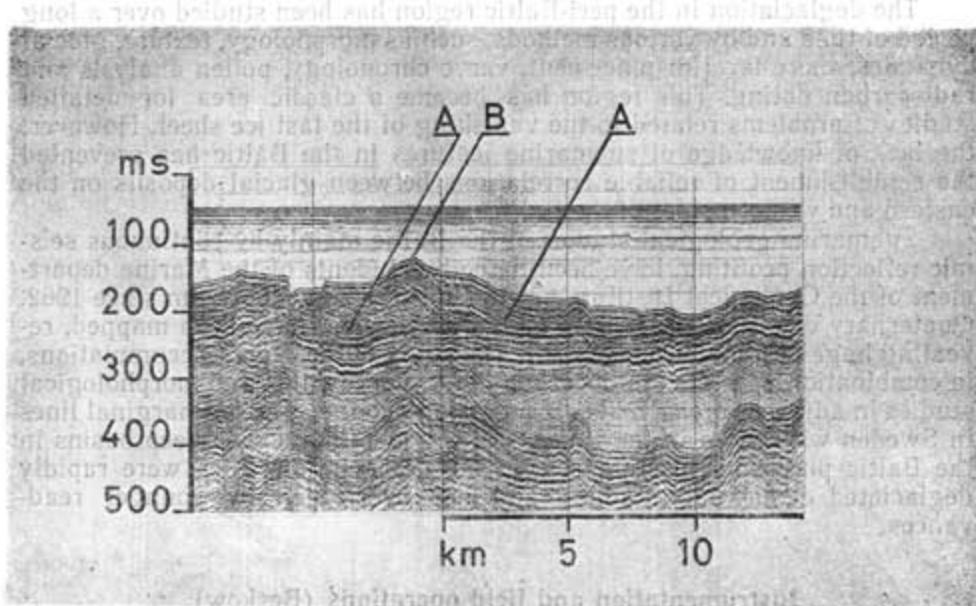


Fig. 1. W-E seismic profile, 15 nautical miles east of Gotska Sandön.  
A. Bedrock surface B. Maximal Pleistocene deposits 70 m. ms=milliseconds

The Ordovician cliff (Swedish klint) complex along the boundary of the Ordovician rocks towards the Cambrian is a prominent morphological feature most of the way from the northern part of the island of Öland to northern Estonia (Martinsson, 1958). The present survey has confirmed that the klint is entirely erosional. The klint wall consists of easily eroded Cambrian sandstone and shales with a thin cover of Lower Ordovician limestone. The steepest parts of the klint are developed in the N-S sections. The klint complex forms a number of lobes extending mainly towards the

north. The positions of the lobes are generally governed by fractures in the Cambro-Silurian rocks. Glacial erosion has taken place along the fractures, forming channels which extend southwards deep into the Ordovician area. Accumulations of drift are frequently found within or just south of these erosional depressions. The N-S depression that extends into the Ordovician rock area immediately E of Nielsen Grund is a good example (Fig. 5, loc. C). It is partly filled with drift. The most prominent

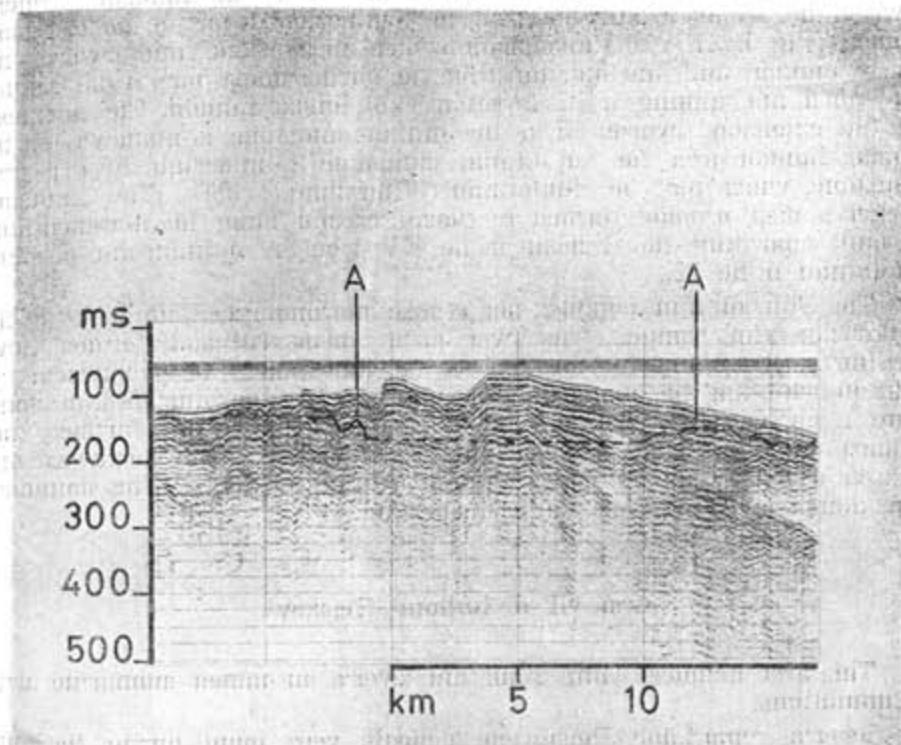


Fig. 2. Seismic profile just north of Fårö across the Fårö – Gotska Sandön ridge.  
A. Bedrock surface

depression is, however, a twin erosional channel E of Gotska Sandön which extends from the N deep into the Ordovician area (Fig. 5, loc. A). At the southernmost end of one of these channels there is a large accumulation of drift (Fig. 5, loc. 2). This deposit exhibits a marked internal layering indicating that the sediments were carried by subglacial currents. East of Fårö a major system of deep channels extends southwards into the Silurian area (Fig. 5, loc. B). These channels are partly filled with glacial deposits. The eastern of the aforementioned twin channels (Fig. 5, loc. A) and the western of the channels E of Fårö (Fig. 5, loc. B) seem to have been formed along the same tectonic lineation, namely the "Baltic Seam" (Levčenko and Martynova, 1965). These channels are the only indication of the presence of the "Baltic Seam" that has been found during the present survey.

Algal reefs are abundant within the upper part of the Ordovician sequence N and NW of Gotland. They frequently extend as raised areas into the Lower Silurian strata. Towards the S — between Öland and Gotland —

the algal reefs tend to have a larger horizontal spreading while their vertical relief is low.

West of Gotska Sandön the Ordovician klint is almost absent as a morphological feature over a large area. Here the Cambrian and Ordovician boundaries form a wide swing towards the south. The Cambro-Ordovician sequence is underlain by red Jotnian rocks and in part by grey sandstones which are possibly of Eocambrian age. These rocks have been preserved within a subsided area bounded towards the NW by the Landsort Trench, towards the SW by a fault line from the southernmost part of the Landsort Trench (Fig. 5; LD) to Kappelshamnsviken on Gotland, and towards the NE by another fault line starting from the northernmost part of the Landsort Trench and running in SE direction N of Gotska Sandön. The thickness and the extension towards SE of the Jotnian sandstone is unknown. In the Gotska Sandön area the red Jotnian sandstone is underlain by a grey sandstone which may be Subjotnian (Thorslund, 1958). The Landsort Trench is most probably formed by glacial erosion along the aforementioned fault separating the Archean in the NW from the Jotnian and possibly Subjotnian in the SE.

The Silurian klint complex has a close morphological similarity to the Ordovician klint complex. The lower parts consists of easily eroded Lower Silurian marls and the top layer is reef limestone. The geophysical results indicate that the submarine reef limestones of the Silurian klint constitute a northeasterly continuation of the reef complex and, further, that a sharp boundary exists between that reef limestone in the northwest and an area of soft sediments with a regular bedding in the SE. This boundary runs alongs a NE line from southern Gotland.

#### Area NE of Gotland (Beskow)

This area includes Klins Bank and several un-named submarine drift accumulations.

Several remarkable Pleistocene deposits were found during the 1968 cruise when mapping the sedimentary rock. Our interest was thus directed towards Pleistocene deposits in the central Baltic. The mapping of Pleistocene deposits in the area NE of Gotland continued in 1969. The present map of this area is based on 3000 km of seismic profiles and echo-soundings.

The bathymetry has been compiled on the basis of nautical chart data and our echo-soundings. East of Gotland there are two basins, dominating the bathymetry, the Gotland Basin, 249 m deep, and the Färö Deep, 205 m deep (Fig. 5: GB and FD). They are parted from each other by a 140 m deep sill. On the northern side of the Färö Deep there is a big deep area which continues into the Gulf of Finland. The western margin is delimited by the shallow ridge, approximately 20 m deep, running from Färö to Gotska Sandön and further to Kopparskären (Fig. 5, loc. 7). Klins Bank is an extensive ridge, situated 20 nautical miles east of Herrvik. The minimum water depth of Klins Bank is 26 m.

An echo-sounder of the used type penetrates approximately 30 m of clay and some valuable information about the uppermost part of the bottom can thus be obtained. The thickest clay deposits are situated in the deeper parts of Gotland Basin, maximum 40 m, the Färö Deep, maximum 30 m, and in the northernmost part of the area.

The bedrock in the area consists of Cambro-Silurian limestones, shales and sandstones. The boundary between the Cambrian and Ordovician is situated approximately 10 nautical miles north of Gotska Sandön and runs eastward. The Ordovician and Silurian boundary is just north of Färö and almost parallel to the Cambrian-Ordovician boundary.

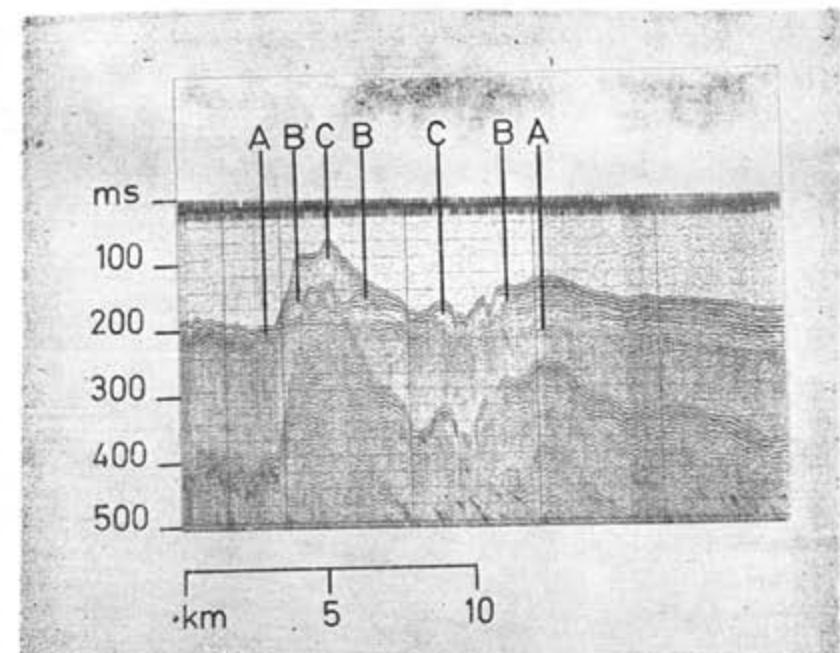


Fig. 3. Nielsen Grund. NNE-SSE seismic profile.  
A. Upper surface of the Archean rocks. B. Upper surface of Cambrian strata. C. Quaternary drift accumulations

Along 20° East in the Cambrian and the Silurian bedrock are two very extensive erosional channels (Fig. 5, locs. A and B). The southern channel is partly filled with Pleistocene sand and gravel.

In the interpretation of the seismic profiles the deposits were divided into three groups, namely a. clay deposits, b. Pleistocene sand and gravel and c. the sedimentary bedrock. The identification of clay beds caused very little trouble. The echo-sounding profiles were thereby very helpful in addition to the seismic profiles. The Pleistocene deposits are to a great extent rather transparent acoustically, lacking internal structures and having a very irregular surface. In most of the seismic profiles it has been possible to identify the top of the bedrock rather precisely and to calculate the thicknesses of the Pleistocene deposits.

As seen from above, there is an extensive pear-shaped ridge situated 30 nautical miles east of Gotska Sandön, consisting of Pleistocene sand and gravel with a maximal thickness of 90 m (Fig. 5, loc. 1). West of this ridge is another 70 m thick deposit situated just south of the northern erosional channel (Fig. 5, loc. 2). East of Färö, at a distance of 25 nautical miles, there is a ridge consisting of 70 m Pleistocene sand and gravel which fills up the southern erosional channel (Fig. 5, loc. 3). South-east of this ridge there is a 70 m thick deposit (Fig. 5, loc. 4) situated just west of a cliff (Fig. 5, loc. 5), probably consisting of Pleistocene sand and gravel. Klins Bank 20 nautical miles east of Herrvik, is the most extensive ridge

in the area with a maximum of 120 m Pleistocene sand and gravel. Several smaller ridges of varying thickness are present in the area. The dashed area consists of less than 10 m of sediments probably sand and gravel (Fig. 5, loc. 6). A few bottom samples have been taken in the area. They confirm the seismic data.

#### Area N of Gotland (Haxner)

This area has a length of about 90 km extending, from the island of Färö in the south to the shallow waters at Kopparstenarna in the north (Fig. 5, loc. 7). The bottom topography is dominated by a huge submarine ridge running in N-S direction; the island of Gotska Sandön is part of this ridge. The field work was carried out in the years 1968–1970.

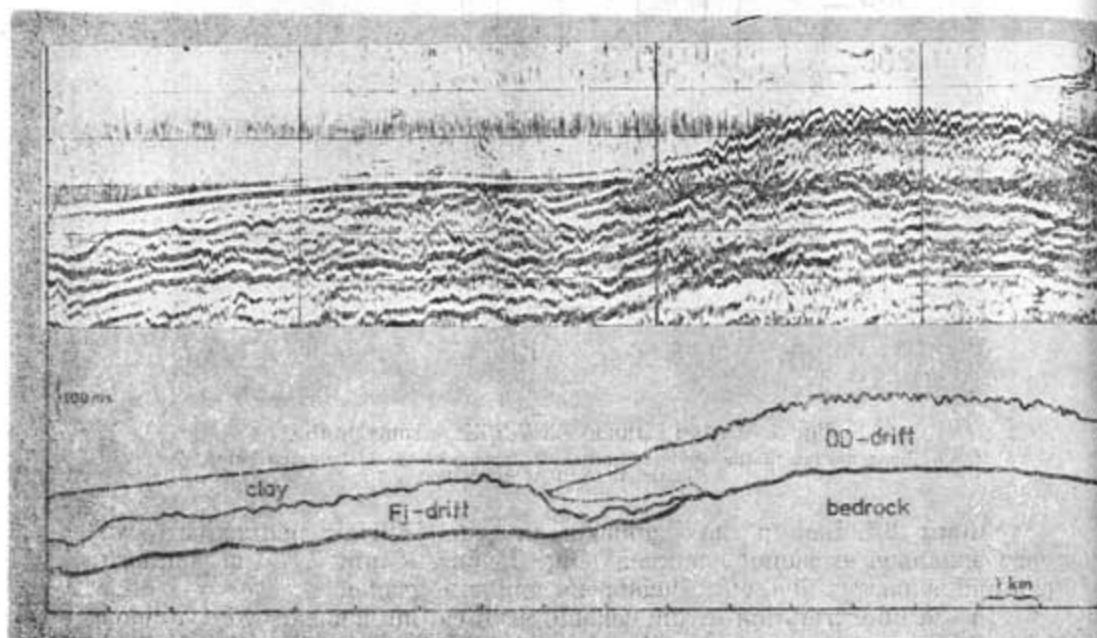


Fig. 4. SE-NW seismic profile across drift deposits at localities 4 (northern part) and 15 (Fig. 5), revealing two drift accumulations, the southern one referred to the Fjärås Stadial (Fj) and the northern one to the Older Dryas Stadial (OD). The OD — accumulation overlies the Fj — accumulation, suggesting a glacial readvance in Older Dryas time.

The ridge is a glacial accumulation of mainly sand, silt and gravel formed during the last glaciation. The maximum thickness is about 90 m and the average thickness at the crest of the ridge is about 50 m (Fig. 5). The underlying Cambro-Silurian bedrock forms a "Schichtstufenlandschaft" towards the north. The northern boundary of the Cambro-Silurian strata is situated some kilometers north of Kopparstenarna, where the Cambrian sandstone forms a cliff towards the subjacent crystalline rocks. In some places upper Ordovician algal reefs elevate the bedrock surface to a somewhat higher level; Gotska Sandön is based on such a reef. A boring on Gotska Sandön (Thorslund, 1958) has so far offered the only possibility for correlation of the seismic diagrams in the area. According to Thorslund (1958) the bedrock of Gotska Sandön is situated 73 m below

sea-level. The acoustic echo from the bedrock surface is not visible on the seismic diagrams in places where the cover of Pleistocene deposits is very thick, which is generally the case under the crest of the ridge, due to the fact that the energy of the sound wave decreases extensively when passing through the coarse layers because of the scattering effect. The level of the bedrock surface therefore has to be estimated over such distances, where the bedrock echo is missing (Fig. 2).

The grain-size distribution and the bottom morphology will be more fully discussed in a coming paper.

Further detailed observations in this area will certainly contribute substantially to the understanding of the retreat of the ice margin in the central parts of the Baltic during the last glaciation. The ridge is also interesting from an economic aspect. The increasing demand of sand and gravel for industrial purposes have focused interest on shallow submarine areas on the Swedish continental shelf where great quantities of sand and gravel are available. The present ridge is estimated to contain roughly 6 m<sup>3</sup> billions of sand and gravel.

#### Area NW and W of Gotland (Elhammar)

This area covers the ground from the Halls Banks to the Gotska Sandön area.

**Bedrock morphology** The major part of this area lies between the Ordovician and the Silurian klint complexes (Martinsson, 1958).

The Ordovician klint which constitutes the boundary between Cambro-Ordovician strata and the Archaean rocks forms very steep slopes in the western part of the area. In the northern part, on the other hand, it slopes more gently down to the basement rock, which in that area consists of the Jotnian formation east of the Landsort Trench (Fig. 5: LD).

In the northwestern part of the area the klint is heavily lobated. This lobation is probably a result of Quaternary glacial erosion governed by old fault lines. A deep and wide valley (Fig. 5, loc. C) cuts deep into the Cambro-Ordovician rocks. The main direction of this valley is NW-SE, the southern part turning slightly to the SW.

The Silurian klint which constitutes the boundary between Ordovician and Silurian rocks coincides in this area with the north and northwest coast of Gotland and Färö. It forms very steep slopes.

Upper Ordovician limestone constitutes a relatively flat surface between the two klints dipping slightly to the SE. Somewhat deeper areas are developed along the Silurian klint.

Upper Ordovician algal reefs raise above the flat Ordovician surface in several places. The Halls Banks in the central part of the area largely consists of such reefs. Some of the reefs attain a rather considerable height.

**Drift deposits** Along the northeastern border of the Halls Banks — Gotska Sandön area the western slope of the huge Pleistocene ridge that runs between Färö and Kopparstenarna extends into the area (Fig. 5, loc. 7). These deposits vary considerably in thickness along the border. To the north most of them are confined to depressions in the bedrock,

From this ridge a rather narrow band consisting of coarse material runs WSW along the depression just outside the Silurian klint (Fig. 5, loc. 8). The band forms a low and not very well defined ridge but may also fill up, at least partly, minor depressions in the bedrock.

Further north a broader band of Pleistocene material extends from the Färö — Kopparstenarna ridge towards W to the Halls Banks (Fig. 5, loc. 9). The thickness of this deposit is relatively constant, about 10 m. Greater thicknesses occur in occasional ridges along the slopes of the Ordovician reefs and in depressions in the bedrock. The ridges usually run in the direction N-S.

SSE of the northernmost of the Halls Banks in its SSE slope a relatively thick Pleistocene deposit is accumulated. The main extension of this deposit, which probably is a lee-side moraine, is to the SSE (Fig. 5, loc. 10). However, accumulations on the southwestern side of the bank and a certain spreading to the SSW and to the south of material from the western side of the deposit's main body suggest a secondary extension to the SSW.

Just E and SE of this deposit a narrow accumulation of Pleistocene material runs to the SSW along the southeastern slope of a reef structure (Fig. 5, loc. 11). Further to the SSW this deposit reaches the depression along the Silurian klint, which it follows to the SW. The part of the deposit that runs along the Silurian klint normally forms a distinct ridge. However, in a few places it occurs as fillings in minor depressions in the bedrock.

Outside the southwestern part of the above described deposit another relatively extensive deposit is accumulated adjacent to fossil reefs (Fig. 5, loc. 12). This deposit reaches its greatest thickness on the E-SSE facing slopes of the reefs and in occasional ridge-formed parts. The main extension of the deposit is NE-SW.

From the western border of the Halls Banks — Gotska Sandön area a great Pleistocene ridge (Fig. 5, loc. 13) runs NE. It leads to the southern end of the earlier described channel that cuts into the Cambro-Ordovician rocks in SE direction from the northwestern part of the Ordovician klint. The southernmost parts of the channel are completely filled with Pleistocene material which there reaches a thickness of more than 60 m. Further on in the valley the deposit becomes thinner and narrower, running N and then NNW along a fracture zone in the bedrock.

On the western side of the mouth of the valley Pleistocene material forms a flat cone which rises from a Cambrian rock platform up to about 15 m below the sealevel. This deposit, which probably is a glacio-fluvial delta, has a relatively gentle SSE slope but is considerably steeper in other directions. The Pleistocene material reaches a maximum thickness of about 100 m in this deposit. Just SSE of this deposit, which in the nautical chart is called the Nielsen Grund, a Pleistocene deposit with a maximum thickness of more than 40 m is situated in a depression in the bedrock.

Investigations still in progress have shown that the bank of Knolls Grund which is situated on the Ordovician klint SW of the Halls Banks — Gotska Sandön area (Fig. 5) is built up of Pleistocene drift accumulations. The deposit which reaches a maximum thickness of more than 90 m is roughly wedge-shaped, its apex pointing NNW. Several features suggest that the bank is an interlobate moraine, showing clear signs of ice pressure both from the NE and WNW.

**Clay deposits.** Considerable parts of the Halls Banks — Gotska Sandön area is covered with clay deposits. Those of greater thicknesses are mostly confined to depressions. Thicknesses of more than 30 m occur in the aforementioned valley in the western part of the area (Fig. 5, loc. C), in a small valley in the northeastern part (not marked in Fig. 5). Clay deposits with thicknesses of more than 20 m occur in the aforementioned

depression outside the Silurian klint north of Northern Gotland and Färö and between some of the Ordovician reefs.

### The deglaciation history (Mörner)

Although the sequence of Late Weichselian moraine lines in the Kattegatt area is almost identical with that in the East Baltic Provinces (Mörner, 1970 a, Fig. 1; 1971 b, Table 1), absence of information about the submarine geology in the Baltic has prevented reliable geographical correlation between these two sequences. The chronological correlation is shown in Figs. 6 and 8.

It has generally been assumed that the main ice flows were concentrated in the deep basins of the Baltic giving rise to glacial lobes in these areas during the deglaciation. This may well be true for the period of the glaciation maximum. During the opening of the Baltic, however, the opposite will be demonstrated by this paper; viz. that deep basins were rapidly opened during interstadials and not overridden by subsequent readvances.

Previously, the concept of ice lobes in the deep basins east of Gotland made the information look self-contradictory. This is illustrated by the information about the position of the ice margin during the Older Dryas Stadial:

1. The well-dated Bergem/Moslätt line on the Swedish West Coast (Mörner, 1969) is morphologically identifiable across Sweden to Kalmar (Mörner, 1969, Pl. 1 and 1970a, Fig. 3; confirmed by morphological mapping by H. Larsson in 1971, unpubl.)

2. The North Rügen Moraine is formed by a readvance in Older Dryas time as demonstrated by pollen and radiocarbon analyses (Kliewe, 1968, Kliewe and Lange, 1971).

3. The Palivere Moraine in Estonia is younger than the Bölling Interstadial (Raukas et al., 1971, p. 224), and must therefore correspond to the Older Dryas (not the mid-Alleröd as suggested by some authors).

4. The ice marginal position in Older Dryas time (i.e. 800 years before the beginning of the Younger Dryas) must have been in the archipelago of Helsinki judging from the varve chronology of Sauramo (1918, Pl. 1).

5. The Gotland Deep Basin must, according to studies by Ignatius (Ignatius and Niemistö, 1971, p. 78), have been free-melted long before the Older Dryas Stadial (1400—1700 varves were counted by Ignatius below the pollen zone boundary II/III; personal communication, 1969).

6. Marine diatoms have been found in zones I and II in the east and southeast Baltic region, but never in the west Baltic region.

In our opinion the deep basins of the Baltic were the first areas to be opened, and the main ice flow was concentrated in the area between the Islands of Gotland and Öland. This eliminates the controversy about the Gotland Deep Basin being free-melted at the same time as ice was active on Rügen.

The opening of the Baltic is illustrated by our map of the ice marginal lines (moraine lines) in the Baltic region (Fig. 7). It will be discussed stage-wise, using the climatic zone system proposed by Mörner (1971a).

a) *The stages prior to the Low Baltic Stadial.* The ice marginal lines prior to the Low Baltic Stadial run south of the Baltic and will therefore

not be discussed in this paper. During the Vintapper (Raunis) Interstadial the first parts of the Baltic were opened, viz. the Gulf of Mecklenburg and the Gulf of Danzig.

b) *The Low Baltic Stadial (LB).* The Low Baltic readvance with its complex of moraine lines (G4 to H2) in Southern Sweden (Mörner, 1969, Pls. 1–3) correlates with the Velgaster Moraine in Germany and the Pm II (Gardno) line in Poland (Roszko, 1969, Fig. 1). Submarine ridges in the southeast Baltic suggest that the line, including two successive stages, crosses over to Lithuania in the area between the Gulf of Danzig and the Gotland Deep Basin and joins the North Lithuanian line and related successive lines running south of the Gulf of Riga. Eastwards it connects with the Luga Moraine. The East Baltic line (complex) is closely dated at about 13,000 BP.

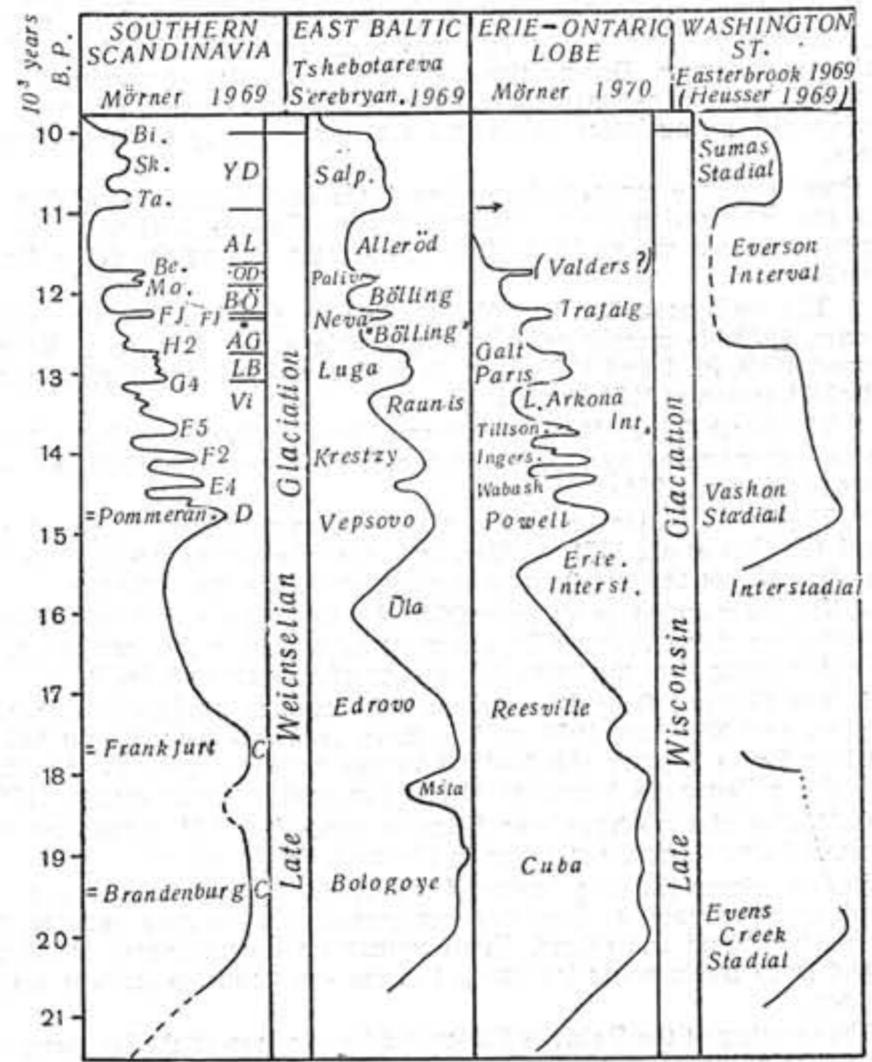


Fig. 6. Late Weichselian and Late Wisconsin glaciation curves (from Mörner 1970 b, Fig. 1), indicating almost total trans-Baltic and trans-Atlantic correlations of major short-term glacial events during the Late Weichselian-Wisconsin.

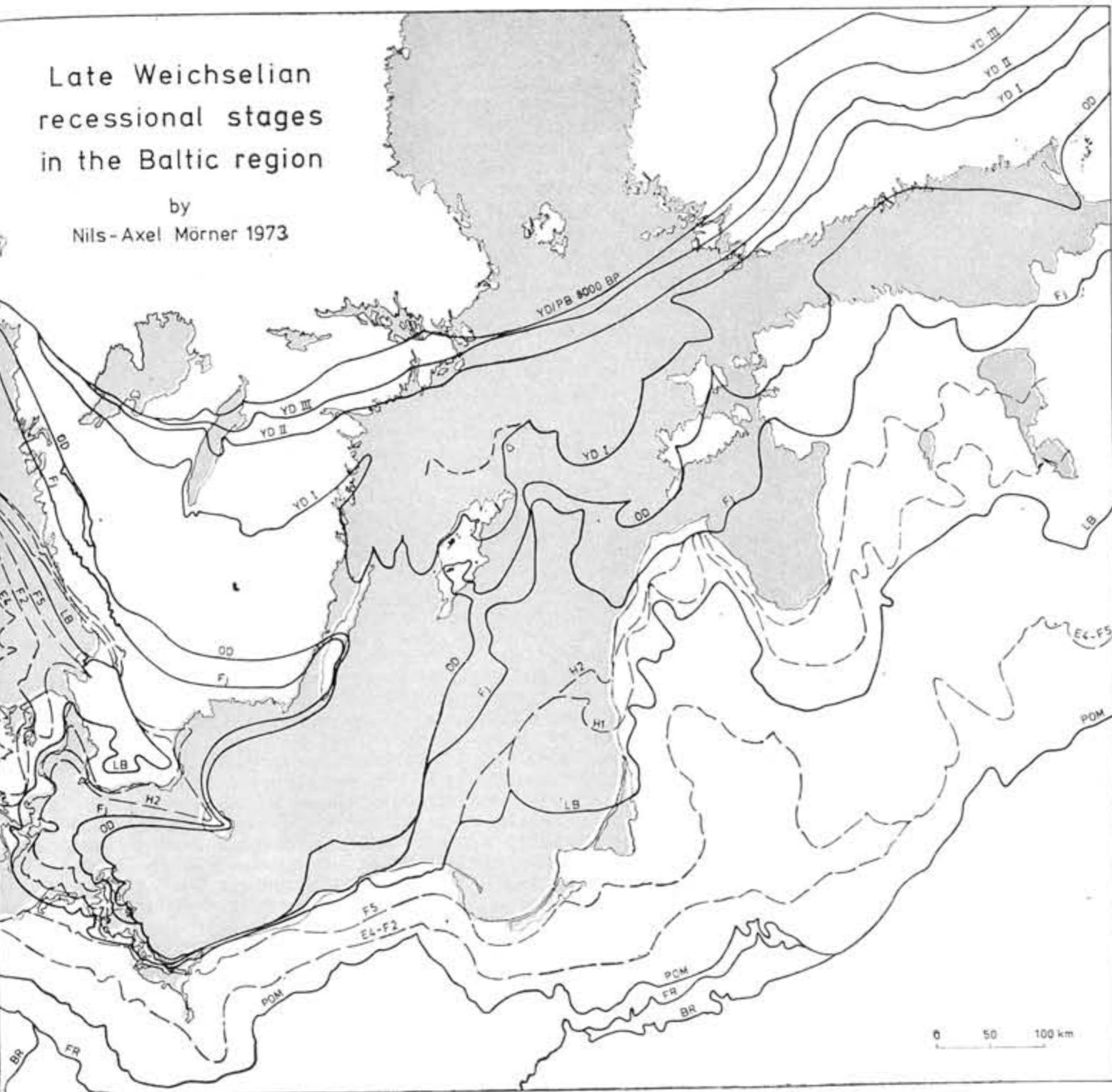


Fig. 7. Late Weichselian recessional stages in the Baltic region. Letters refer to the climatic zone system proposed by N.-A. Mörner (1971 a).

c) *The Ågård Interstadial (AG).* As demonstrated by Mörner (1969, 1970b, 1971b), the beginning of the Ågård Interstadial at about 12,700 B.P. meant a drastic climatic amelioration bringing a new boreo-arctic shell-bearing fauna into the Kattegatt. During this interstadial, the Skagerack was rapidly opened, the Bay of Hanöbukten in southeasern Sweden was opened, the Gotland Deep Basin was rapidly opened and the highest peaks on the Island of Gotland started to stick up as nunataks (Mörner and Philip, Baltica, vol. 5), and the Gulf of Riga was opened. The climatic amelioration causing this rapid deglaciation was certainly accelerated by the creation of "open" water, more or less, all around the Scandinavian ice sheet, which must have had a drastic influence on the meteorological pattern of North Europe. The picture here given fits well with Ignatius' chronology of the sediments in the Gotland Deep Basin (Ignatius and Niemistö, 1971 and Ignatius unpubl. lecture 1969). It also fits well with the new picture of the deglaciation of the Island of Gotland established by Mörner and Philip (Baltica, vol. 5). The southwest region was occupied by the "Southwest Baltic Ice Lake", dammed well above sea level. The eastern region was occupied by the "East Baltic Ice Lake", also dammed above sea level.

a) *The Fjärås Stadial (Fj).* The Fjärås Stadial as defined, mapped and dated by Mörner (1969, 1971b) runs along the Swedish West Coast, across Sweden and up to Kalmar, where it turns south with an acute angle giving rise to a huge southwest Baltic ice lobe, divided by the Island of Bornholm into two sublobes, one in the Bay of Hanöbukten and one between Bornholm and the Pomeranian coast (cf. Mörner, 1969, pl. 1). There seems to be an obvious chronological correlation between the Fjärås line and the Pandivere-Neva line in the East Baltic region. A morphologic connection between the lines was earlier prevented by the lack of data from the Baltic. Ignatius' chronology (Ignatius and Niemistö, 1971; Ignatius, personal communication, 1969) of the sediments in the Gotland Deep Basin indicates that the ice marginal line circumscribed the deep basins. From the Schoplin-Leba area in northern Poland, submarine ridges can be followed all the way up to the area east of the Hoburg Bank, from where the ice marginal line probably follows the margin of the deep basin forming a bay southwest of Gotland. It seems glacial-dynamically significant that this bay lay in lee of the highest area on the Island of Gotland, which stuck out of the ice as nunataks (Mörner and Philip, 1974). Where the ice marginal bay swing east, there is a high shoal that seems to consist of drift. The line runs northwards along the distinct ridge (Klints Bank) which consists of up to 120 m thick accumulations of drift (Fig. 5). At about latitude 58° N, it turns SE-wards. Erosional channels in the Silurian bedrock have been found by Flodén (Fig. 5, loc. B) in the area where the ice margin turns. The channels may indicate tunnel valley erosion and hence a well-grounded ice cap. The line continues SE-E-wards, following the southern margin of the W-E running drift accumulation (Fig. 5, loc. 15), to about long 20° 35'E, where it turns south at a right angle. Seismic profiles have revealed the presence of two separate drift sheets (moraines) in this area, especially distinct where the ice marginal line turns south (Fig. 4). The line continues south following a distinct submarine ridge consisting of up to 70 m of drift as revealed in several seismic profiles (Fig. 5, loc. 4). (East of this moraine ridge, there is a "cliff", illustrated by dashed lines in Fig. 5, loc. 5, which presumably consists of drift, up to 100—120 m thick and being older than the Late Weichselian.) The line curves towards the Latvian coast where it turns NE-wards forming a lobe before reaching the Pandivere line. The Pandivere line as mapped by

Serebrjannij and Raukas (1970, Fig. 3), connects with the Neva line and continues northeastwards as the Karelian II line. It dammed the East Baltic Ice Lake, blocking the inlet of the White Sea via Onega, Ladoga and the Gulf of Finland.

| age<br>in BP<br>10,000 | zones | NORWAY       | SWEDEN<br>DENMARK   | BALTIC SEA<br>GERMANY    | EAST BALTIC<br>FINLAND |
|------------------------|-------|--------------|---|--------------------------|------------------------|
| 10,950                 | YD    | Ra           | Billingen<br>Skövde<br>Töberg                                 | south Åland<br>Gotland   | Salpausselkä II        |
| 11,750                 | AL    |              |   |                          |                        |
| 11,900                 | OD    | Kristiansand | Bergem<br>Mos dtt   | Rugen - Gotland          | Palivere               |
| 12,350                 | BÖ    |              |   |                          |                        |
| 12,400                 | Fj    | Spangereid   | Fjärås  | Rugen-Gotland            | Neva                   |
| 12,700                 | ÅG    |              |   |                          |                        |
| 13,100                 | LB    | Lista        | Low Baltic H <sub>2</sub><br>H <sub>1</sub><br>G <sub>4</sub> | Velgaster (et al.)       | Luga (et al.)          |
| 13,750                 | Vi    |              |   |                          |                        |
| 14,500                 | E-F   | shelf        | E-F   | Rosenthaler (et al)      | Krestzy (et al)        |
| 15,000                 | POM   | shelf        | D   | Pomeranian               | Vepsovo                |
| 17,000                 | KÜ    |              |   |                          |                        |
| 20,000                 | BR-FR | North Sea    | C   | Frankfurt<br>Brandenburg | maximum                |
| 23,200                 | AD    |              |   |                          |                        |

Fig. 8. The Late Weichselian zone system proposed by Mörner (1971 a) and correlations between major moraines (stadials) along the southern margin of the Scandinavian Ice Sheet.

e) *The Bölling Interstadial (BÖ).* The Bölling Interstadial, as defined and dated in the type locality in Denmark and in other localities in Holland, North Germany, northern Poland and southern Sweden, corresponds to the deglaciation between the Fjärås and Bergem/Moslätt lines. It corresponds to a distinct climatic amelioration. The recession in the southwest Baltic region was not particularly great. In the Rügen-Usedom area interstadial organic layers have been reported which are separated from the Alleröd beds by a period of solifluction and cryoturbation at Wolgast and glaciifluval deposition at Bansin (Kliewe, 1968; Kliewe und Lange, 1971). In the East Baltic region more interesting changes took place. The southern nunatak area on the Island of Gotland was enlarged and connected with an open bay to the East Baltic Ice Lake. The northern nunatak area was enlarged and new nunataks were formed. The entrance for the White Sea was no longer blocked. A branch of the White Sea reached across Onega and Ladoga into the Gulf of Finland, forming a Karelian Ice Sea. Provided the ice left the north Estonian coast, this sea may even have reached into the East Baltic Ice Lake (Sea). Marine diatoms have been reported from pollen zones I and II, giving rise to the concept of the "Late Glacial Yoldia Sea". This would certainly have had an important influence on the climate.

f) *The Older Dryas Stadial (OD).* The Bergem/Moslätt line along the Swedish West Coast is one of the most well dated ice marginal positions we know. It corresponds to the Older Dryas Stadial (Mörner, 1969, 1970a, 1971c). It continues straight across Sweden to Kalmar, as indicated by morphological mapping (Mörner, 1969, 1970a; Larsson, 1971). From Kalmar, the Older Dryas line follows closely inside the Fjärås line in a double lobe in the southwest Baltic. Glacial clay below Alleröd gyttja on the Island of Bornholm indicates that the last ice marginal line on Bornholm corresponds to the Older Dryas. In the Rügen-Usedom area, active ice and readvance of Older Dryas age are indicated by glacial thrusting, cryoturbation of Bölling soil and covering with solifluction material, and final covering by well-dated Alleröd peat (Kliewe, 1960, 1968; Kliewe and Lange, 1971).

From the Island of Wollin (east of Swinemünde), the line probably follows closely outside the present coast and circumscribes the Stolpe Bank area, following the moraine mapped by Rosa (1970, Fig. 5). East of Stolpe Bank, the Older Dryas line turns north following distinct submarine ridges, including Hoburg Bank, up to shoals just off southeast Gotland. On the Island of Gotland, nunataks existed in the high areas east of Visby, at Lilla Karlsön, Torsburgen and Hoburgen. The nunatak area at Lojsta was enlarged to a bay of the East Baltic Ice Lake. The relative sea level was at about +50–51 m (Mörner and Philip, 1974). Glacial-dynamically it is quite logical to find this bay right in the lee of the Loista heights. The bay had a narrow outlet. Via some coastal shoals, the Older Dryas line continues notheastwards to the distinct ridge of drift east of Fårö (Fig. 5, loc. 14)). Just north of Lat. 58° it turns following the thick drift accumulations shown in Fig. 5, locs. 17 and 15, and runs eastwards to a shoal west of Irbenskij, interpreted as an interlobate moraine. As indicated by a seismic profile (Fig. 4), the southern margin of the W-E running drift accumulation overlies the drift sheet related to the Fjärås line, suggesting a readvance of Older Dryas age. The southern lobe of the interlobate moraine follows a parabolic series of shoals to Sörve at the southernmost end of Ösel, where it joins the Palivere moraine mapped by Raukas et al. (1971, Fig. 51) all the way up to Tallinn. Judging from the varve chronology of Sauramo (1918) and Niemila (1971), the ice margin of the Older Dryas Stadial must have been in the archipelago of Helsinki as there were 800 years between the Older and Younger Dryas (counting 800 varves outside the Salpausselkä I).

From Tallinn to Finland, the line is drawn along some submarine ridges and shoals. The eastward extension is based on submarine ridges in the Gulf of Finland, and indirectly also on Tolonen's data from Pielisjärvi (Tolonen, 1967, p. 343) saying that this area was free melted in earliest Alleröd (or even in Older Dryas). The White Sea seems to have reached into the Gulf of Finland as the "Karelian Ice Sea". The East Baltic Ice Lake was most probably separated from the Karelian Ice Sea by the ice covering northwestern Estonia.

g) *The Alleröd Interstadial (AL).* With the onset of the Alleröd Interstadial, the Baltic drastically changed. When the ice left northwestern Estonia, the East Baltic Ice Lake drained letting the White Sea right into the Baltic creating the Baltic Ice Sea (Late Glacial Yoldia Sea, Zanichellia Sea). The huge ice lobe between Gotland, Öland and Germany became inactive and broke up. The Southwest Baltic Ice Lake drained eastwards into the Baltic Ice Sea (East Baltic Ice Lake). This sudden drain may be seen in the drop in HK (highest coastline) level in Sweden at about Viserum or rather Nybro.

On the Island of Gotland, a rapid deglaciation took place. In the low area between Lojsta and the nunatakk area east of Visby, the ice seems to have cracked in blocks and lobes which receded in various directions forming fields of lateral drainage channels ending at about +55 m which corresponds to the highest Baltic level (HK) in this area (cf. Mörner and Philip, 1974).

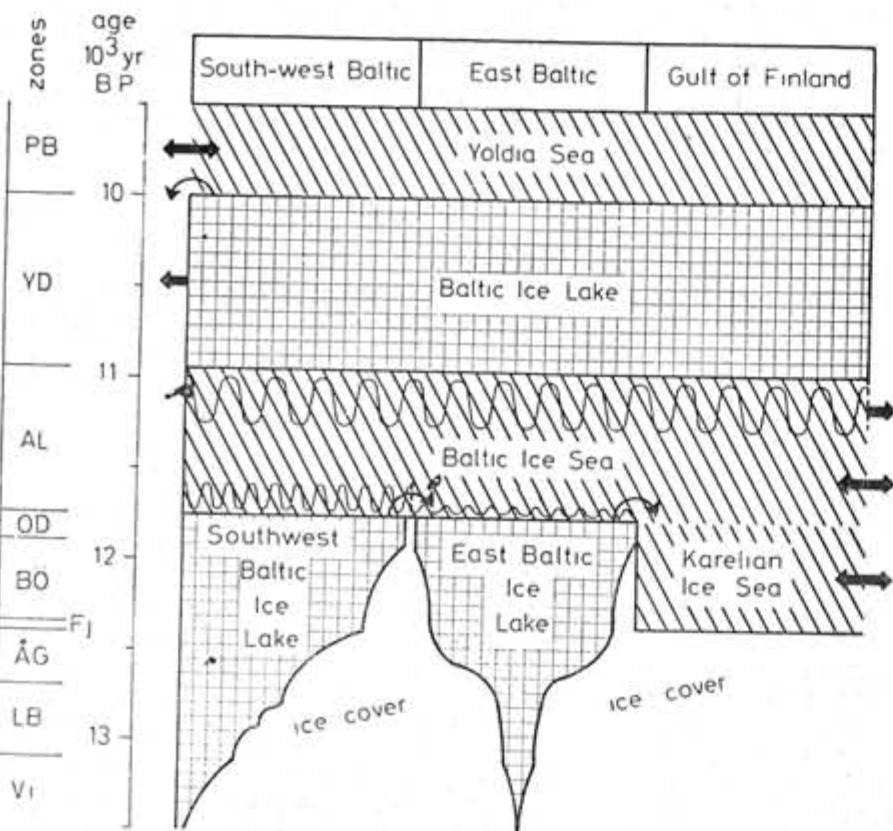


Fig. 9. Main Late Weichselian lake (crossed-hatched) and sea (diagonally hatched) stages in the Baltic. Thick single arrows show direction of drainage and thick double-sided arrows connections to the sea. Thin arrows indicate sudden drains to lower level. Wavy lines indicate chronological uncertainty of transition.

At some time during the Alleröd Interstadial (or at the Alleröd-Younger Dryas boundary), the threshold between Onega and the White Sea was probably lifted up above sea level, creating a Baltic Ice Lake, which probably received a new outlet via Öresund by an isostatically caused transgression.

h) *The Younger Dryas Stadial (YD): Phase I (Taberg-Salpausselkä I)*. In western Sweden, the Ra Moraines from Norway split up into two major moraine lines. The southern line, by Mörner (1969, 1970a) called the Taberg Phase, continues to the area just south of Lake Vättern, where Nilsson (1953) reported indications of a readvance. Between the Taberg line (south of Lake Vättern) and the Bergem line (south of Lake Bolmen) of Older Dryas age, Nilsson (1968) counted about 800 varves, which exactly corresponds to the duration of the Alleröd Interstadial. Therefore, the Taberg Phase (Ta) must correspond to the initial phase of the Young-

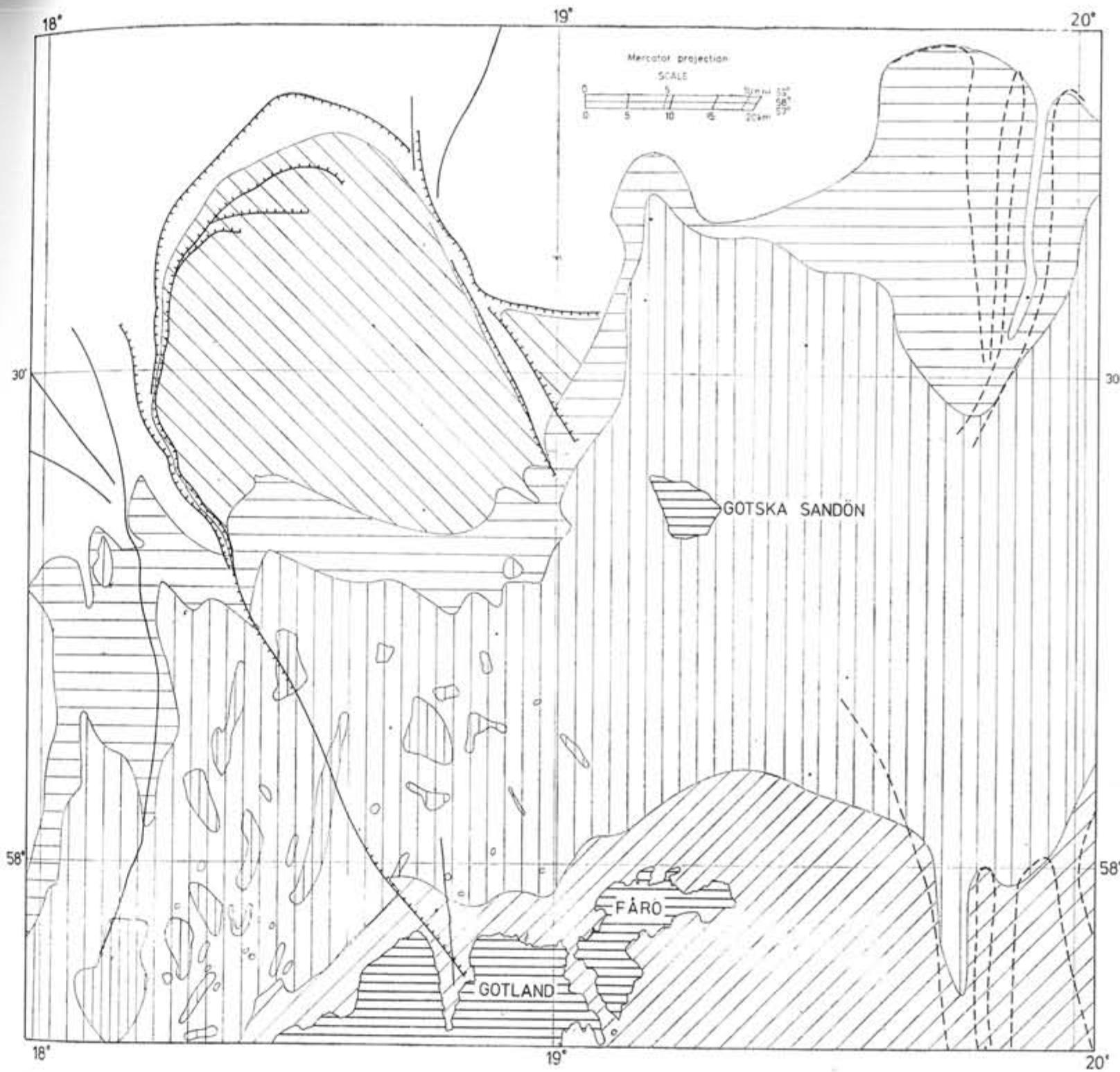


Fig. 10. Bedrock geology of the Baltic NEN and NW of Gotland

|                                 |                   |
|---------------------------------|-------------------|
| Silurian                        | Archaeon          |
| Ordovician/Reef structure       | Fracture          |
| Cambrian                        | Fault             |
| Jotnian and possibly Eocambrian | Erosional channel |

er Dryas Stadial (Mörner, 1970a, 1971c). Morphological investigations (Agrell, 1972) have shown that the Taberg line continues eastwards and connects to the moraines at Rumskulla, from where it probably runs north-eastwards to the archipelago east of Valdemarsvik. From this area the line must have turned at an acute angle, forming a large coastal ice lobe all the way down to the Blå Jungfrun area (between Öland and the mainland), in order to connect with the well-established Knolls Grund line. There is at present little real information about this lobe. It fits well, however, with some minor moraines, with the large moraines at Västervik and several "old" glacial striae peculiar to this area. The elongated Västervik Moraines are built up by stratified deltaic drift, partly deformed by thrusting from the east or northeast, and till covering the eastern side only (Svenonius, 1907). Consequently, the moraines suggest a readvance from the east or northeast.

From the Blå Jungfrun area, the ice marginal line turns northeast following the Ordovician klint up to Öland Grund, where it turns southeast and later north again forming a lobe in the deeper area between Öland Grund and Knolls Grund.

The Knolls Grund area is interesting. It has so recently been investigated by Elhammar that we at present only have preliminary maps of the extension and thickness of the drift accumulations. The maps and seismic profiles reveal very nicely an interlobate moraine accumulation of a thickness of up to 70 m. Both the northwestern and the northeastern sides have steep ice-contact slopes. Structures in the seismic profiles from the northeastern slope clearly indicate pushing and thrusting from the northeast, i.e. a glacial readvance. The eastern side of the interlobate moraine continues southwards as a long and distinct moraine ridge. The ice marginal line follows this ridge, and turns in a lobe up to the area south of Visby. The extension of the eastern part of this lobe is as yet hypothetical (it may well have reached further eastwards).

As described by Mörner and Philip (1974), the line continues across northwestern Gotland from the northern slopes of the Högklint area, via the area just east of Visby, Västkinde, Lummelunda, Stenkyrka and Tingstäde, to the Lärbro area, from where the connection with the moraine projecting northwards from Fårö is uncertain (a lobe seems to have extended across Gotland in this area). Stratigraphical evidence in the Visby area (deformation of stratified drift and covering by till at Halsjärnet as described by Lundqvist et al., 1940; and the covering of a cryoturbated surface by solifluction material as described by Mörner and Philip, 1974) and the Tingstäde area (pushed and thrusted layers in the moraine) indicate a readvance. When the ice finally withdraw from the Visby area, the Baltic level was lowered to about +42 m.

From Fårö, a distinct ridge projects all the way up to Kopparstenarna. Investigations by Haxner have shown that it consists of up to 80—90 m thick Quaternary deposits (Fig. 5, loc. 7). According to a drilling on the Island of Gotska Sandön (Thorslund, 1958), these deposits seem to be of complex genesis, however. The two till beds found on Gotska Sandön may either represent the recession and the Younger Dryas readvance, or the Earliest and the Late Weichselian glaciations (cf. Mörner, 1972).

The map of the Quaternary deposits (Fig. 5) indicates that the ice margin formed a fairly distinct line between the Kopparstenarna and the Nielsen Grund areas. This line may represent a successive stage during Phase I of the Younger Dryas. However, it may equally well represent the ice marginal position at the Alleröd/Younger Dryas boundary just before

the ice started to readvance forming the Västervik — Knolls Grund — Gotland — Gotska Sandön lobe. The direction of the line suggests connection with the area southeast of Valdemarvik, i.e. right where the Younger Dryas line runs. If the second alternative was responsible for the main morphological features, the line was probably re-occupied during the recession.

Between Kopparstenarna and the heavy drift accumulation just east of Long. 20° E (Fig. 5, loc. 1), the line makes a lobe determined by the presence of erosional channels in the Ordovician klint (as mapped by Flodén, Fig. 5, loc. A), one of which has a 70 m thick delta at its mouth (Fig. 5, loc. 2). These channels and the delta must correspond to tunnel valley erosion below a well-grounded ice. The depth along the line is today about 80—100 m, which means that the ice must have had a surface at least 15—20 m above the corresponding Baltic level in order to be grounded (considering the corresponding Baltic level). Such a thick and well-grounded ice is definitely incompatible with the conditions during the Alleröd Interstadial, and therefore indicates that the ice marginal position corresponding to this erosion must be of Younger Dryas age.

The line continues eastwards following the northern and eastern margins of the large pear-shaped drift accumulation between Ösel and Gotska Sandön (as mapped by Beskow, Fig. 5, loc. 1) consisting of up to 90 m of drift. Between this accumulation and the Island of Ösel (Saaremaa), the line makes a lobe determined by a series of shoals and ridges. At the southern part of this lobe, we have a profile showing a ridge consisting of drift. From the area east of the Island of Dagö (Hiiumaa) the line connects with the well-known Salpausselkä I ridge in Finland. Following a number of distinct shoals and ridges, this connection has been drawn as a lobe north of Dagö, which we consider as yet hypothetically drawn, however.

i) *The Phase I/II Interval of the Younger Dryas.* During the interval between Phases I and II of the Younger Dryas Stadial (i.e. between the Taberg and Skövde Phases and the Salpausselkä I and II; according to Mörner 1969, 1970a) a considerable ice recession took place in Sweden and the Baltic, whilst the recession was little or none in Finland and Norway. However, the recession in Sweden and the Baltic does not seem to be related to a correspondingly drastic climatic amelioration. The explanation seems to lie in the glacial-dynamics. In the highlands east and west of Lake Vättern, numerous nunataks must have stuck out of the ice during the Taberg Phase and the ice must have been fairly inactive. Therefore, a slight vertical lowering of the glacial surface may have resulted in rapid northwards displacement of the active ice margin. In the Baltic, there are deep areas inside both the main lobes of Younger Dryas Phase I age. The Landsort Deep is about 450 m deep. A slight warming may therefore easily have caused a rapid free-melting of deep areas (equivalent to the rapid free-melting of all the other deep areas in the Baltic).

j) *Phases II and III of the Younger Dryas Stadial.* Recent detailed varve chronological investigations by Mörner, Larsson and Lidén (unpubl.) between Stockholm and the Nynäshamn area have shown the following:

1. De Geer's varve-1073 (about 8015 B.C.) corresponds to a distinct drainage varve found all over Södertörn (and the ingress of salt water) and is interpreted as being caused by the drainage of the Baltic Ice Lake at Billingen.

2. About 299 varves earlier, there was a drastic change in the rate of ice recession from about 10—20 m/year to about 120 m/year. This must correspond to the end of Salpausselkä II in Finland

(about 292 varves before the ingress of salt water in that region).

3. About 120 varves later the rate of recession dropped down again to about 15—20 m/year, which corresponds to the formation of the Dalarö Moraine. This must correspond to Sauramo's Salpausselkä III ridges.

4. At about varve-1073 the rate of recession rapidly increased from about 100 m/year to about 200—250 m/year.

Consequently, this gives extremely good correlations between the varve chronologies in Sweden and Finland. Via the drainage varve, correlations can also be made with the Billingen area.

At present, we have no information which would enable us to determine the exact extension across the Baltic of the Skövde-Nynäshamn-Salpausselkä II line (Phase II) between the Utö area in Sweden and the Örö area in Finland. Considering the depths, there is no reason to believe that there were any large lobes. The same applies to a lesser degree to the Billingen-Dalarö-Salpausselkä III line (Phase III), because submarine studies by Ignatius, Flodén and others (Flodén, personal communication) have revealed heavy moraines extending from Finland to the 16 m shoal southeast of Bogskären. Finally, we consider the drainage of the Baltic Ice Lake at Billingen, the — 1073 varve in Stockholm and the +292 varve in Finland as marking the end of the Late Weichselian, the ice marginal line of which runs closely inside the Phase III line (Fig. 7).

k) *Syntesis of the Late Weichselian history of the Baltic.* The deglaciation history here described has shown that the deglaciation depends on Lake at Billingen, the -1073 varve in Stockholm and the +292 varve in the Baltic played an important role; they were rapidly opened during warmer periods and not overridden by younger readvances. The map of the Late Weichselian recessional stages (Fig. 7) demonstrates this influence of deep basins. It also illustrates the appearance and disappearance of ice marginal lobes and bays.

Fig. 8. shows the correlation between main moraines along the southern margin of the Scandinavian Ice Sheet. Fig. 9. shows main Late Weichselian lake and sea stages in the Baltic.

## REFERENCES

- AGRELL H.: 1972. Sommen-Åsundenområdet under isavsmälningsskedet. Thesis in Quaternary Geology, Univ. Uppsala, Sweden.
- GUDELIS V.: 1970. Main features of geology and bottom topography of the Mid-Baltic Sea. Baltica, 4, p. 103—113, Vilnius.
- FLODEN T.: 1968. Utvecklingsarbete på akustisk reflektionsapparatur för maringeologiskt bruk samt geologiska resultat av de införande fältförsöken. Thesis in Historical Geology, Univ. Stockholm, Sweden (unpubl.).
- IGNATIUS H. and NIEMISTO L.: 1971. Itämeren sedimentit ja sedimentaatio. Eriainos, 1971, p. 72—80 (Finland).
- KLIEWE H.: 1960. Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. D.V.W., Berlin 1960, 277 pp.
- KLIEWE H.: 1968. Periglazialphänomene in Spätglazialgebiet der Weichselvereisung. Przegląd Geograficzny, 50 (2), p. 351—362.
- KLIEWE H. and LANGE E.: 1971. Report (paper in preparation) at the South Sweden Excursion, 1971. INQUA Com. Study Holocene and Subcom. Shorelines Northwestern Europe, Meeting Sept. 1971.

- LARSSON H.: 1971. Flygbildstolkning och glacialmorphologi i södra Småland. Thesis (unpubl.) in Quaternary Geology, Univ. Stockholm, Sweden.
- LEVSENKO V. A. and MARTYNOVA G. P.: 1965. On the geological structure of the Paleozoic strata in the Baltic syncline (in Russian). Neftegazovaja geologija i geofizika, No. 2.
- LUNDQVIST G., HEDE J. E. and SUNDIUS N.: 1940. Beskrivning till kartbladen Visby och Lummelunda. Sveriges Geol. Undersökning, Aa-183, 167 pp.
- MARTINSSON A.: 1958. The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 38, p. 11—37.
- MUNTHE H., HEDE J. E. and von POST L.: 1925. Gotlands geology. Sveriges Geol. Undersökning, C-331, 130 pp.
- MÖRNER N.-A.: 1969. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast; deglaciation, shorelevel displacement chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geol. Undersökning, C-640, 487 pp.
- MÖRNER N.-A.: 1970a. The Younger Dryas Stadial. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 92 (1), p. 5—20 and p. 505.
- MÖRNER N.-A.: 1970b. Comparison between the Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes. Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, p. 173—176.
- MÖRNER N.-A.: 1971a. A Late Weichselian climatic zone system for Southern Scandinavia and related areas. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 93 (1), p. 236—238.
- MÖRNER N.-A.: 1971c. The Swedish West Coast. Guide to the South Sweden Excursion. INQUA Com. Study Holocene and Subcom. Shorelines NW Europe, Meeting Sept. 1971, 68 pp.
- MÖRNER N.-A., LARSSON L.-E. and LIDÉN E.: 1971. Varve chronology on Södertörn, south of Stockholm, and the end of the Younger Dryas Stadial. Unpublished manuscript.
- MÖRNER N.-A. and PHILIP A.: 1974. Gotland during the Late Weichselian. Baltica, vol. 5, p. 55—69, Vilnius.
- NIEMILA J.: 1971. Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerungen und Rückzug des Inlandsises zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Südfinnland. Geol. Soc. Finland, 253, 79 pp.
- NILSSON E.: 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 75, p. 155—246.
- NILSSON E.: 1968. Södra Sveriges senkvartära historia: geokronologi, issjöar och landhöjning. Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl., Ser. 4, v. 12 (1), 117 pp.
- RAUKAS A., RAHNI E. and MIIDEL A.: 1971. Marginal glacial formations in north Estonia (in Russian). Inst. Geol. Acad. Nauka, Estonia SSR, Tallinn 1971, 226 pp.
- ROSA B.: 1970. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Baltica, 4, pp. 197—210, Vilnius.
- ROSZKO L.: 1969. Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. In: „Last Scandinavian Glaciation in Poland” (R. Galon, Ed.), Inst. Geogr. Polsk. Akad. Nauk, Geogr. stud. 74, p. 65—100.
- SAURAMO M.: 1918. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. Fennia, 41 (1), p. 1—44.
- SEREBRIANYJ L. and RAUKAS A.: 1970. Über die eiszeitliche Geschichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. Petermans Geogr. Mitt., 114 (3), p. 161—172.
- SVENONIUS F.: 1907. Beskrifning till kartbladet Västervik. Sveriges Geol. Undersökn., AA-137, 108 pp.
- TOLONEN K.: 1967. Über die Entwicklung der Moore im finnischen Nordkarelien. Ann. Botanici Fennici, p. 219—416.
- THORSLUND P.: 1958. Djupborrningen på Gotska Sandön. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 80, p. 190—197.

Received: 12.3.1973

## ДЕГЛЯЦИАЦИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕВИСЛИНСКОЕ ВРЕМЯ

Н. А. МЕРНЕР, Т. ФЛОДЕН, Б. БЕСКОВ, А. ЭЛЬХАММЕР,  
Х. ХАКСНЕР

### РЕЗЮМЕ

Данная статья является обобщением геолого-геофизических и геоморфологических материалов, собранных сотрудниками Геологического института в Стокгольме, начиная с 1962 г. Работы проводились в основном в северном и восточном секторах центральной части водоема. Введение дана краткая характеристика работ и методики исследований. Затем следует подробный анализ коренных пород и их рельефа, а также ледниковых отложений и соответствующих им форм, в частности, подводных краевых ледниковых образований.

Основная часть статьи посвящена истории дегляциации Балтийского моря. Здесь подробно рассмотрен ход деградации ледникового покрова на территории Перибалтики, проведена корреляция основных полос краевых ледниковых образований, рассмотрены вопросы стратиграфии и палеогеографии поздневислинского (поздневалдайского) времени в пределах южной и центральной Балтики.

ÜBER DIE KÜSTENVERSCHIEBUNGEN DES ANCYLUSSEES  
IN ESTLAND IM LICHTE DER VERTIKALEN VERBREITUNG  
VON *ANCYLUS FLUVIATILIS*

von

H. KESSEL, Tallinn

Man kann mehrere Arbeiten erwähnen, die das Problem der Niveauverschiebungen in der Ostsee eingehend behandeln. Unter den betreffenden Autoren muss man in erster Linie M. Sauramo nennen, der in seinen zahlreichen Publikationen seit 1934 die Küstenverschiebung des Ancylussees in Süd-Finland besichtigt. Nach ihm endete die Verbreitung des Ancylussees mit einem rapiden Abfließen des Wassers am Ende des Boreals (1954).

Im vorliegenden Artikel wird die Verbreitung und Stratigraphie der Sedimente mit *Ancylus*-Mollusken, besonders zur Zeit der niedrigeren Niveaus des Ancylussees während der Borealzeit in Estland behandelt.

Die Schalen der Süßwasserschnecke *Ancylus fluviatilis* Müller, der Leitform des grossen *Ancylus*-Binnensees, kommen in der grobkörnigen Küstensedimenten Estlands verhältnismässig oft, aber nur in unbedeutenden Mengen vor. Nur in einzelnen Fällen konnte man diese Leitform in den schluffigen Küstensedimenten feststellen, nähmlich auf dem Boden der gegenwärtigen Bucht Küdema (Insel Saaremaa) um etwa 50 m niedriger als die maximale *Ancylus*-Strandlinie im derselben Gebiet. Aus derselben Lokalität fand man auch *Limnaea peregra*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum* und *Physa fontinalis*.

Die subfossilen Schalen von *Ancylus fluviatilis* sind in den Grossseen-Sedimenten Estlands klein, zart, napfförmig, fein radial gestreift und oben zugespitzt. Die Spitze der Schale ist etwas nach hinten gekrümmt, ihre Mündung ist länglich (Abb. 1). Die gewöhnlichen Masse der in Estland gefundenen Schalen sind meist folgende: H. 1,5—2,5 mm, L. 3—4 mm und Br. 2—3 mm, die Höchstmasse der Schalen von *Ancylus fluviatilis* betragen: H. 3,5 mm, L. 6 mm und Br. 4,5 mm. Der Salzgehalt des Ancylusgewässers darf für die Lebensbedingungen von *Ancylus fluviatilis* nicht 2—3% nicht übersteigen (Schlesch, 1937; Коробков, 1950 und Кессл, 1961). Da *Ancylus fluviatilis* eine Form ist, zu deren Lebensbedingungen kalkhaltiges Wasser gehört, wird bestätigt dadurch, dass das Verbreitungsareal von *Ancylus fluviatilis* im Baltischen Meer während der Borealzeit mit den Inseln Gotland und Öland (Munthe, 1877, nach 1894; Königsson, 1964, 1967) und dem Küstengebiet Estlands (Schmidt, 1865; Hausen 1913; Кессл, Райкак, 1967) sich begrenzt.

Die transgressiven Strandwälle, Haken und Nehrungen des Süßwassersees enthalten die Aegyptius-Schalen. Diese gut ausgeprägten Strandbildungen kommen in vielen Stellen auf dem NW-Estländischen Tafelland und den Inseln West-Estländischen Archipels vor (Schmidt, 1884 u. Kecce, 1958). Nach der transgressiven Aegyptiuswoge ( $A_1$ ) folgte hier eine lange abwechslungsreiche Regression. Wie die morphologisch-stratigraphische

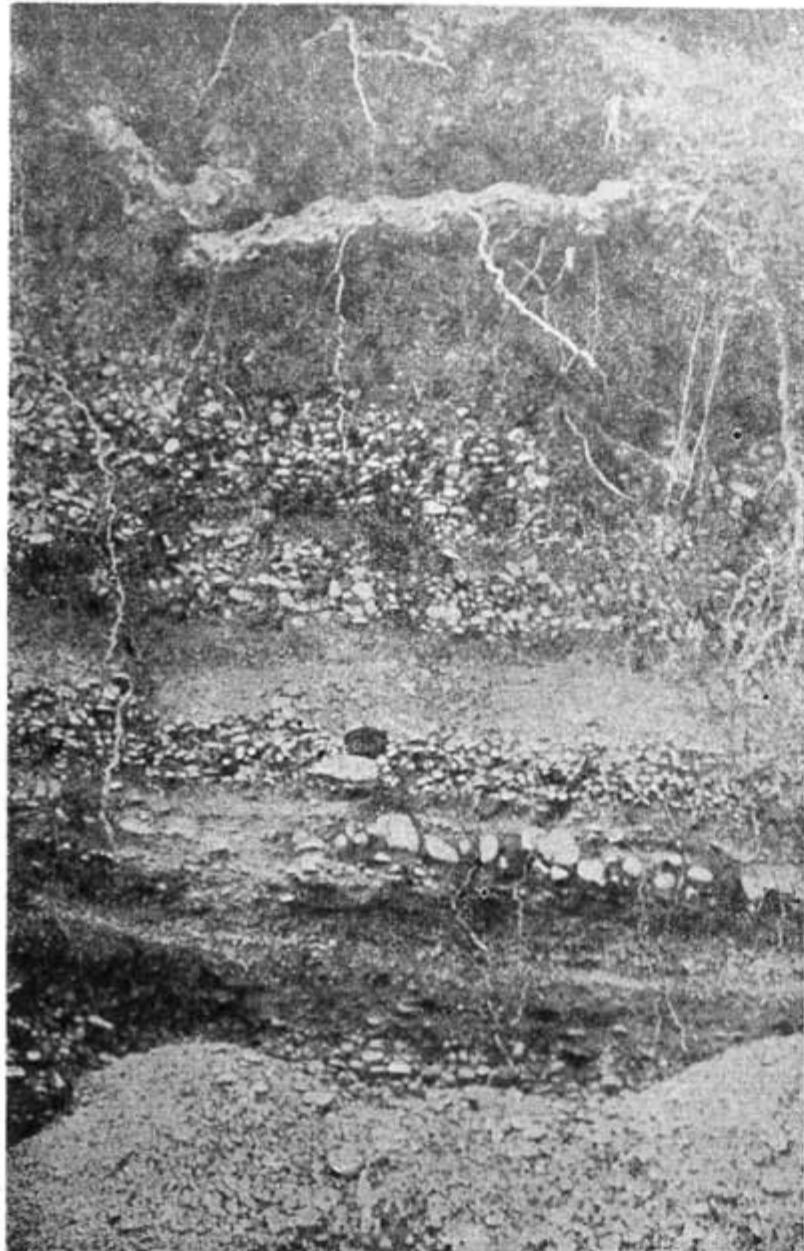


Foto 1. Aufschluss der gut sortierten und horizontal geschichteten Strandsedimente der regressiven Aegyptius-Phase ( $A_v$ ) von Suurepsi „Tornimägi“ (Halbinsel Köpu). In der mit der Objektivdecke gezeichneten Schicht hat man einzelne Schalenfragmente der Aegyptius-Mollusken gefunden

und pollanalytische Untersuchungen bei uns gezeigt haben, dauerte die mehrphasige Regression des Aegyptiussees bis zur frühatlantischen Zeit aus. Aegyptiuszeitliche regressive Haltphasen hat man vorläufig mit Indexen  $A_{1-vi}$  bezeichnet (Kecce, 1958 u. 1961; Kecce, Paykas, 1967). Dass die Sedimente, die niedriger als das Niveau ( $A_v$ ) liegen ebenfalls zur Boreal-



Foto 2. Aufschluss der Strandsedimente des Aegyptiussees von Muda (südlicher Teil der Insel Hiiumaa). Der Kontakt zwischen den Graden des Aegyptiussees und dem darüber liegenden Grade des Litorinamereres ist durch eine sandige Schicht (mit der Objektivdecke gezeichnet) markiert. Foto von U. Sepp.

zeit gehören, lässt sich durch malakologische und pollenanalytische Befunde nachweisen.

Die Anzahl der Fundorte, wo man in Estland die *Ancylus*-Mollusken niedriger als das regressive Niveau *Av* findet, ist klein. Von diesen hat man 6 Fundorte auf dem Festland West-Estlands und 4 Fundorte auf den Inseln Hiumaa und Muhu näher untersucht. In einigen dieser Fundorte befinden sich die *Ancylus*-Mollusken in den grobkörnigen Sedimenten des *Ancylus*-Strandes (Abb. 2, 3, 4, 7—9, 11 und 12), die anderen liegen in den feinkörnigen Sedimenten der Grosssee-Schorre (Abb. 2, 5, 6 und 10). Den letz-

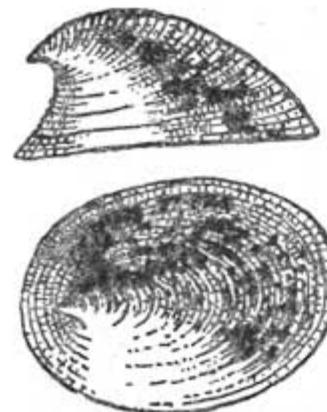


Abb. 1. *Ancylus fluviatilis*  
Müller, x13

das regelmässig geschichtet und gut sortiert ist und dessen Korngrösse vom Grand bis zum Grobkies reicht. Dieses Material enthält reichlich Schalenfragmente nur mariner Molluskenarten, nämlich *Cardium edule*, *Macoma baltica* und *Theodoxus fluviatilis*. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt bis 1.80 m. Sie sind als Sedimente eines Hakens (entstand in der Phase III des Litorinameeres) zu betrachten.

Unter den Litorina-Sedimenten liegt das geschichtete Material, dessen Korngrösse vom Grand bis zum Feinkies reicht. Die entsprechende Schicht ist bis 0.80 m mächtig. Im unteren Teil des Walls hat man in dieser Schicht die typischen Süsswasser-Mollusken des *Ancylus*sees gefunden, nämlich *Ancylus fluviatilis*, *Limnaea peregra f. baltica*, *Bithynia tentaculata* (auch *opercula*), *B. leachi*, *Pisidium amnicum*, *Sphaerium nitidum*, *Valvata cristata*, *V. piscinalis*, *V. pulchella*, *Physa fontinalis*, *Unio tumidus* und *Planorbis planorbis*. Unter den typischen *Ancylus*-Mollusken findet man hier auch *Theodoxus fluviatilis f. littoralis*.

Diesen Küstensedimenten des *Ancylus*sees folgt nach unten eine feinsandige Moräne, die eine Mächtigkeit von etwa 2 m hat.

Die absolute Höhe der *Ancylus*-Sedimente von Risti reicht ungefähr 16—17 m über NN. Die maximale *Ancylus*-Grenze in der Umgebung von Risti kann man aber auf etwa 36 m über NN schätzen. Der untere Teil des Strandwalls Risti kann folglich kaum während der maximalen Verbreitung des *Ancylus*sees entstanden sein. Der Fundort liegt ungefähr 12 km nördlicher und entsprechende Sedimente sind etwa 20 m niedriger als die maximale *Ancylus*-Strandlinie im Küstengebiet von Vasalemma bis Piirsalu.

Auf noch niedrigerem Niveau liegen die Küstensedimente mit *Ancylus*-Mollusken im Fundorte Vihterpalu (NW-Estland) (Abb. 2, 4). Die Lagerungsfolge der Sedimente in den Strandwällen von Risti und Viht-

erpalu sind in grossen Zügen analog. Der Fuss des Strandwalls Vihterpalu ist ungefähr 13 m über NN und er ist zur Zeit des maximalen Niveaus des Limneameeres (Lim I) endgültig entstanden. Die Sedimente mit *Ancylus*-Mollusken unter den Sedimenten des Limneameeres sind auf etwa 12 m über NN angetroffen worden. Der Fundort liegt ungefähr 16 km nördlicher und die hiesigen Sedimente mit *Ancylus fluviatilis* befinden sich 25 m niedriger als die maximale *Ancylus*-Strandlinie in demselben Küstengebiet NW-Estlands.

Die Lagerungsfolge der Sedimente in den Strandwällen des Limneameeres von Völla (Insel Muhu) (Abb. 2, 7) und Vihterpalu sind im allge-

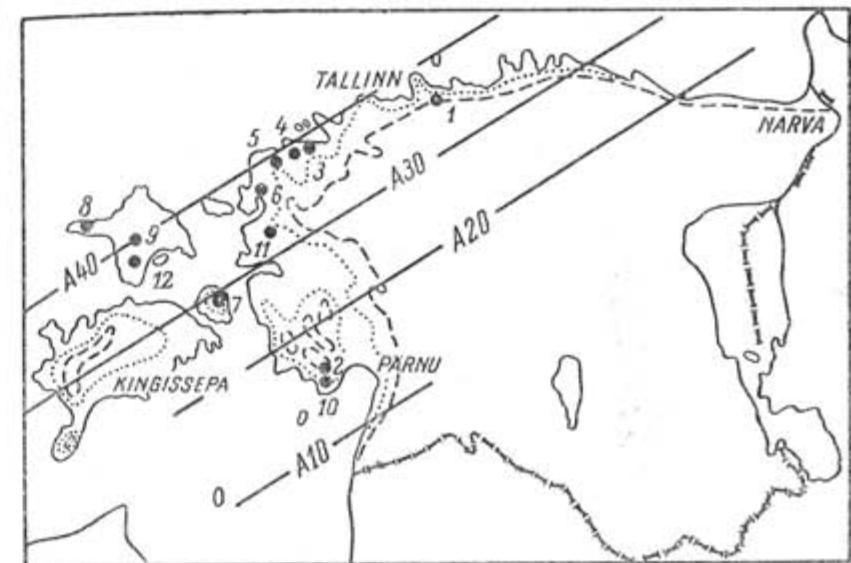


Abb. 2. Die Fundorte der Sedimente mit *Ancylus*-Mollusken in Estland:  
1—Iru, das Niveau A<sub>1</sub>; 2—Pootsi, das Niveau A<sub>II—III</sub>; 3—Risti, das Niveau A<sub>VII</sub>; 4—Vihterpalu, niedriger als das Niveau A<sub>VII</sub>; 5—Praski, niedriger als das Niveau A<sub>VII</sub>; 6—Riguldi, niedriger als das Niveau A<sub>VII</sub>; 7—Völla, das Niveau A<sub>VII</sub>; 8—Allikaküla, das Niveau A<sub>VII</sub>; 9—Männamaa, niedriger als das Niveau A<sub>VII</sub>; 10—Liu, das Niveau A<sub>V</sub>; 11—Parila, das Niveau A<sub>VII</sub>; 12—Muda, niedriger als das Niveau A<sub>VII</sub>; ——— die maximale *Ancylus*-Grenze; .... die maximale Litorina-Grenze.

meinen analog, doch ist ein Unterschied im lithologischen Bestand des Materials vorhanden.

Der obere Teil der Sedimente des Strandwalls Völla in einer Mächtigkeit von 1 bis 2,8 m besteht aus schlecht abgerölltem und meist ungeschichtetem Material (Kalkstein-Grand). Im letzten hat man in vielen Stellen des Walls *Limnaea peregra*, *Cardium edule* und andere Arten der euryhalinen Formen des Limneameeres gefunden. Es weist darauf hin, dass der Strandwall Völla, dessen Fuss etwa 10 m über NN liegt, zur Zeit des maximalen Niveaus des Limneameeres (Lim I) endgültig entstand.

Der untere Teil der Lagerserie des Strandwalls Völla besteht aus gut abgerölltem und geschichtetem Grand. Im letzten wurden reichlich Süsswasser-Mollusken des *Ancylus*sees und auch *Theodoxus fluviatilis* auf etwa 8 m über NN gefunden.

Sehr interessant sind die Fundorte der Sedimente mit *Ancylus*-Mollusken in Allikaküla und Männamaa (beide auf der Insel Hiumaa)

(Abb. 2, 8 und 9). Diese Sedimente bestehen aus dem feinsandigen Schluff und Feinsand und sind bedeckt mit Sedimenten des Litorina- und Limneameeres, deren Korngrösse zwischen Grand und Sand wechselt.

In Allikaküla (Halbinsel Kõpu) findet man zuunterst eine feinsandige Moräne, auf der eine Schicht schluffigen Materials liegt, die eine Mächtigkeit von 1 bis 2,8 m beträgt. Diese Schicht enthielt eine arten- und individuenarme Süßwasser-Molluskenfauna: *Ancylus fluviatilis*, *Limnaea peregra f. baltica*, *Pisidium sp.*, *Theodoxus fluviatilis*, *Hydrobia ventrosa* und seltener *Bithynia tentaculata* mit opercula der letzten. Es wäre auch möglich, dass diese Sedimente des Aencylussees im küstennahen Wirkungsbereich der Wellen abgelagert sind.

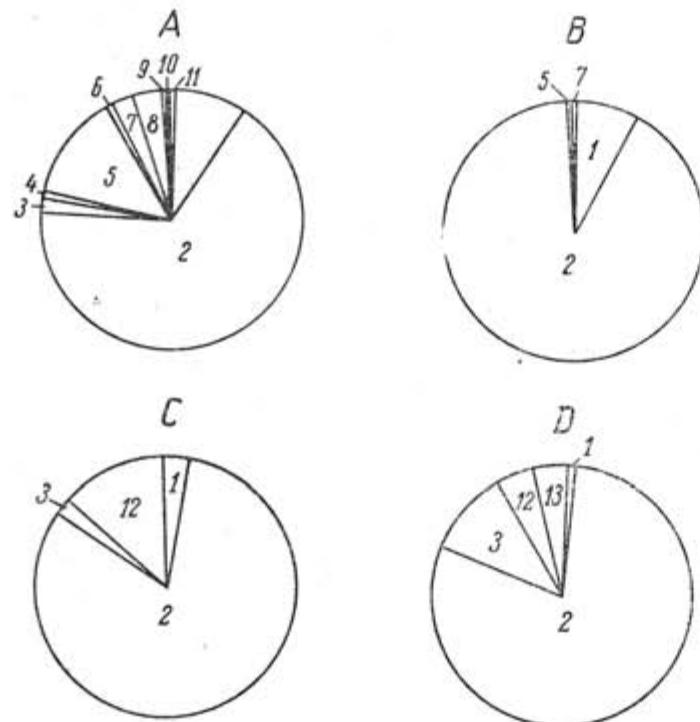


Abb. 3. Der Arbestand und die Mengenverhältnisse der Ancylus-Mollusken in den Sedimenten mit Ancylus-Mollusken der Fundorte Iru (A), Pootsi (B), Võlla (C) und Männamaa (D). Auf die im Text angeführten Molluskenarten weisen die Nummern des Diagrammsektors hin.

Auf dem Ancylus-Strandkomplex liegt abgerundetes und geschichtetes Material des Litorinameeres ( $L_{II}$ ). Die oberen Sedimente, deren Mächtigkeit von 2 bis 4 m beträgt, sind als Nehrungen entstanden.

Unweit von Männamaa (im mittleren Teil der Insel Hiumaa) hat man in einem Strandwall des Limnea-Meeres die Ancylus-Mollusken in feinsandigen küstennahen Sedimenten, deren Sortierung auffallend gut ist, getroffen. In der grossen Kiesgrube Männamaa liegt unter den obenerwähnten Sedimenten fluvioglazialer Grand des Emmaste-Oses. Die Ancylus-Sedimente sind von dem Strandgrand des Limneameere bedeckt. In

diesen Schichten gefundene Molluskenfauna besteht ausschliesslich aus euryhalinen Arten der Ostsee. Der Fuss des Strandwalls Männamaa ist ungefähr 13,5 m über NN und die Entstehung dieser Strandbildung entspricht dem Anfang des Limneameeres.

In den Fundorten Allikaküla und Männamaa liegen die Sedimente mit Ancylus-Mollusken dementsprechend auf etwa 24 und 15 m über NN und um etwa 20 und 25 m unterhalb der maximalen Ancylus-Strandlinie auf der Insel Hiumaa.

Die gut entwickelte Strandbildung Muda (Abb. 2, 12), die 10 km südlich von Männamaa liegt, ist auch aus zwei Sedimentkomplexen auf-

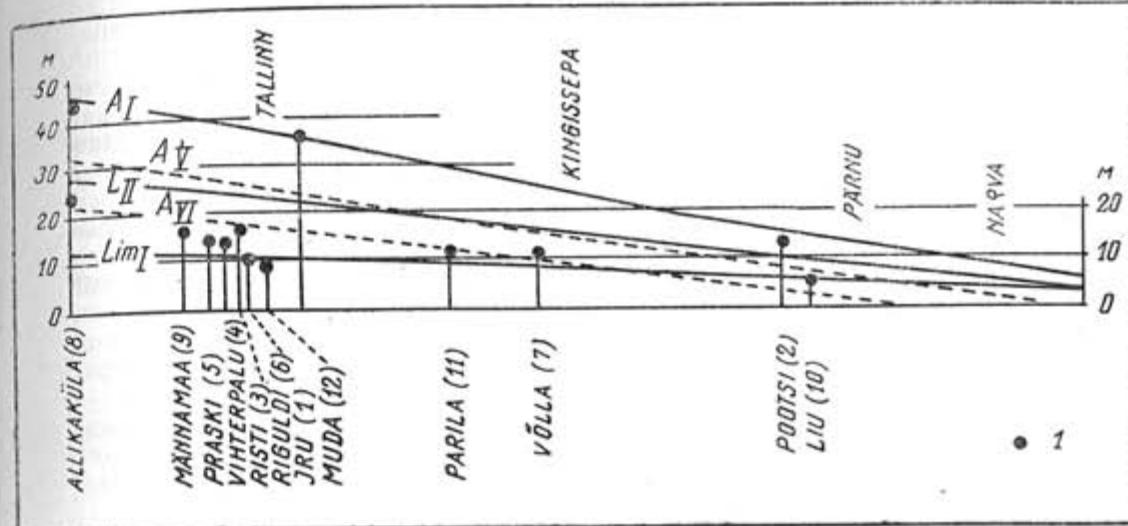


Abb. 4. Relationsdiagramm der einigen holozänen Strandflächen ( $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$ ,  $Lim_1$  und  $Lim_2$ ) in Estland.

Die Nummerierung der Fundorte der Sedimente mit Ancylus-Mollusken entspricht der Nummerierung derselben auf der Übersichtskarte (Abb. 2). Die Punkte der Fundorte zeigen die Höhenlage der untersuchten Sedimenten.

gebaut, nämlich unten aus undeutlich geschichtetem Grand und Kies des Aencylussees in einer Mächtigkeit von 1 bis 2,5 m und oben aus dem gut geschichteten Grand-, Kies- und Sandschichten des Litorinameeres die bis etwa 1,5 m mächtig sind (vgl. Fotos 1 und 2). Die Sedimente der Strandbildung von Muda, die die wellige Hügellandschaft Männamaa-Emmaste auf einer Höhe etwa 9 m über NN bedeckt, sind wahrscheinlich aus dem glazifluvialen Material entstanden. Das Gefüge der hiesigen Ancylus-Sedimente spricht dafür, dass sie in der Nähe des Strandes abgelagert sind.

Im unteren Teil der Ancylus-Sedimente hat man eine formenreiche Molluskenfauna des Süßwassers, die außer *Ancylus fluviatilis* reichlich nur *Limnaea peregra f. baltica* enthält, gefunden. Die Masse der Schalen einiger aufgestellten Exemplare *Limnaea peregra f. baltica* sind grösser als gewöhnlich. In den Sedimenten des Limneameeres hat man eine relativ artenreiche euryhaline Molluskenfauna, nämlich *Cardium edule*, *Theodoxus fluviatilis*, *Hydrobia ventrosa*, *Littorina saxatilis* und auch *Limnaea peregra f. baltica*, gefunden.

Die Ancylus- und Limnaea-Mollusken hat man auch von Parila (südöstlich 12 km von Haapsalu, Abb. 2, 11) in einem aus Grand und Kies bestehenden Strandwall gefunden. Der Fuss dieses Walls liegt auf etwa

10,5 m über NN. Aus den Acanthus-Sedimenten, die eine Mächtigkeit ungefähr 0,5 m haben und in einer Tiefe von 1,80 bis 2,30 m liegen (gerechnet vom Gipfel des Walls), wurden einige Süßwasser-Mollusken gefunden, nämlich *Acanthus fluviatilis*, *Limnaea peregra f. baltica*, *Bithynia tentaculata* und *Pisidium sp.*. Das Alter der Acanthus-Sedimente von Parila ist wahrscheinlich die Phase AvI. Sie liegen um etwa 25 m niedriger als die maximale Acanthus-Strandlinie in demselben Gebiet.

Auf den Sedimenten mit Acanthus-Mollusken liegt abgerundetes und geschichtetes Strandmaterial des Limneameeres in einer Mächtigkeit von 1 bis 1,80 m. Die Molluskenfauna in den Limnea-Sedimenten besteht aus folgenden reichlich vorkommenden euryhalinen Arten: *Cardium edule*, *Macoma baltica*, *Mytilus edulis* und *Hydrobia ventrosa*. Die endgültige Ausbildung des Strandwalls von Parila ist mit dem Anfang des Limneameeres gleichzusetzen.

Eine andere Gruppe der Fundorte von Acanthus-Sedimenten bilden die Fundorte Praski, Riguldi und Liu, wo die entsprechenden Sedimente auf einer Höhe von 12, und 5 m über NN liegen (Abb. 2, 5, 6 und 10). Sie sind hier als schluffige und feinsandige Materialien mit Schalenresten der Süßwasser-Mollusken in einer Mächtigkeit von 0,20 bis 1 m vertreten. Den sandigen Schichten ist die Kreuzschichtung typisch. Vermutlich sind diese Sedimente in einem verhältnismässig niedrigen Wasser der Küstenzone während irgendeiner Phase des Acanthussees entstanden und später mit dem Strandgrand, -kies und -sand des Limneameeres überlagert worden. Die Molluskenfauna der letzten besteht aus zahlreichen Exemplaren von *Limnaea peregra f. baltica*, *Cardium edule*, *Macoma baltica*, *Theodoxus fluviatilis* und *Hydrobia ventrosa*.

Im Fundort Liu kommt ein feinkörniges (schluffiges) parallelgeschichtetes Lager vor, in welchem vereinzelte Schalenreste von *Limnaea peregra f. baltica*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata crista*, *V. piscinalis*, *Anisus contortus* und *Physa fontinalis* vertreten sind.

Der Artbestand der Süßwasser-Mollusken in Fundorten Praski, Riguldi und Liu ist für die Acanthus-Fauna charakteristisch, aber in diesem fehlt *Acanthus fluviatilis* völlig. In Anbetracht der geringen Anzahl der Fundorte konnte der Charakter der Molluskenfauna nicht genauer ermittelt werden. Die Molluskenfauna des Acanthussees dieser Fundorte ist auch individuenarm.

Nachstehend wird eine kurze Zusammenfassung der estnischen Materialien über Molluskenfauna des Acanthussees gegeben.

Die typischen Sedimente mit Acanthus-Mollusken in den maximalen (transgressiven) Strandbildungen der Phase A<sub>I</sub> von Iru (der Fuss der Nehrung liegt ungefähr 34,5 m über NN) werden durch folgenden Artbestand und Mengenverhältnisse der einzelnen Arten (insgesamt 153 Exemplare) charakterisiert (Abb. 3, u. Abb. 4, 1): 1 (Die Nummer weist auf die Molluskenarten im Sektor der Diagramme hin) *Acanthus fluviatilis* 9,4%, 2. *Limnaea peregra f. baltica* 66,7%, 3. *Bithynia tentaculata* 1,3%, 4. *B. leachi* 0,2%, 5. *Pisidium amnicum* 13,4%, 6. *Anisus contortus* 0,7%, 7. *Valvata cristata* 3%, 8. *Physa fontinalis* 3,5%, 9. *Anodonta cygnea* 1%, 10. *Unio tumidus* (Fragment), 11. *Planorbis planorbis* 0,7%.

In den regressiven Strandsedimenten der Phase A<sub>II-III</sub> im Fundort Pootsi (der Fuss des Strandwalls liegt ungefähr 10,5 m über NN) ist folgender Mollusken-Artbestand und Mengenverhältnisse der einzelnen Arten (insgesamt 3213 Exemplare) für die Acanthus-Sedimente Estlands typisch (Abb. 3, B u. Abb. 4, 2): 1. *Acanthus fluviatilis* 7,2%, 2. *Limnaea peregra f. baltica* 92,2%, 5. *Pisidium amnicum* 0,25%, 7. *Valvata cristata* 0,25%, *Anodonta cygnea* (Fragment).

In den regressiven Sedimenten der Phase AvI in dem Fundorte Völla ist folgender Artbestand und Mengenverhältnisse der einzelnen Arten (insgesamt 170 Exemplare) der Acanthus-Sedimente festgestellt worden (Abb. 3, C u. Abb. 4, 7): 1. *Acanthus fluviatilis* 2,5%, 2. *Limnaea peregra f. baltica* 82,5%, 3. *Bithynia tentaculata* 1,5%, 12. *Theodoxus fluviatilis f. littoralis* 13,5%. (Siehe Beschreibung S. 71).

In einem der allertiefsten Lage NW-Estlands liegenden Fundorte Männamaa werden die Acanthus-Sedimente durch folgenden Artbestand und Mengenverhältnisse der einzelnen Arten charakterisiert (Abb. 3, D u. Abb. 4, 9): 1. *Acanthus fluviatilis* 0,5%, 2. *Limnaea peregra f. baltica* 80%, 3. *Bithynia tentaculata* 10%, 12. *Theodoxus fluviatilis* 5% und 13. *Hydrobia ventrosa* 4,5%.

Wie es allgemein bekannt ist, sind an der Grenze der Stadien des Acanthussees und Mastogloiaameeres grosse Veränderungen im Artbestand der Molluskenfauna der Ostsee stattgefunden. Die Süßwasser-Mollusken des Acanthussees sind vollständig verschwunden. Die neue Molluskenfauna wird anfangs durch Brackwasserformen des Mastogloiaameeres und später durch euryhaline Salzwasserarten des Litorinameeres charakterisiert. Nach M. Sauramo (1929) sind in den Mastogloia-Sedimenten SW-Finlands lakustrine Arten *Limnaea peregra f. baltica* und *Bithynia tentaculata*, marine Formen *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*, *Theodoxus fluviatilis* und *Hydrobiidae* vertreten.

An den Küsten Estlands ist das Auftreten von *Theodoxus fluviatilis f. littoralis* als Anzeiger schwach halophiler Bedingungen Regressionsendes vom Grosssee zu betrachten. *Hydrobia ventrosa*, die auf den niedrigeren absoluten Höhen der Insel Hiumaa in den Acanthus-Sedimenten vorkommt, ist kennzeichnend für das Brackwassermilieu.

Auf Grund der neuen Untersuchungen über die Acanthus-Mollusken Estlands kann man einige vorläufige Folgerungen über das Ausmass und den Alter der Küstenverschiebung des Acanthussees in Estland vorführen.

Vor 8800 Jahren hat der Wasserspiegel der Ostsee in Estland sich zu heben begonnen. Die einwellige Acanthus-Transgression, die bis zu etwa absoluten Höhe von etwa 45 m NN auf der Halbinsel Kõpu hinaufreichte, hat in Estland ein Ausmass von mindestens 5 m erreicht (Kecce, Paykac, 1967). Dieses Resultat übereinstimmt mit dem von V. Valovirta (1965) in SW-Finland erhaltenen Resultat. Mit Hilfe der Acanthus-Mollusken hat man festgestellt, dass die Acanthus-Transgression in der Umgebung von Tallinn und von Pärnu dementsprechend auf den absoluten Höhen 36 und 13 m geendet hat.

Wie es allgemein bekannt ist, hat im Ostseebecken in der Borealzeit die Acanthus-Regression stattgefunden, die auch an den Küsten Estlands zur Entstehung des sturzartigen Absinkens und zahlreichen kurzfristigen Haltphasen des Acanthus-Niveaus führte und die maximale Depression des Wasserspiegels hervorrief (Kecce, Paykac, 1967). Wie es oben gezeigt wurde, wird der Regressionsbetrag des Acanthussees in Estland maximal auf 25 m geschätzt.

An den regressiven Küsten des Acanthussees in Estland sind kontinuierliche Strandbildungen spärlich geformt. Entsprechende regressive Lagunen hat man hier nicht festgestellt. Es ist deshalb zu vermuten, dass die untersuchten regressiven Strandsedimente auf den niedrigeren Acanthus-Niveaus während eines rapiden Ablaufes der Acanthus-Regression entstanden sind. Die Ursache der verhältnismässig rapiden Acanthus-Regression liegt in erster Linie in der Entstehung der dänischen Sunden.

Wie Stratigraphie der Acanthus- und Litorina Strandbildungen, Pollenanalysen der verschütteten organogenen Ablagerungen und  $^{14}\text{C}$ -Daten zeigen, dauerte die Erniedrigung des Spiegels des acanthuszeitlichen Grosssees auf der Insel Saaremaa von seinem Höchststand ( $A_1$ ) bis zum regressiven Niveau ( $A_2$ ) um 15 m etwa 300 Jahren (Kessell, Punning, 1969).

Die Frage nach der Anfangszeit und Dauer der Acanthusstadiums würde ohne Pollenanalyse und  $^{14}\text{C}$ -Daten unbeantwortet geblieben. Gemäss der Pollenspektren entspricht der untere Teil kalkigen Mudden des acanthuszeitlichen Strandlagune und später auch des Strandsees von Jöelähtme, die am Anfang der Acanthus-Regression entstand, der Zeit gegen Ende des Boreals.

Nach  $\text{C}^{14}$ -Daten ist das absolute Alter dieser Schicht  $8260 \pm 70$  Jahren (TA-272). Das Alter der acanthus- und mastogloiazeitlichen Grenze in Kolga ( $7505 \pm 165$ , TA-126) ist etwa 7500 Jahren.

Durch obenerwähnte Ergebnisse ist es möglich, die Dauer der Acanthus-Transgression und -Regression von 8200 bis 8400 und von 7600 bis 8200 Jahre vor der Gegenwart anzunehmen.

Mittels der  $^{14}\text{C}$ -Methode ist auch die Zeit der Küstenverschiebungen der Ostsee in Finnland und Schweden fixiert. Es ist bemerkenswert, dass die Untersuchungsergebnisse über das Alter des Acanthus-Abflusses (Donner, 1969) und des Anstiegs des Salzgehalts im Ostseebecken am Anfang des Mastogloia-Meeres (Florin, 1963), über die Dauer des Acanthusstadiums (Alhonen, 1971) aus Finnland, Schweden und aus Estland analogisch sind.

Die Untersuchungsergebnisse über die vertikale Verbreitung der Acanthus-Mollusken in Estland (Kessell, Paykac, 1967) übereinstimmen sehr gut mit den Auffassungen von L.-K. Königsson (1964, 1967) über den Charakter und Verbreitung der Acanthus-Mollusken auf Öland und Gotland. Unsere Untersuchungsergebnisse und die von L.-K. Königsson zeigen, dass die Regression des Acanthussees bedeutender war, als man bisher angenommen hat. Nach unserer Meinung hat sie wahrscheinlich gegen Ende des Boreals stattgefunden. L.-K. Königsson (1967) meint aber, dass diese tiefe Regression der Ostsee auch am Anfang der Verbreitung des Acanthussees stattfinden konnte.

Somit bleibt die Streitfrage, ob die tiefe Regression des Acanthussees im Spätboreal oder im Frühboreal vor der Acanthus-Transgression in unserem Küstengebiet war, noch unklar. Hoffentlich werden die absoluten Altersbestimmungen des Schalenmaterials der Acanthus-Mollusken die endgültige Lösung dieser Frage geben. Jedenfalls kann man annehmen, dass in diesem Artikel behandelte Sedimente mit Acanthus-Mollusken dem Ende der Acanthus-Regression entsprechen dürften.

#### LITERATUR

- ALHONEN P.: 1971. The stages of the Baltic Sea as indicated by the diatom stratigraphy. Acta Bot. Fennica 92, 1.  
 DONNER J.: 1969. A profile across Fennoscandia of Late Weichselian and Flandrian shorelines. Soc. Scient. Fennica, Comm. Phys.-Math. 36, 1.  
 FLORIN S.: 1963. Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. Baltica, I, Vilnius.  
 HAUSEN H.: 1913. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34, Nr. 2.  
 KÖNIGSSON L.-K.: 1964. Acanthus fluviatilis und acanthusführende Ablagerungen auf Öland. GFF, 89, Stockholm.

- KÖNIGSSON L.-K.: 1964. Acanthus fluviatilis und acanthusführende Ablagerungen auf Öland. GFF, 85, Stockholm.  
 KÖNIGSSON L.-K.: 1967. Die Datierung von baltischen Acanthus-Lagern unter der höchsten Acanthus-Grenze auf Gotland und Öland. GFF, 89, Stockholm.  
 MUNTHE H.: 1894. Den svenska hydrografiska expeditionen år 1877. III. Kongl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl. 27 No. 2. Stockholm.  
 SAURAMO M.: 1929. The quaternary geology of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 86.  
 SAURAMO M.: 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull. Comm. géol. Finlande 104.  
 SAURAMO M.: 1954. Das Rätsel des Acanthussees. Geol. Rundschau Bd. 42.  
 SCHLECH H.: 1937. Bemerkungen über die Verbreitung der Süßwasser- und Meermollusken im östlichen Ostseegebiete. Tartu Ulikooli j.o. Loodusuurijate Seltsi Aruannded XLIII (1–2), 1936.  
 SCHMIDT Fr.: 1865. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel (mit einer Karte). Bull. de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Petersbourg. Tome huitième.  
 SCHMIDT Fr.: 1884. Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glazialen und postglazialen Bildungen im silurischen Gebiet von Ehstland, Oesel und Ingemanland. Zeitsch. der Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XXXVI.  
 VALOVIRTA V.: 1965. Zur spätquartären Entwicklung Südost-Finnlands. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 220.  
 KESSEL X. Я.: 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III. Таллин.  
 KESSEL X. Я.: 1961. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, VIII. Морские берега.  
 KESSEL X. Я., PAYKAC A. B.: 1967. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Изд. «Валгус».  
 KESSEL X. Я., ПУННИНГ Я.-М.: 1969. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии. Изв. АН Эст. ССР, Том XVIII. Химия — Геология. № 2.  
 KOROBKOV N. A.: 1950. Введение в изучение моллюсков. Изд. ЛГУ, Ленинград.

Поступило: 23.2.1973

#### ПЕРЕМЕЩЕНИЯ УРОВНЕЙ АНЦИЛОВОГО ОЗЕРА НА ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНИИ В СВЕТЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОЛЛЮСКА ANCYCLUS FLUVIATILIS

Х. Я. КЕССЕЛ

#### РЕЗЮМЕ

*Acanthus fluviatilis* является типичным моллюском в отложениях borealной стадии Балтийского бассейна. Небольшие и хрупкие раковины этого моллюска (рис. 1) встречаются сравнительно часто в трансгрессивных береговых отложениях Анцилового озера Эстонии, находящихся на абсолютной высоте 45–5 м (рис. 2 и 4, местонахождения Кыпу, Алликакюла, Иру, Лиу и др.). В статье рассматриваются, главным образом, местонахождения регressive отложений Анцилового озера с фауной моллюсков, встречаемые на абсолютной высоте 24–5 м.

Анциловая фауна моллюсков представлена в основном 11 пресноводными видами. В конце анциловой регрессии в видовом составе анциловой фауны моллюсков происходили некоторые изменения, выражавшиеся в иммиграции полупресноводных видов *Theodoxus fluviatilis f. littoralis* и *Hydrobia ventrosa* (рис. 3 С и D).

В связи с трансгрессией Анцилова озера уровень воды на побережье Эстонии поднялся около 5 м. Проведенные исследования анциловой фауны моллюсков в новых местонахождениях показывают, что наиболее низкий уровень анциловой регрессии ( $A_{VI}$ ) был в Северо-Западной Эстонии на 25 м ниже максимального трансгрессивного уровня ( $A_I$ ) (рис. 4).

По данным  $C^{14}$  продолжительность анциловой регрессии в Эстонии оценивается от 8 200 до 7 600 лет т. н.

## К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ГРАНИЦ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ И О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ НАНОСОВ В ЕЕ ПРЕДЕЛАХ

Ю. Д. ШУЛСКИЙ, Одесса

В береговой зоне моря осуществляется преимущественно механический процесс дифференциации обломочного материала под влиянием разрушающихся волн и сопровождающих их течений (Зенкович, 1962). Основной «инструмент» этой дифференциации — вдольбереговые потоки и продольные и поперечные миграции наносов.

Одним из важнейших показателей динамического состояния зоны взаимодействия моря и суши является состав наносов. Прибрежно-морской материал, по сравнению с поступающими в конечный водоем сноса обломками горных пород, характеризуется хорошей окатанностью, сглаженной поверхностью зерен, хорошей сортировкой, часто относительно однородным вещественным составом на довольно больших площадях. Несколько аномальна картина в пределах илистых потоков. При данном положении уровня бассейна формирование прибрежно-морских отложений происходит в полосе, оконтуривающей берега всех водоемов. Верхняя граница этой полосы находится на берегу и определена достаточно точно — это линия заплеска наибольших волн на бесприливных морях, а на приливных — линия заплеска наибольших волн при сизигии (Зенкович, 1962).

Нижняя граница береговой зоны непостоянна и зависит от многих переменных. Ее установление представляется одной из важнейших задач прибрежного осадкообразования. Эта граница чаще всего определяется опытным путем, на основании лабораторных исследований (Лонгинов, 1963). Ввиду различных условий опытов у разных авторов получаемые результаты часто не совпадают. Поэтому в вопросе установления нижней границы береговой зоны нет общего единого мнения. Так, например, считают, что взаимодействие волн с подводным склоном начинается с глубины, равной  $1/4 L$  ( $L$  — длина волны на глубокой воде) (Шепард, 1969),  $1/2 L$  (Зенкович, 1962; Кинг, 1963),  $1/3 L$  (Trask, 1955). Не сходятся мнения и в том случае, если в качестве определения берется высота волны.

В природных условиях чаще всего нижнюю границу береговой зоны выясняют по наличию на песчаном дне рифелей, по деформациям поверхности дна, существованию характерной подводной террасы или прохождению верхней границы илистых осадков на шельфе. Вместе с тем, формирование пифелей и деформации дна могут произойти и под влиянием течений, не связанных с прибрежной циркуляцией вод. Террасы же часто имеют и не волновую природу, а илестые осадки, могут быть ре-

ликовыми, либо приносятся течениями. Таким образом в настоящее время не предложено надежного способа определения внешней границы береговой зоны, в которой господствуют процессы механической дифференциации обломочного материала.

Однако, используя уравнения орбитальной скорости волны (Глуховский, 1966; Филлипс, 1969), можно подсчитать эту скорость на любом горизонте водной толщи. Для этого анализируются данные по ветроволновому режиму и определяются параметры (высота, длина, период, скорость) самых сильных волнений для прилегающей к данному участку берега акватории. Выполнив подсчет по соответствующим формулам, можно найти глубину, на которой волновая скорость будет достаточной, чтобы перемещать наносы характерной для данного подводного склона гидравлической крупности. Этой глубиной будет оконтурена внешняя граница береговой зоны. Лишь в этом случае будет иметь смысл понятие взаимодействия волны с подводным склоном при их выходе на прибрежное мелководье. Если же дно на исследуемом участке представляет собой сложенный рыхлыми отложениями бенч, то нижней границей береговой зоны будет полоса, от которой происходит размыв. На скальном дне такой границей будет полоса прибрежного мелководья, в которой возможно перемещение наносов волнового поля.

Приведем пример. Орбитальная скорость при прохождении волны высотой  $h=3$  м и длиной  $L=110$  м равна 1,2 м/сек у поверхности моря, 0,24 м/сек на глубине  $H=27,4$  м, 0,05 м/сек на  $H=55$  м и 0,01 м/сек на  $H=82$  м. Сдвигающая скорость, например, для мелкозернистого песка (преобладающими являются фракции 0,1—0,25 мм) равна 0,08—0,1 м/сек, и при  $h$  ветровой волны 3 м и  $L=61$  м она имеет место на  $H=28$  м. Волна зыби той же высоты, но с  $L=150$  м, будет вызывать указанную скорость уже на глубине до 58,5 м. При условии, что такая волна — одна из наибольших для данного участка и дно здесь сложено мелкозернистым песком, можно считать, что изобатой — 58,5 м оконтурена внешняя граница береговой зоны.

Строго говоря, при подобных расчетах на песчаных берегах необходимо вносить поправку на направление и силу прибрежных энергетических и градиентных течений, так как волнение для песка играет роль возмущающую, а транспорт наносов осуществляется течениями. Для галечных берегов поправка может быть не существенной.

В науке о развитии морских берегов почти не учитывается третье измерение взаимодействия моря и суши, помимо ширины и протяженности береговой зоны,— мощность донной толщи наносов, на которую проектирует действие волн и течений. Она была названа слоем волновой переработки (Шуйский, 1969, 1971). Изучение слоя было проведено большей частью в береговой зоне восточной части Балтийского моря, в результате чего стали известными основные морфологические и литодинамические характеристики его.

Слой волновой переработки необходимо отличать от активного слоя. Под последним понимается слой наносов береговой зоны, однократно перерабатываемый в течение конкретного волнения; происходит взмучивание донного и пляжевого материала в стадию зарождения волнения, перераспределение в стадию стабилизации и оседание в стадию затухания. Мощность активного слоя  $H_a$  на данном участке берега меняется в зависимости от силы и типа волнения, его направления относительно береговой линии, продолжительности как самого волнения, так и отдельных его фаз. Слой волновой переработки, в отличие от активного, характеризуется режимными показателями. Это толща донных и пляжевых грунтов, мощность которого при данном неизменном уровне во-

доема меняется во времени и от места к месту в результате многократного взмучивания этих грунтов или в результате смещения подвижных форм рельефа береговой зоны. Этот слой является третьим измерением вдольбереговых потоков и поперечных миграций наносов ( $H_b$ ), наряду с протяженностью  $P_b$  и шириной  $S_b$ .

Определение  $H_b$  можно производить несколькими способами.

Первый способ состоит в повторном промере на постоянных, закрепленных реперами прибрежно-морских галсах, минимум на протяжении одного погодного цикла (год), в течение которого последовательно меняются сезонные гидрометеорологические условия. Полученное на основании промеров множество кривых профиля подводного склона и пляжа наносится на бумагу, как это было сделано Н. А. Айбулатовым (1968). Расстояние по вертикали между линиями, оконтуривающими верхние и нижние границы кривых, даст величину  $H_b$ .

Способ непосредственного замера производится по штырям со специальными кольцами на них, с помощью трубок А. М. Жданова или люминесцентных красителей. Во время волнений тяжелые кольца на штырях и подвижные рейки на трубках заглубляются в толщу донных или пляжевых наносов на величину  $H_b$ . При использовании люминофоров мощность слоя волновой переработки выясняется путем зондирования дна вибропоршневой трубкой или колонковым грунтоотборником и нахождения нижнего горизонта проникновения окрашенных наносов в толщу осадков.

Литологический способ заключается в сравнении состава подвижных и неподвижных частиц донного и пляжевого материала. Ввиду того, что при действии волнений некоторый слой взмучивается, то он, следовательно, оказывается более рыхлым сравнительно с подстилающими отложениями. Поэтому в среде подвижных наносов господствуют окислительные условия, которые обусловливают более светлую окраску слоя волновой переработки. Особенно хорошо видна разница в цвете песчаных и алевритовых осадков, прозондированных вибротрубкой.

В ряде районов, где гранулометрический спектр наносов достаточно широк, подошву слоя волновой переработки можно обнаружить по горизонту более грубого материала. Формирование этого горизонта происходит в процессе затухания волнений, когда происходит отложение в первую очередь гидравлически более крупных наносов.

Если вдоль трассы вдольберегового потока встречается участок концентрации тяжелых минералов, то данные о  $H_b$ , полученные другими способами, можно подкрепить материалами о вертикальном распределении этих минералов. Так как их отмытие осуществляется в слое волновой переработки, то резкое уменьшение валового содержания тяжелых минералов может маркировать подошву слоя. Распределение характерных маркирующих минералов можно обнаружить как путем вибробурения, так и с помощью специальных радиометрических приборов.

Использование геофизического способа возможно при работах с высокочастотными геолокаторами, например, типа ЗГЛ, с высокой разрешающей способностью. Поскольку подстилающие слой отложения плотнее, то на регистрирующей ленте слой волновой переработки представлен более светлыми тонами.

Перечисленные способы применялись во время наших береговых исследований на Балтийском, Черном и Азовском морях как в отдельности, так и в комплексе. Результаты, полученные с помощью каждого способа, на одних и тех же галсах показали в общем одну и ту же величину  $H_b$ .

В итоге прибрежных работ на перечисленных в предыдущем абзаце бассейнах было выделено 5 основных видов слоя волновой переработки

(Шуйский, 1971а). Их выделение было основано на неоднозначности расходования энергии волн и течений над отдельными отрезками поперечного профиля подводного склона различных уклонов (рис. 1). Вместе с тем, различная структура  $H_b$  прослеживается и по  $P_b$ , что во многом зависит от режима вдольбереговых потоков и поперечных миграций на-

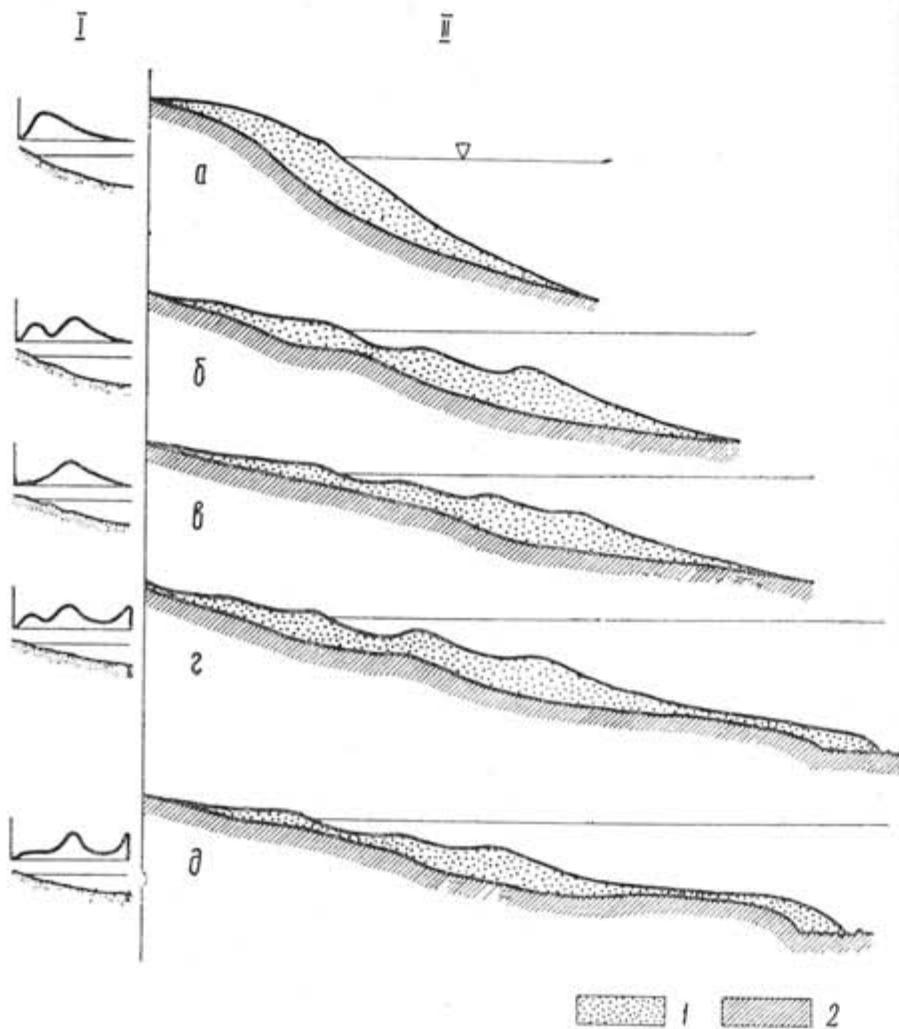


Рис. 1. Строение слоя волновой переработки (схема).

I — изменение  $H_b$  по поперечному профилю подводного склона различной крутизны; II — виды слоя волновой переработки на берегах с разными уклонами песчаного подводного склона (на примере Балтийского моря): 1—I-й вид,  $H_b$  на берегах, сложенных галькой, гравием и крупнозернистым песком; 2—4 —  $H_b$  на берегах, сложенных средне- и мелкозернистым песком; 3—5 —  $H_b$  на берегах, сложенных мелкозернистым песком и крупным алевритом. а — подвижные наносы, б — неподвижные осадки. Схема взята из работы Ю. Д. Шуйского (1971а).

носов. На примере Восточно-балтийского потока песчаных наносов можно видеть, что 1-й вид слоя характерен для участка зарождения. Наиболее распространенным непосредственно на транзитном участке является 2-й вид слоя, а на участке разгрузки потока — 3-й вид. Таким образом, с возрастанием мощности потока, степени насыщения его наносами, меняется структура слоя волновой переработки.

Максимальная мощность слоя на песчаных берегах достигает 4—5 м, а в среднем равна 1,0—2,0 м для зоны подводных валов и пляжа. По направлению в море и к бережной части пляжа она постепенно снижается вплоть до нуля. Величина  $H_b$  практически отсутствует на участках развития бенча. По мере продвижения от участка зарождения вдольберегового потока к участку разгрузки  $H_b$  снижается в соответствии с изменением видов слоя. На океанских берегах  $H_b$  больше, а  $S_b$  шире, чем на берегах внутренних водоемов.

Важно отметить, что на илистых и алевритовых берегах величина  $H_b$  меньше, а  $S_b$  шире, чем на берегах песчаных и тем более гравийных и галечных.

Таким образом, процессы механической дифференциации обломочного материала в береговой зоне обусловлены режимом вдольбереговых потоков, а также продольных и поперечных подвижек наносов и происходит в следующих границах: 1. В сторону суши — до линии самого высокого заплеска волн на бесприливных морях, а на приливных — до линии заплеска наибольших волн при полной воде; 2. В сторону моря — до глубины действия сдвигающих волновых скоростей (для данной крутизны наносов) при наиболее сильных штормах; 3) По мощности слоя волновой переработки до горизонта, ниже которого не происходит взмучивания наносов и их перемещения в подвижных формах прибрежного рельефа.

Рассмотрим некоторые особенности дифференциации наносов в пространстве и во времени на примере песчаных потоков. Возьмем случай, когда в береговую зону поступает разнозернистый песок с примесью пелитовых, алевритовых, гравийных и галечных фракций, т. е. гранулометрический спектр исходного материала достаточно широк для рассмотрения процесса дифференциации во всех трех измерениях потока. К тому же песчаный материал содержит довольно высокий процент тяжелых минералов, что дает возможность отметить также особенности минералогической дифференциации.

Изучение ряда песчаных потоков на Балтийском (Болдырев, 1966; Зенкович, 1958а; Шуйский, 1970), Черном (Шуйский, 1970а), Азовском (Болдырев, Невесский, 1961; Зенкович, 1958) и других морях показывает, что от источника питания в направлении участка разгрузки (по  $P_b$ ) гидравлическая крупность наносов снижается. В общих чертах это выражается в уменьшении крупности, лучшей сортировке, более высокой степени окатанности и округлости зерен осадка, его легкой и тяжелой фракций. Эту картину могут нарушать сравнительно небольшие, локальные, второстепенные источники дополнительного питания потока (активные клифы, бенчи, устья рек); они в ряде случаев могут быть использованы для уточнения направления вдольбереговых потоков.

Принесенный в конечный водоем сноса обломочный материал прежде всего испытывает общую дифференацию, когда за пределы береговой зоны выносится весь материал, гидравлически мельче встречающегося на пляже и на подводном склоне. Его наибольший вынос в глубоководные области бассейна происходит в районе зарождения потока. «Вниз» по потоку этот процесс становится менее интенсивным. Оставшиеся в береговой зоне частицы обломочного материала распределяются в соответствии с режимом вдольберегового потока и именно их касается процесс сепарации в потоке, которая получила наименование гранулометрической (Аксенов и др., 1965). Таким образом, необходимо различать общую дифференацию и гранулометрическую сепарацию во вдольбереговых потоках; в последнюю вовлекаются наносы береговой зоны, в то время как первой подверга-

ся исходный обломочный материал. Оба вида трансформации кластического материала взаимосвязаны друг с другом и протекают одновременно, непрерывно и во всех измерениях вдольбереговых потоков и поперечных миграций наносов ( $P_b$ ,  $S_b$  и  $H_b$ ).

В начале потока наносов, питаемого материалом абразии, наиболее интенсивно протекают морфодинамические процессы, выражющиеся в выработке бенча, активного клифа и уступа размыва. Если источником питания являются твердые выносы рек, то морфодинамические процессы представлены выработкой профиля дна и берега на приустьевом взморье. Поскольку грануломинералогическая дифференциация на питающих участках является практически самой низкой в пределах песчаного потока, можно считать морфодинамические процессы здесь ведущими, преобладающими.

При переходе на транзитный участок  $P_b$ , где рельеф постепенно приходит в состояние динамического равновесия, начинает преобладать первая стадия грануло-минералогической сепарации — дифференциация по гранулометрическому составу. Если на участках зарождения наиболее широко распространены разнозернистые наносы, плохо отсортированные, различной степени окатанности, то «ниже» по потоку сносятся наиболее мелкие частицы. Наконец, наступает такой момент, когда возможно формирование участков залегания самых мелких наносов волнового поля в песчаном потоке — мелкозернистых песков и крупных алевритов. Лишь в пределах таких участков вступает в действие вторая стадия — сепарация по вещественному составу. Здесь могут быть локализованы очаги россыпей прибрежно-морского генезиса, устойчивые во времени и в пространстве, соответственно строго определенному режиму вдольберегового потока. Такие россыпи залегают в пределах  $H_b$  и получили наименование россыпей слоя волновой переработки (Шуйский, 1971а).

По  $S_b$  морфодинамические процессы наиболее активно протекают в зоне подводных валов и на пляже, поскольку в этих зонах наблюдается наибольшая удельная энергия разрушающих волн, пролегают трассы прибрежных течений, сказывается влияние сгонно-нагонных явлений (Айбулатов, 1966; Лонгинов, 1963; Шадрин, 1966). По направлению к внешней границе береговой зоны гидродинамическая активность вод постепенно снижается.

В некоторых случаях на внешней части сложенного наносами подводного склона обнаруживается выпуклый перегиб поперечного профиля, над которым разрушаются наиболее крупные волны (например, в районе Юрмалциемса на Балтийском море). Поэтому здесь находится еще одна зона повышенной удельной энергии трансформирующихся волн, что обусловливает еще одну зону интенсивной морфо- и литодинамической активности (рис. 1, виды 4 и 5).

В общем же случае, с удалением к внешней границе береговой зоны, крупность наносов снижается. На этом общем фоне самые крупные из них приурочены к зонам повышенной гидродинамической активности, в связи с поступлением сюда разнозернистого материала, но выносом мелкозернистого. Дифференциация по  $P_b$  обуславливает залегание все более мелких наносов на поперечном профиле с удалением от источника питания исходным материалом.

На тех участках по  $P_b$ , где на поперечном профиле между зонами высокой гидродинамической активности возможно залегание самых мелких наносов волнового поля, могут развиваться процессы дифференциации преимущественно по минералогическому составу. В пределах таких участков обычно встречаются чаще всего концентрации тяжелых мине-

ралов, и при достаточно длительном отмыве они могут образовать россыпи слоя волновой переработки.

Таким образом, поступающий в береговую зону обломочный материал распределяется неравномерно и по ширине  $S_b$ . В общем случае самые крупные фракции осадка приурочены к зонам повышенной гидродинамической активности, а в направлении ослабления гидродинамических факторов крупность наносов снижается. Соответственно господство морфодинамических процессов сменяется преобладанием литодинамических — вначале сепарацией по крупности, а затем — по минералогическому составу.

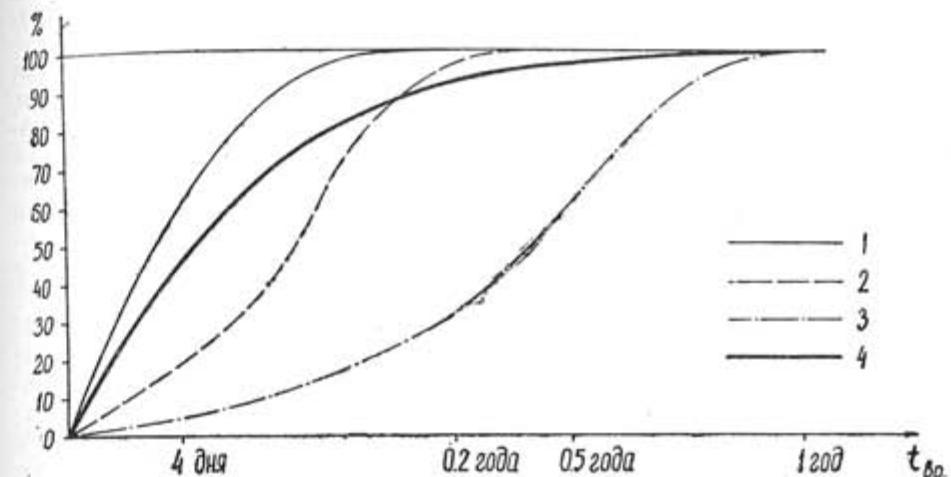


Рис. 2. Графическое изображение процесса восстановления профиля динамического равновесия береговой зоны (составлена по результатам опыта на подводном склоне Балтийского моря):

1 — кривая восстановления рельефа; 2 — кривая восстановления гранулометрического состава наносов; 3 — кривая восстановления минералогического состава наносов; 4 — результирующая кривая восстановления профиля динамического равновесия.

По  $H_b$  наиболее частому воздействию подвергаются верхние горизонты, поскольку они находятся под влиянием всех без исключения волнений. Вместе с тем, в конечном итоге это суммарное воздействие наиболее слабое, так как режим верхнего тонкого слоя определяется чаще всего повторяющимися слабыми волнениями.

Сильные волнения (штормы) взмучивают верхние и нижние горизонты слоя волновой переработки. Именно при взмучивании нижних горизонтов формируется своеобразный «рельеф» — поверхность разделения подвижных наносов и неподвижных отложений, — представляющая подушку  $H_b$ . В начале фазы затухания в нижних горизонтах начинает осаждаться в первую гидравлически наиболее крупный материал. В эту фазу волновые скорости и скорости прибрежных течений настолько велики, что оказывается возможной лишь дифференциация преимущественно по гранулометрическому составу. В конце фазы затухания осаждаются наиболее легкие частицы. И на участках транзита, и частичной разгрузки потока, на тех участках  $S_b$ , где концентрируются преимущественно фракции 0,25—0,05 мм, ведущее положение на верхних горизонтах слоя волновой переработки могут занимать процессы дифференциации по вещественному составу.

Таблица 1

Изменение гранулометрического состава и валового содержания тяжелых минералов (%) на участке опыта в восточной части Балтийского моря

| №<br>п/п | Время отбора проб              | Фракции, мм |          |          |      | Валовое<br>содерж.<br>тяжелых<br>минерал. |
|----------|--------------------------------|-------------|----------|----------|------|---|
|          |                                | >0,5        | 0,5–0,25 | 0,25–0,1 | <0,1 |   |
| 1        | Перед опытом 24.VIII.68 г.     | —           | 0,8      | 7,3      | 91,9 | 20,8                                      |
| 2        | В процессе опыта 29.VIII.68 г. | 3,8         | 3,0      | 20,0     | 73,2 | 6,0                                       |
| 3        | После опыта 1.IX.68 г.         | 1,3         | 2,5      | 11,6     | 84,6 | 6,1                                       |
| 4        | 4.IX.68 г.                     | 0,3         | 1,3      | 9,9      | 88,5 | 6,7                                       |
| 5        | 28. X.68 г.                    | 1,1         | 0,5      | 8,4      | 90,0 | 16,0                                      |
| 6        | 26.VIII.69 г.                  | —           | 1,7      | 9,2      | 89,1 | 18,7                                      |
| 7        | 27.VIII.70 г.                  | 0,4         | 0,2      | 6,5      | 92,9 | 21,2                                      |
| 8        | 25.VII.71 г.                   | —           | 2,9      | 7,2      | 89,9 | 18,9                                      |

наносов нужно было ожидать его восстановления. Этот процесс происходил следующим образом.

Промерно-грунтовые работы показали, что быстрее всего стал восстанавливаться рельеф подводного склона. Согласно промерным данным, через несколько дней после окончания работы земснаряда заносимость карьера составила около 60%; в то же время гранулометрический состав наносов еще не упорядочился, а содержание тяжелых минералов с 29,3% первоначального повысилось только до 32,2%.

Как видно из табл. 1, во время опыта резко увеличилось содержание фракций >0,1 мм, что объясняется вскрытием грубозернистых наносов в подошве слоя волновой переработки. Со временем процент этих фракций в осадке постепенно уменьшился за счет роста содержания алевритовой фракции до первоначального значения.

Полное восстановление рельефа произошло через 2 месяца после опыта. Этот факт вполне понятен, если учесть, что: а) мощность потока наносов в исследуемом районе оценивается в среднем в 550 тыс. м<sup>3</sup>/год (Кнапс, 1966); б) объем выемки грунта из искусственного карьера составил примерно 70 тыс. м<sup>3</sup>, что составляет около 15% от мощности вдольберегового потока. Таким образом заносимость карьера произошла за время, составляющее примерно 16% годового периода, что соответствует возможности попадания в него несколько более 70 тыс. м<sup>3</sup> наносов.

За время восстановления рельефа гранулометрический состав донных осадков еще не полностью упорядочился, а содержание тяжелых минералов составило только 77% исходного. По-видимому, крупность наносов и соотношение отдельных фракций пришли в первоначальное состояние через несколько месяцев после опыта, а содержание тяжелой фракции, как видно из таблицы 1, почти достигло исходного через год. На основании наблюдений можно сделать вывод, что в условиях вдольберегового песчаного потока большой мощности на открытом выровненном морском берегу для восстановления искусственного нарушения в слое волновой переработки (в пределах величины  $H_b$ ) нужно такое время: 1. Для восстановления рельефа — равное возможности потока привести количество наносов, соответствующее вычерпанным объемам; 2. Для восстановления гранулометрического состава — в 7–10 раз превышающее время восстановления рельефа; 3. Для восстановления количества тяжелой фракции — в 15–20 раз превышающее время заносимости карьера. Другими словами, при небольшом объеме карьера в

Следовательно и по  $H_b$ , равно как по  $P_b$  и  $S_b$ , на первой стадии общего прибрежно-морского процесса ведущим является морфодинамический. Снижение степени гидродинамической активности во всех трех измерениях потока наносов приводит к смене морфодинамического процесса дифференциацией наносов по крупности, а затем — дифференциацией по вещественному составу. Каждую из этих трех составных частей общего процесса нужно рассматривать как преобладающую, а не единственную, поскольку наряду с морфодинамическими явлениями всегда проявляются и литодинамические в каждой точке береговой зоны.

Рассмотренные выше вопросы затрагивают пространственные характеристики при условии, когда уровень моря геологически достаточно длительное время остается постоянным. Многочисленные данные и произведенные на их основании теоретические обобщения и сравнения (Гуделис, 1961; Кабайлене, 1960; Невесский, 1967; Ульст, 1960) позволили сделать вывод, что повышение уровня бассейна вызывает нарушение профиля равновесия береговой зоны и, как следствие, — выработку нового рельефа, активизацию процессов размыва, мобилизацию обломочного материала в море. Лишь с затуханием относительных колебаний и достижением устойчивого положения уровня скорость береговых процессов затухает. Берег постепенно стабилизируется, устанавливается динамическое равновесие между существующим ветро-волновым режимом и профилем берега и подводного склона.

По данным многих авторов (Невесский, 1967; Невесский, Павлидис, Щербаков, 1964; Медведев, Долотов, Щербаков, 1961; Fairbridge, 1961; Shepard, 1961), основной особенностью развития берегов в голоцене является послеледниковоэвстатическое поднятие уровня Мирового океана. Поднятие было неравномерным, периоды чрезвычайно быстрого повышения уровня сменялись периодами замедленного подъема и даже стабилизации. В итоге убыстрение подъема вело к нарушению профиля динамического равновесия, в процессе замедления или стабилизации профиль постепенно восстанавливается, но уже в новом положении. Литологическим признаком такого хода развития береговой зоны явилось наличие грубозернистых прослоев (гравий, галька, окатанная ракуша) в толще голоценовых прибрежно-морских осадков. Чем древнее такой прослой, тем на больших глубинах и дальше от берега он залегает.

Подобная картина прослеживается и на водохранилищах при их заполнении водой. Подъем уровня приводит вначале к выработке морфологического профиля, а уж затем ведущим является литодинамический процесс.

Следовательно, можно считать, что и во времени береговые процессы начинаются с выработки рельефа. Позже главенствующее положение занимает процесс дифференциации наносов по крупности, а при достаточных запасах песчано-алевритового материала начинает преобладать минералогическая дифференциация наносов.

Этот вывод подтвердился исследованиями в лабораторных условиях и, что особенно важно, опытом в природных условиях на одном из участков подводного склона в восточной части Балтийского моря, где проводились наблюдения за формированием толщи песчано-алевритовых осадков, в слое волновой переработки (Шуйский, 1969).

На опытном полигоне с помощью земснаряда был выкопан подводный карьер, объемом несколько более 70 тыс. м<sup>3</sup>, длиной осью ориентированной перпендикулярно линии берега. Состав наносов перед опытом показан на табл. 1. Выемка карьера резко нарушила профиль естественного равновесия, и при неизменном режиме вдольберегового потока

слое волновой переработки рельеф упорядочится после прохождения в потоке такого количества материала, которое равно (или почти равно) объему выемки. Упорядочение гранулометрического состава в этих же условиях произойдет после прохождения в створе выемки от 1/2 до 2/3 мощности вдольберегового потока, а содержание тяжелой фракции может достигнуть исходного после прохождения 1,0—1,5 мощности потока.

Очевидно, восстановление морфо- и литодинамического равновесия обусловлено определенным и неизменным режимом вдольберегового потока наносов. Выработка профиля была обеспечена постоянным поступлением и непрерывным обменом наносов по всем трем измерениям потока ( $P_v$ ,  $S_v$ ,  $H_v$ ), формированием состава материала, соответствующего конкретным режимным условиям выбранного опытного участка, а также выносом материала, не соответствующего этим условиям.

На основании данных нашего опыта построены графики рис. 2. Согласно рисунку, во времени, как и в пространстве, вначале стал формироваться рельеф подводного склона, затем первоначальный гранулометрический состав, на что потребовалось уже больше времени. В последнюю очередь определилось валовое содержание тяжелых минералов и соотношение отдельных минералов. Таким образом, в слое волновой переработки развитие рельефа до равновесного требует меньше всего времени. Значительно продолжительнее оказалось формирование гранулометрического состава, и больше всего времени занимает процесс восстановления вещественного состава.

Проведенный в данной статье анализ дает основание полагать, что аналогичным образом вырабатывается профиль равновесия подводного склона и берега при нарушениях любого масштаба — планетарного (влияние тектонических и эвстатических факторов) или локального. Выработка профиля всегда происходит либо в соответствии с создавшимися новыми условиями, либо при неизменных условиях в направлении первоначального состояния.

Приведенные выше соображения и теоретические построения представляют собой общую схему. В природе такая схема может нарушаться конкретными условиями, но общая тенденция развития береговой зоны сохраняется.

Исходя из вышеуказанного, можно сделать основные выводы:

1. Произведена первая попытка дать схему дифференциации наносов береговой зоны во времени и в пространстве с учетом всех трех измерений: протяженности  $P_v$ , ширины  $S_v$  и мощности  $H_v$ .

2. Поскольку основным типом прибрежного осадкообразования является механический, то главный его результат заключается в следующем: а) измельчение обломочного материала при преобладании крупных обломков; б) концентрация крупных наносов при преобладании материала, мельче наносов волнового поля.

3. Нормальный ход прибрежно-морских процессов при относительно стабильном уровне водоема в пространстве и времени определяется постепенным затуханием морфологических и литодинамических явлений. При этом вначале господствующим явлением представляется выработка рельефа, затем дифференциация наносов по крупности и потом сепарация по вещественному составу, что является одной из важнейших закономерностей процесса выработки профиля динамического равновесия в береговой зоне моря.

4. Берега, на которых преобладают морфодинамические процессы, находятся в состоянии наибольшего нарушения профиля динамического равновесия. Господство дифференциации наносов по гранулометрическо-

му составу является одним из важнейших признаков более «равновесного» берега, а дифференциация по вещественному составу — признаком того, что береговая зона наиболее близка к «равновесному» состоянию.

## ЛИТЕРАТУРА

- АЛБУЛАТОВ Н. А.: 1966. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. Наука, М.
- АЛБУЛАТОВ Н. А.: 1968. О динамике наносов в нижней части береговой зоны. Труды Союзморниипроекта, вып. 20 (26), М.
- АКСЕНОВ А. А., НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1965. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 76, М.
- 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.
- ГЛУХОВСКИЙ Б. Х.: 1968. Исследование морского ветрового волнения. Гидрометиздат, Л.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1961. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. Труды Ин-та геологии АН Эст. ССР, т. VIII, Таллин.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1958. Берега Черного и Азовского морей. Географгиз, М.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1958а. Некоторые вопросы динамики польского берега Балтийского моря. Известия Всес. Геогр. Об-ва, вып. 3, Л.
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, М.
- КАБАИЛЕНЕ М. В.: 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии Юго-Восточного побережья Балтии и их сопоставление с соседними районами. Автореферат канд. дисс., Вильнюс.
- КИНГ К. А. М.: 1963. Пляжи и берега. Изд-во Иностр. лит., М.
- КНАПС Р. Я.: 1966. Перемещение наносов у берегов Восточной Балтики В сб. «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры». Таллин.
- ЛОНГИНОВ В. В.: 1963. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд-во АН СССР, М.
- МЕДВЕДЕВ В. С., ДОЛОТОВ Ю. С., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1961. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 48, М.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н.: 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. Наука, М.
- НЕВЕССКИЙ Е. Н., ПАВЛИДИС Ю. А., ЩЕРБАКОВ Ф. А.: 1964. Вопросы палеогеографии берегов морей в голоцене в связи с изучением фаций прибрежных осадков. В сб. Теоретические вопросы динамики морских берегов, Наука, М.
- УЛЬСТ В. Г.: 1960. Главнейшие морфодинамические особенности советских берегов Балтийского моря. XXI Межд. геол. конгресс, доклады сов. геологов, пробл. 10, М.
- ФИЛЛИПС О. М.: 1969. Динамика верхнего слоя океана. Мир, М.
- ШАДРИН И. Ф.: 1966. О наносодвижущем и рельефообразующем эффекте волновых вдольбереговых течений. В сб. Исслед. морфо- и гидродинамич. процессов береговой зоны моря, Наука, М.
- ШЕПАРД Ф. П.: 1969. Морская геология. Недра, Л.
- ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1969. Регенерация современной прибрежно-морской россыпи в связи с динамикой песчаного подводного склона. Доклады АН СССР, т. 189, № 5, М.
- ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1970. Особенности прибрежно-морских россыпей Восточной Балтии в связи с режимом вдольберегового потока наносов. Автореферат канд. дисс., М.

- ШУИСКИЙ Ю. Д.: 1970а. Некоторые черты современной динамики Северо-западных берегов Черного моря. Океанология, т. X, вып. 1, М.
- ШУИСКИЙ Ю. Д.: 1971. О понятии «прибрежно-морская россыпь» в связи с ее генезисом. Литология и полезн. ископ., № 2, М.
- ШУИСКИЙ Ю. Д.: 1971а. Россыпи слоя волновой переработки и их генетические особенности. Доклады АН СССР, т. 196, № 6, М.
- ШУЛЕПИН В. В.: 1953. Краткий курс физики моря. Изд-во АН СССР, М.
- FAIRBRIDGE R. V.: 1961. Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry of the Earth, v. 4.
- SHEPARD F. P.: 1961. Sea-level rise during the past 20000 years. Proceed. of the 10th Pacif. Sci. Congr., v. 294, Honolulu.
- TRASK P. D.: 1955. Movement of sand around southern Californian promontories. B. E. Techn. Memor., v. 76.

Поступило: 17.6.1972

## ON THE BOUNDARIES OF THE SEA SHORE ZONE AND THE DIFFERENTIATION OF SEDIMENTS WITHIN ITS LIMITS

by

Yu. D. SHUISKY

### ABSTRACT

The shore (littoral) processes are acting within the following boundaries: a) landwards-till the uppermost limit of the waves run-up on the tideless beaches and till the upper limit of run-up spread by ebb on the tidal shores; b) seawards-down to the depths, where the bottom sediments are set in motion during the strong gales. The thickness of the modern shore zone sediment cover depends on the depth of reworking of the beach and bottom sediments during heavy storms of a long duration.

The normal course of development of the littoral processes at the relatively stable sea level is characterized by a gradually extinction of the morphogenetical and lithodynamical phenomena. During the initial stage of shore development the morphogenetical processes are predominating ones. Thereafter the mechanical differentiation of sediments set in. The mineralogical separation of the littoral sediments is connected with the final stage of the shore evolution, when the state of a dynamical equilibrium of the shore zone is reached.

## ИЗМЕНЕНИЕ РЕЛЬЕФА И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ПЕСКА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ПРИ УМЕРЕННЫХ ВОЛНENИЯХ (ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЛТИКИ)

Г. А. ОРЛОВА, М. Г. ЮРКЕВИЧ, Москва

Изучение изменений рельефа и перемещения наносов в береговой зоне имеет большое значение для решения ряда практических задач, таких как процессы заносимости портов и каналов, разработка берегозащитных мероприятий, а также для важных в теоретическом отношении вопросов, связанных с прогнозом переформирования прибрежной полосы. Любое изменение гидродинамических условий особенно быстро сказывается на формах рельефа и очертаниях береговой линии у отмелого песчаного берега. Эти изменения тесно связаны с перемещением песка при волнении. Резкие нарушения динамического равновесия профиля подводного берегового склона со срезанием больших участков берега связаны со штормами значительной силы, однако, для суждения об общем состоянии берега необходимо знать его реакцию на действие умеренных волнений.

Таким образом, при изучении процессов, протекающих в береговой зоне в целом, большое значение имеют исследования кратковременных изменений рельефа и характера перемещения материала в результате действия определенных гидродинамических режимов.

Среди работ, посвященных изучению кратковременным штормовым изменениям, опубликованных в последнее время, представляет интерес работа Ю. С. Долотова и В. И. Кирлиса (1969), в которой на основании существующих теоретических представлений и выполненных натурных исследований проводится анализ динамики верхней части подводного склона в результате действия определенных волновых режимов. В работе проанализированы перестройка профиля во время действия шторма, соотношения между объемами унесенного и отложившегося материала, эволюция береговой линии, характер распределения скоростей течений на подводном склоне и др.

Значительный интерес представляют также исследования, выполненные с помощью экспериментальной эстакады, которая позволяла проводить детальные измерения деформаций рельефа, регистрацию гидродинамического режима непосредственно во время шторма до глубин около 6 м и производить отбор проб наносов в характерных точках (Долотов и др., 1971). Получены характеристики изменений рельефа и механического состава наносов в различных морфодинамических зонах профиля при определенных волновых режимах.

Из зарубежных исследований можно отметить работу Томпсона с соавт. (Thompson W. C., Harlett I. C., 1969), в которой рассматриваются

результаты стационарных исследований, выполненных в южной части зал. Монтеррей в 1967 г.

В этой работе делается попытка получить определенные взаимосвязи между динамическим состоянием профиля и энергетическим воздействием волнения, но основные приведенные результаты относятся к наблюдениям в одной точке.

В области перемещения наносов, по мере роста популярности метода люминофоров, за рубежом в последние годы начали появляться работы, в которых на основании натурных данных делаются попытки отыскать количественные связи между движением наносов при волнении и характеристиками гидродинамического режима. До сих пор такие попытки делались, главным образом, исходя из данных лабораторных исследований, что не давало возможности получить общие теоретические закономерности.

Среди этих работ особое место занимают натурные исследования, проведенные с люминесцентным песком на Калифорнийских пляжах Дж. Инглом (Ingle, 1966). Они интересны тем, что показывают всю широту анализа движения материала, который возможно провести, применяя меченные люминофорами индикаторы. Несмотря на некоторую методическую слабость этих работ, автору удалось в первом приближении рассмотреть ряд зависимостей между гидродинамическими факторами и характеристиками перемещения наносов.

Единичный опыт также с окрашенными люминофорами песками был проведен в АРЕ, на побережье Средиземного моря в районе курорта Рас-Эль-Бар (Kadib, 1969). Опыт был поставлен с целью уточнения направления вдольберегового перемещения наносов, но позволил также определить ориентировочное количество материала, участвующего в этом перемещении. К сожалению опыт был ограничен очень узкой приурезовой полосой до глубины 0,5 м. Поэтому полученные количественные данные о перемещении 450 м<sup>3</sup>/сутки песка вдоль берега следует рассматривать как часть общего потока наносов.

Следует отметить, что как в работе Ингла, так и в опыте арабских специалистов применялась исключительно примитивная техника измерения гидродинамических факторов и отбора проб, что, конечно, не могло не сказаться на полученных результатах.

Значительно более серьезные в методическом отношении исследования проведены Комаром и Инманом (Komar, Inman, 1970, Komar, 1971) на побережье Калифорнии, США. Примененные ими система электрических датчиков по профилю береговой зоны и значительная густота станций отбора проб позволили не только определить объем перемещающихся наносов, но и получить четкую линейную зависимость его от энергии волнения. Большим облегчением при проведении исследований явилась возможность производить инъекции индикатора и отбор проб (на ширине до 60 м) во время отлива. Однако при этом, по-видимому, следовало бы учесть некоторый процент потерь индикатора, уходящего с отливным течением, о чем в работе ничего не сказано.

Приведенный краткий обзор современных исследований береговых процессов свидетельствует о недостаточной изученности данной проблемы.

Настоящая статья представляет собой попытку отыскания закономерностей в изменении литодинамики прибрежно-морской среды в различные фазы волнений средней силы.

Основными задачами при постановке исследований были: 1) количественные определения кратковременных штормовых изменений рельефа подводного склона; 2) выявление закономерностей изменений рельефа в зависимости от силы и продолжительности волнового воздействия;

3) изучение механизма массового перемещения наносов с помощью индикаторов; 4) выявление зависимостей между параметрами гидродинамического режима и характеристиками перемещения песка.

В работе использованы материалы экспедиционных исследований Лаборатории прибрежной зоны моря Института океанологии АН СССР и Отдела географии АН Лит. ССР, проведенных в 1967 г. на восточном побережье в средней части косы Куршю Няря.

Стационарный участок, общая длина которого составляла 534 м, располагается в вогнутости дуги большого радиуса, осложненной небольшими мысами и бухтами, изменяющими свои размеры и мигрирующими при различных волнениях. Пляж, окаймленный авандюной, имеет ширину порядка 40—50 м. Подводный склон участка усложнен 1—2 подводными валами, которые представляли собой чередование отдельных кулисообразных звеньев различной длины. В предшествующие годы на этом участке было зафиксировано 2—3 подводных вала. Как отмечает Кирлис и др. (1971) это уменьшение количества валов, вероятно, связано с продолжительным (в течение года) мощным односторонним волновым воздействием на исследуемом участке.

Материал, слагающий надводную и подводную части берегового склона, представлен среднезернистым кварцевым песком с примесью более крупных фракций ( $Md_0 = 0,25 - 0,5 \text{ mm}$ ); вблизи уреза и на пляже встречается мелкая и средняя галька.

Для выявления рельефообразующего и наносодвижущего действия различных по силе и структуре волновых режимов на стационарном участке производились регистрация параметров волн, волновых течений, инъекции индикатора и промерно-грунтовые работы.

Параметры волн измерялись волномером-перспектометром по буям, установленным на глубинах 2,5 и 4 м, электрополиграфами, на глубинах 1,1 (прибрежный вал) и 1,4 м (приурезовая ложбина), с записью на осциллограф. В работе использованы также данные гидрометстанции, фиксировавшей высоты и периоды волн на глубине 6 м.

Для оценки гидродинамического режима по данным срочных наблюдений, определялось суммарное энергетическое воздействие волнения ( $E^x$ ), за единицу которого была принята величина удельной энергии ( $E$ ), характеризующая направление и интенсивность процессов динамики береговой зоны с наиболее общих энергетических позиций:

$$E = \frac{h^2}{H} \cdot 10^2 \quad (1)$$

$$E^* = \sum \left[ \frac{h_1^2}{H_1} \cdot 10^2 \cdot t_1 + \frac{h_2^2}{H_2} \cdot 10^2 \cdot t_2 + \dots + \frac{h_i^2}{H_i} \cdot 10^2 \cdot t_i \right] \quad (2)$$

где  $H$  — глубина,  $h$  — высота волны в данной точке в определенный момент времени и  $t$  — продолжительность действия данного волнового режима.

$E^x$  рассчитывалось для каждой морфодинамической зоны подводного склона (валы, ложбина).

Поверхностные скорости вдольбереговых течений определялись по пути и времени движения окрашенного флуоресцентном пятна, причем за этим пятном, следовал наблюдатель, периодически подпитывая его окраинным раствором. Через небольшие промежутки времени двумя теодолитами, установленными на берегу, брались засечки на положение наблюдателя. Придонные скорости вычислялись по записям волнового

давления. Датчики волнового давления ВДК устанавливались на глубине 1,1 и 1,4 м, на расстоянии 0,3 м от поверхности дна. Ориентировка воспринимающих пластинок датчиков через каждую запись изменялась, чтобы регистрировать попеременно то нормальные, то вдольбереговые составляющие волнового давления. Пересчет полученных в результате обработки осциллограмм давлений производился по формуле (Лонгинов, 1963):

$$v_{\text{в прил.}}^c = 42,4 \sqrt{p_m^c} \quad (3)$$

где  $p_m^c$  — волновое давление по осциллограмме:

$$p_m^c = \frac{|p_{\max}^+| + |p_{\max}^-|}{2}$$

Изменения рельефа определялись по результатам промерных работ, выполнявшихся до и после шторма по 6 профилям, расположенным через 100 м (расстояние между профилями V и VI было 134 м) до глубины 8 м, а также с помощью рейки (непосредственно во время шторма) по 13 профилям через 25 м до глубины 1,7 м. По всем этим данным для каждой морфодинамической зоны были рассчитаны следующие параметры деформаций рельефа:

$M$  — средняя толщина слоя наносов, подвергавшегося переработке при данном волнении (в метрах на 1 м<sup>2</sup>); представляет сумму поступившего и унесенного материала и характеризует общую литодинамическую активность профиля по отношению к действию шторма.

$I$  — разница между количеством поступившего и унесенного материала (в метрах на 1 кв. м со знаком «+» или «-»), характеризует итог действия волнения — аккумуляцию или размы.

Были построены планы деформаций рельефа, позволяющие проанализировать динамику подводного склона на участке наблюдений за время действия шторма.

Инъекции индикатора и отбор проб донного грунта производились непосредственно во время волнения, поэтому обеспечить отбор проб по густой сети станций не представлялось возможным. Измерениями была охвачена зона шириной примерно до 120 м от уреза, до глубин 1,5—1,8 м. Этого, конечно, недостаточно для суждения о потоке наносов в целом и отдельных миграциях, хотя можно считать, что была рассмотрена область максимальной интенсивности перемещения материала в пределах прибойной зоны. По намеченным створам пробы отбирались в зоне заплеска, на урезе, в приурезовой ложбине и на валу. На каждой точке стоял один сборщик, т. е. одновременно на створе работали 4 человека. Пробы отбирались колонковым отборником (Галанов, 1966), обеспечивающим получение объемной (а не поверхностной, как у Ингла (1966)) пробы с длиной колонки до 18 см.

В целом для района характерны ветровые волнения. Эти волнения, подходящие под углом к береговой линии, порождают в мелководной береговой зоне систему очень сложных волновых течений, структура которых в настоящее время изучена еще недостаточно. В основном имеются данные о распределении по склону только поверхностных или только придонных скоростей волновых течений (Кнапс, 1959; Башкиров, 1961; Лонгинов, 1963; и др.). Некоторые авторы считают, что, при относительно небольшой толщине слоя воды в прибрежной зоне, распределение придонных течений аналогично их распределению на поверхности. Отдельные измерения мгновенных придонных скоростей, выполненные

одновременно с регистрацией поверхностных скоростей воды показывают, что это не совсем так. В то время, как водные массы на поверхности, получив мощный импульс от очередной разрушившейся волны имеют в данный момент направление под углом к берегу, придонные слои воды двигаются в сторону моря почти по нормали со скоростью, меньше поверхности из-за сил торможения о дно.

Как показывают данные натурных исследований (Айбулатов, Додотов, Орлова, Юркевич, 1966; Шадрин, 1971; Орлова, Юркевич, 1971), вдольбереговые течения в fazu развития волнения имеют периодический пульсирующий характер. В fazu стабилизации и затухания волнения, благодаря инерции водных масс, вдольбереговые течения достигают своего максимального развития и в зависимости от форм донного рельефа могут образовывать однонаправленные потоки, существующие некоторое время после окончания волнения. Такова, например, природа мощных компенсационных противотечений у берегов Восточной Балтики, а также — разрывных течений.

Удельный вес начальных знакопеременных скоростей и послештормовых односторонних течений в работе по перемещению масс наносов до сих пор не установлен. Поэтому многие авторы рассматривают их суммарный эффект за определенный гидрометеорологический цикл (Пышкин, Максимчук, Цайтиц, 1967). Такой же подход лежит и в основе гидрометеорологических методов (Кнапс, 1938; Шишов, 1956 и др.).

На изучаемом участке в исследуемый период наблюдались умеренные волнения (за исключением шторма 5—9.VIII.), преимущественно ЗЮЗ направления:  $\alpha = 25^\circ$  ( $\alpha$  — угол между лучом волны и нормалью к линии берега).

Изучение преобразований рельефа подводного склона в районе стационарного участка за этот период показывает, что, характер произошедших деформаций и интенсивность процесса переформирования дна неодинаковы по профилю и зависят в значительной степени от морфодинамических особенностей последнего.

Действительно, сравним рельеообразующий эффект двух отличающихся по силе и структуре волновых режимов.

Первое (10—13 июля) — ЗЮЗ направления, продолжительностью около 120 часов, средняя высота волны в fazu стабилизации составляла 1,7 м. Особенностью волнения являлось несколько необычное распределение энергетического воздействия по fazам: Е максимальное наблюдалось в период развития (48%), а минимальное — во время затухания (всего 16%).

Результатом этого волнения оказалось преобладание процессов размыва: в отдельных точках произошло понижение профиля до 1 м, а значение I в зоне ложбины на проф. IV составило — 0,60 м.

Однако на общем фоне размыва выделяются небольшие очаги аккумуляции с величиной, превышающей +0,3 м (например, в зоне первого вала на проф. П). Эволюция береговой линии в плане, как правило, отражала характер изменения рельефа верхней части подводного склона, хотя, иногда и не совпадала с направленностью процессов, протекающих мористее. Так, на участке проф. V—VI произошло выдвижение береговой линии, в то время, как на больших глубинах здесь наблюдается размы.

Для объяснения произошедших на подводном склоне изменений проанализируем общий характер волнового режима за этот период. Как уже отмечалось, основное энергетическое воздействие наблюдалось в fazu развития. Фаза затухания была слишком незначительна и практически не влияния на общий итог волнения не имела. Происшедшие изменения

можно рассматривать, как результат действия начальной фазы волнения. (Табл. 1).

Таблица 1

Деформации рельефа в результате действия различных гидродинамических режимов.

| Период набл. | Характеристика зоны        | Сред. шир. зоны | I по каждому профилю |       |       |       |       |                     |
|--------------|----------------------------|-----------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|---------------------|
|              |                            |                 | I                    | II    | III   | IV    | V     | VI                  |
| 10—13 июля   | I вал <sup>1</sup> ложбина | 140<br>80       | Валы не выр.         | +0,38 | -0,21 | -0,13 | -0,37 | -0,01               |
|              | II вал<br>За зоной валов   | 210<br>200      | +0,31 <sup>2</sup>   | —     | —     | -0,60 | —     | +0,08<br>-0,25<br>0 |
| 5—9 августа  | I вал ложбина              | 140<br>80       | Валы не выр.         | -0,57 | +0,53 | -0,10 | -0,29 | +0,14               |
|              | II вал<br>За зоной валов   | 210<br>200      | -0,09                | -0,29 | -0,30 | +0,44 | -0,08 | +0,14<br>0          |

<sup>1</sup> Имеется ввиду первый морской вал; счет валов идет в направлении от берега в море.

<sup>2</sup> На проф. I величина I является средней для всего рассматриваемого отрезка профиля.

Период усиления шторма характеризуется постоянным нарастанием параметров волны, при этом большая продолжительность этой фазы способствует значительному нагону воды к берегу, что естественно вызывает компенсационный отток в противоположном направлении и способствует интенсивному размыву подводного склона с выносом материала на большие глубины. Имеющиеся на подводном склоне области положительных деформаций, очевидно, связаны с морфологическими особенностями участка. Действительно, плановое расположение зон размыва и аккумуляции соответствует кулисообразному расположению звеньев вала. При этом размеры очагов аккумуляции возрастают в местах, где вал прерывается, например, в северной части участка, где второй вал сильно отступает в сторону моря и практически совсем исчезает на профиле I. Очевидно, здесь образуется зона волновой тени и происходит отложение материала.

Продолжительность волнения 5—9.VIII. была около 110 часов, направление от ЮЗ, т. е.  $\alpha=25^\circ$ . Высота волны в фазу стабилизации достигала 3 м. Распределение энергетического воздействия по фазам показывает, что  $E^*$  было максимальным в фазу затухания (50%).

Анализ плана деформаций рельефа, составленного для всего стационарного участка за период с 14 июля по 10 августа (рис. 1) показывает, что на подводном склоне произошли существенные изменения. В зоне первого вала преимущественно наблюдался размыв и величина I достигала -0,57 (табл. 1), на фоне которого располагались меньшие по площади, но с довольно большой величиной I очаги аккумуляции. Значительная аккумуляция произошла также и мористее зоны первого вала (на проф. IV I = +0,44). Эти области положительных деформаций рельефа вероятно сформировались во время фазы затухания, когда происходило возвращение материала вверх по склону, вынесенного на большие глубины в процессе шторма. При этом, во время утихания шторма основное разрушение волн происходило в зоне первого вала, поэтому

следы размыва подводного склона здесь выражены наиболее отчетливо. Значительный размыв в нижней части подводного склона за зоной валов свидетельствует об интенсивном энергетическом воздействии волнения на дно на глубинах 6—7 м. Вероятно, для сильных штормов (аналогично рассматриваемому), когда в период стабилизации зона разрушения

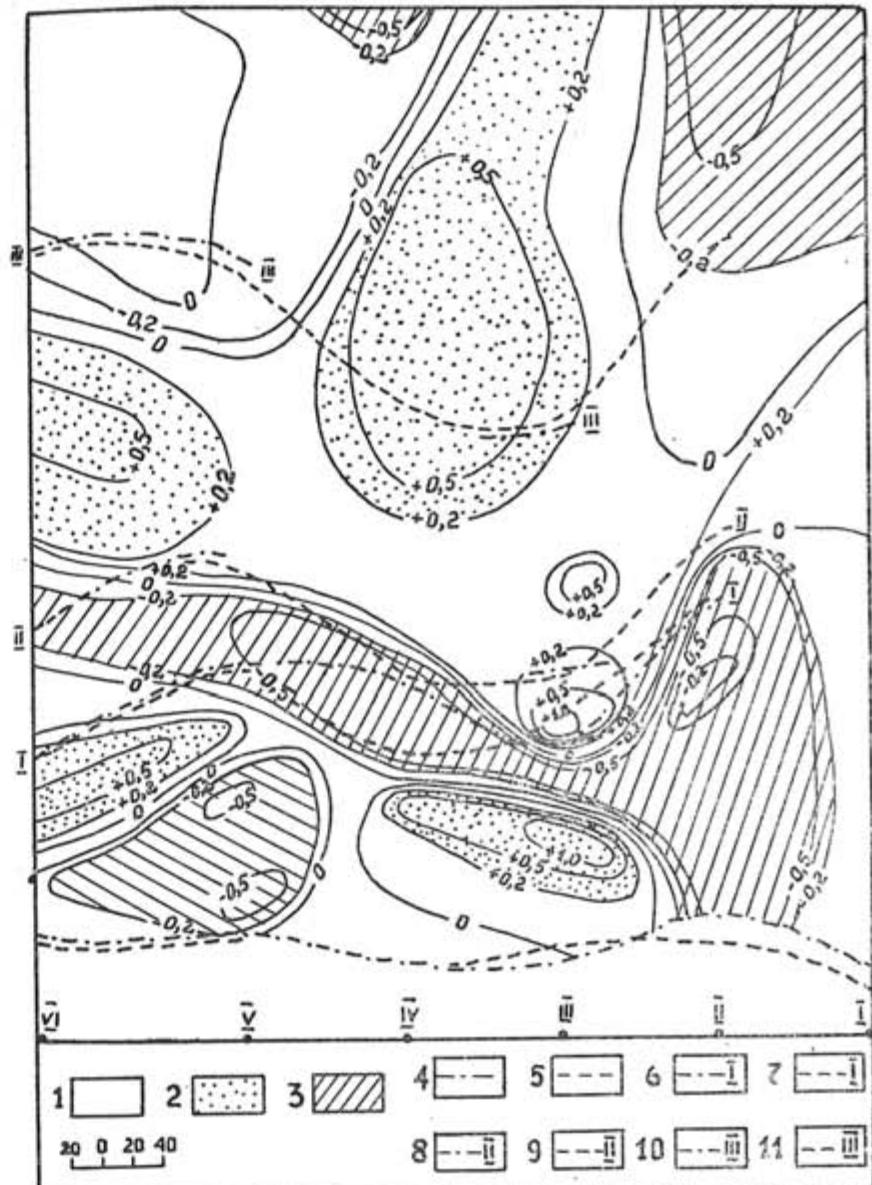


Рис. 1. План деформации подводного склона на стационарном участке за период с 14 июля по 10 августа 1967 г.

Условные обозначения: 1 — области с деформацией дна менее 0,2 м; 2 — области аккумуляции наносов; 3 — области размыва; 4 — положение уреза до шторма; 5 — положение уреза после шторма; 6 — граница зоны первого вала до шторма; 7 — граница зоны первого вала после шторма; 8 — граница зоны ложбины до шторма; 9 — граница зоны ложбины после шторма; 10 — граница зоны второго вала до шторма; 11 — граница зоны второго вала после шторма.

Цифры на изолиниях, соединяющих точки равных деформаций дна даны в метрах.

наиболее крупных волн оттягивается в нижнюю часть подводного склона, для восстановления профиля необходимо, чтобы энергетическое воздействие в фазу затухания значительно превышало  $E^*$  фазы развития и стабилизации.

В соответствии с произошедшими деформациями донного рельефа, наблюдаются изменения в плановом положении и очертаниях подводных форм рельефа и береговой линии. Почти повсеместно (за исключением самого северного профиля) на участке стал четко прослеживаться второй вал, а в районе профилей III—IV, в результате интенсивной аккумуляции, ближе к урезу сформировался еще один вал.

Существенные изменения претерпела береговая линия: произошел разрыв вблизи вершин мысов и небольшая аккумуляция в центральной части участка. Таким образом, происходило выравнивание береговой линии, связанное с совместным действием на рельеф береговой зоны волнения и течений.

Для оценки рельефообразующего эффекта рассмотренных волнений в целом, была получена зависимость между суммарным энергетическим воздействием волнения  $E^*$  и величиной  $M$  (рис. 2), которая характеризует суммарную переработку рельефа на данном участке, независимо от направления процесса (размыв или аккумуляция).

Анализ этой зависимости (рис. 2) показывает, что максимальные значения  $E^*$  и  $M$  наблюдаются в зоне первого вала. При этом, если суммарное энергетическое воздействие в зоне первого вала приблизительно в 3,5 раза превышает величину  $E^*$  зоны второго вала, то возрастание  $M$  происходит гораздо медленнее (в 1,4 раза для этого случая). Вообще в верхней части кривой величина приращения  $M$  уменьшается, что характеризует снижение интенсивности рельефообразующего эффекта волнения (преимущественно в зоне первого вала), несмотря на увеличение энергетического воздействия волнения..

Очевидно, полученная зависимость отражает наиболее общую для динамики береговой зоны закономерность — выработку профиля динамического равновесия, соответствующего конкретному гидродинамическому режиму.

Действительно, в самой верхней части подводного склона формирование стабильного профиля происходит быстрее, чем в зонах, расположенных на больших глубинах, поэтому здесь и отмечается замедление рельефообразующего эффекта.

Исследование влияния структуры волновых режимов на динамику рельефа показывает, что важным фактором, определяющим конечные результаты шторма, является распределение энергетического воздействия волнения по фазам. Так, повсеместный размыв подводного склона наблюдался при резком преобладании  $E^*$  в фазу развития (48%) и минимальном — в фазу затухания (16%). И, наоборот, значительная аккумуляция материала на подводном склоне произошла в результате преобладания фазы затухания (50%).

Переходя к исследованию движения песка на подводном склоне, следует отметить, что в работе рассматривалось перемещение только влекомых наносов.

Известно, что частицы песка на береговом склоне получают при волнении мгновенные знакопеременные импульсы. По аналогии с толщей воды, поверхностный слой дна в пределах волновой переработки можно считать дисперсионной средой, в которой первоначально ограниченные нерегулярные возмущения передаются от частицы к частице. Рассеивание частиц разной крупности с переносом их на различные расстояния зависит от получаемой энергии, а также возникающих при дви-

жении сил инерции и трения. Поток энергии, передающийся частицам от волн, включает спектры разных частот, энергия которых распространяется с различной групповой скоростью.

Исходя из этого представления, получаем довольно сложную картину перемещения и передачи движения от одной частицы к другой в пределах подвижного слоя. Однако, рассматривая концентрации инди-

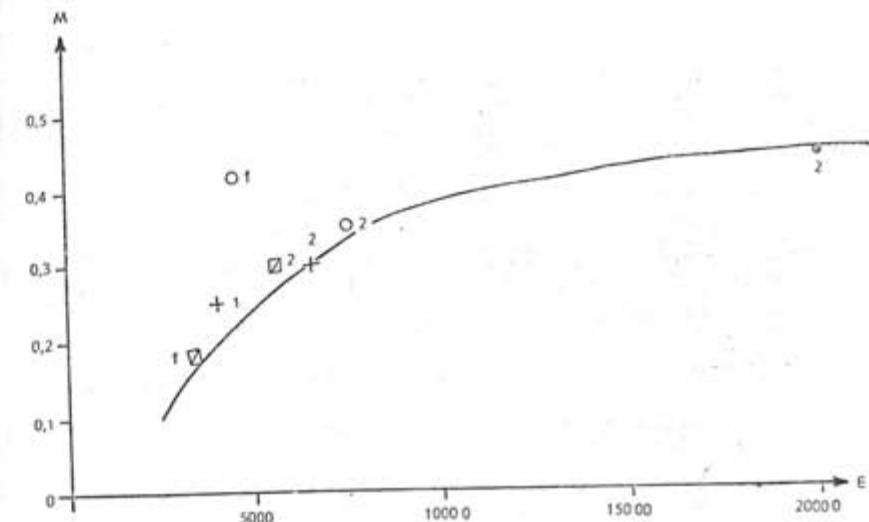


Рис. 2. Зависимость между суммарным энергетическим воздействием волнения и суммарной переработкой рельефа на стационарном участке.

1 — волнение 10-13 июля 1957 г. 2 — волнение 5-9 августа 1967 г.  
 ● — зона первого вала; + — зона второго вала; ○ — ложбина; □ — за зоной валов.

катора в колонках, собранных в период стабилизации волнения, можно видеть довольно равномерное распределение окрашенных частиц по ширине зоны перемещения на профиле берегового склона. Такая равномерность свидетельствует о значительном перемешивании частиц при их движении, в результате чего весь слой можно с достаточной степенью приближения считать движущимся.

Отсюда можно сделать заключение, что для определения количества наносов, перемещающихся в единицу времени, подвижный активный слой донных наносов можно рассматривать как поток с живым сечением, равным произведению ширины зоны перемещения —  $B$  (условно названная веером рассеивания) на мощность активного слоя —  $\delta$ . Несмотря на то, что отдельные частицы будут иметь разнонаправленные векторы движения, итоговое направление движения в пределах движущегося слоя можно принять совпадающим с вдольбереговой составляющей потока энергии. Тогда общее количество перемещающихся вдоль берега песчаных наносов можно определить из следующего выражения:

$$Q = V_{m.p.}^{cp} \cdot B \cdot \delta. \quad (4)$$

Вдольбереговую составляющую массового перемещения наносов ( $V_{m.p.}^{cp}$ ) можно найти по изменению положения центра тяжести дисперсионного облака рассеивания. В опытах эта величина проверялась еще по времени первого появления массы индикатора в последовательных по ходу потока створах, при этом бралась средняя величина.

Представляет интерес сравнить эти величины со скоростями вдольбереговых придонных течений, хотя в отношении правомочности такого сравнения ряд авторов высказывает сомнения (Kadib, 1969). На рис. 3 представлена графическая зависимость между осредненной скоростью массового перемещения песка данной крупности ( $M_d = 0,25 - 0,5 \text{ мм}$ ) и мгновенными значениями скорости вдольберегового течения. В данном случае она является квадратичной; нанесение экспериментальных точек

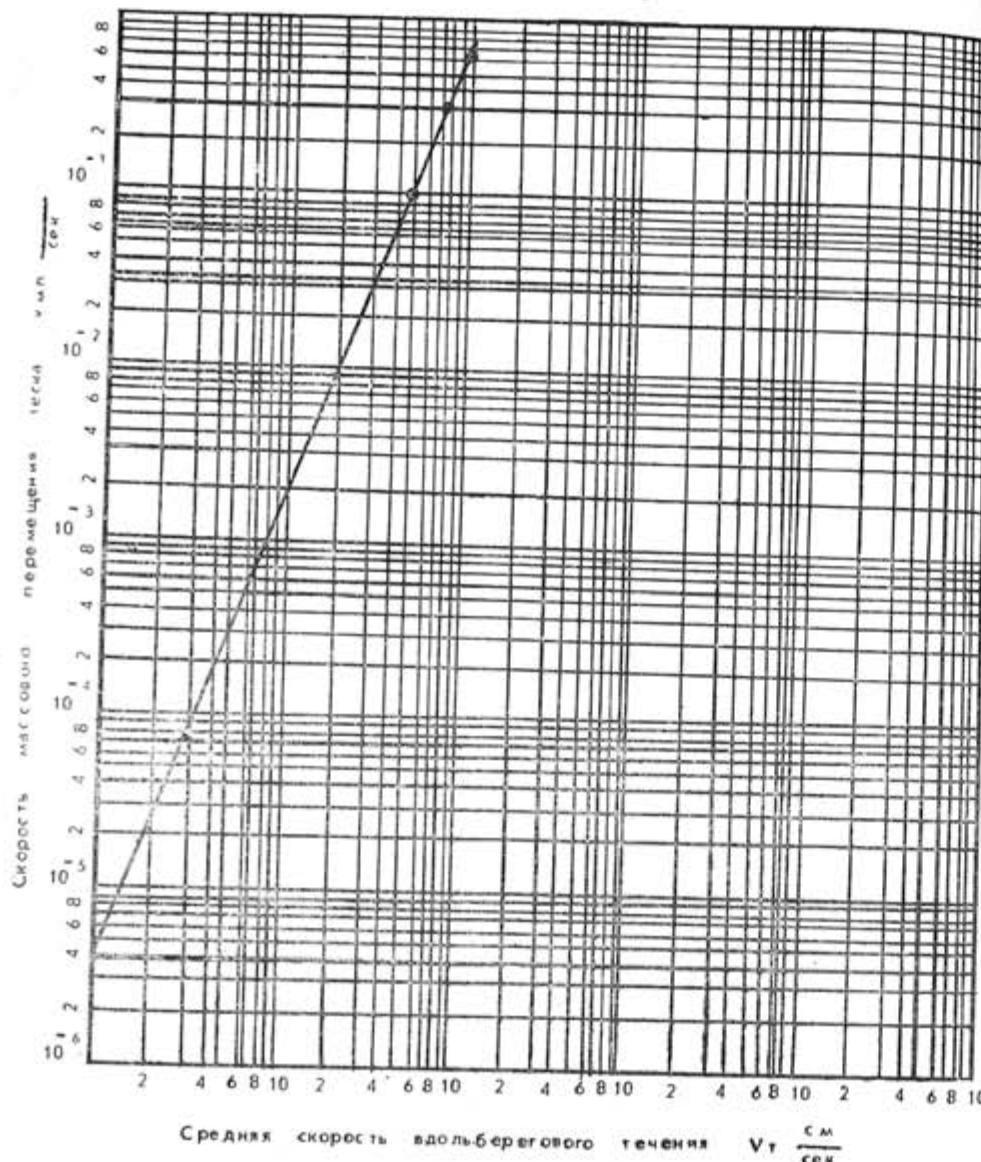


Рис. 3. Зависимость массового перемещения песка крупностью 0,25—0,50 мм от скорости вдольберегового течения в зоне между урезом и первым подводным валом.

на логарифмический график позволило получить аналитическое выражение в виде:

$$V_{m.p.}^{cp} = 4 \cdot 10^{-6} \cdot V_{u.b.t}^2 \quad (5)$$

где числовой коэффициент имеет размерность  $\text{сек}/\text{см}$ . Из рисунка видно, что массовое перемещение песка данной крупности начиналось только при скоростях вдольберегового течения, превышающих 25 см/сек.

Ширина веера рассеивания, средняя по всем створам, определялась по данным о распределении индикатора в плане, а мощность активного слоя, как и в предыдущих исследованиях (Орлова, 1965,— на основании послойного просмотра колонок донного грунта под ультрафиолетовым светителем.

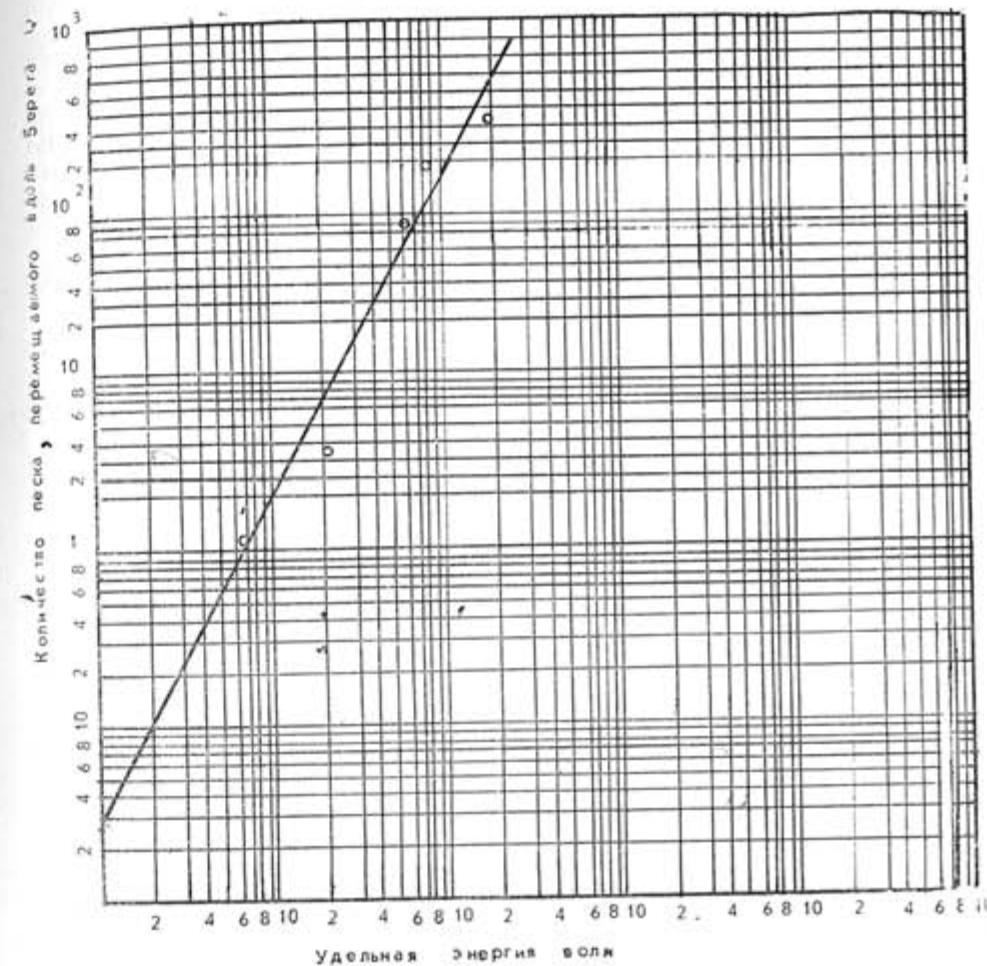


Рис. 4. Зависимость количества песка, перемещающегося вдоль берега в зоне между урезом и первым подводным валом, от удельной энергии волнения.

В результате подстановки измеренных величин  $V_{m.p.}^{cp}$ ,  $V$  и  $\delta$  в выражение (4) были вычислены ориентировочные интегральные объемы песка, перемещающегося вдоль опытного участка при гидродинамических режимах в периоды 10—13 июля и 4—5 августа 1967 г. Максимальная

величина  $Q=351 \text{ м}^3/\text{сутки}$  была получена для стадии усиления шторма 10 июля; эта величина сопоставима с интенсивностью перемещения песка вдоль побережья Средиземного моря в районе Рас-эль-Бара, полученной арабскими специалистами в аналогичных условиях (Kadib, 1969), на несколько меньшей глубине, как указывалось выше (стр. 1).

Для сравнения полученных величин объемов перемещения песка с данными лабораторных опытов интегральная величина  $Q$  была приведена к удельному ее значению на единицу площади в единицу времени ( $\text{м}^3/\text{сек.}$ ). Результаты сравнения также показали одинаковый порядок величины интенсивности или расхода вдольберегового перемещения песка (Шуляк, 1971). На основании близкого совпадения данных природных и лабораторных исследований была сделана попытка наметить пути для прогноза количества наносов, перемещающихся вдоль берега и в других аналогичных условиях.

С этой целью были проанализированы зависимости  $Q$  от скорости вдольберегового течения и от условной характеристики потока энергии — удельной энергии (1). В природных условиях обычно легче получить данные по высоте волны и глубине, поэтому определение величины удельной энергии не встречает таких затруднений как измерение придонных скоростей вдольберегового течения. Учитывая это обстоятельство, ниже приводится зависимость объемов перемещающихся вдоль берега масс песка от удельной энергии, определенная по опытным данным (рис. 4). Для получения аналитического выражения этой зависимости она была нанесена на логарифмическую сетку. Тогда в общем виде:

$Q=A(E^*)^x$ , где  $A=0,03 \text{ м}^2/\text{сутки}$ , а показатель степени  $x$  определяется элементарным путем из графика:

$$\frac{\lg 600}{\lg 200 - \lg 7} = \frac{2,78}{2,31 - 0,85} \approx 2.$$

окончательно получим:

$$Q=0,03 E^2 \text{ м}^3/\text{сутки}, \text{ где } E = \frac{h^2}{H} \cdot 10^2. \quad (6)$$

Это выражение позволяет быстро определить ориентировочную величину объема вдольберегового перемещения наносов в зависимости от удельной энергии волнового потока, которая может быть подсчитана просто по данным гидрометстанций. Однако вопрос о репрезентативности этого выражения для берегов с другими характеристиками наносов может быть решен только после проведения исследований в большем диапазоне условий.

#### ЛИТЕРАТУРА

- ЛЯБУЛАТОВ Н. А., ДОЛОТОВ Ю. С., ОРЛОВА Г. А., ЮРКЕВИЧ М. Г.: 1966. Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега. Сб. «Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря», Изд. «Наука», М.
- БАШКИРОВ Г. С.: 1961. Динамика прибрежной зоны моря. Изд. «Морской транспорт», М.
- ГАЛАНОВ Л. Г.: 1966. Уточнение количественного определения перемещения песка в море, «Океанология», т. 8, вып. 5, стр. 894—899.
- ДОЛОТОВ Ю. С., КИРЛИС В. И.: 1966. Зависимость изменения рельефа береговой зоны отмелого побережья от структуры волнения. Тр. АН Лит. ССР, серия Б, т. 3 (58).
- ДОЛОТОВ Ю. С., ШАДРИН И. Ф., ЮРКЕВИЧ М. Г.: 1971. О динамике берегового склона, сложенного ракушечным материалом. Сб. «Новые исследования береговых процессов», изд. «Наука», М.
- КИРЛИС В. И., СТАУСКАЙТЕ Р. А., ЯНКЕВИЧУТЕ-МОЧЕКЕНЕ С. А.: 1971. Некоторые особенности кратковременных изменений в береговой зоне моря (на примере косы Куршю-Нярия). Сб. «Новые исследования береговых процессов», изд. «Наука», М.
- КНАПС Р. Я.: 1959. Об участии подводных валов и ложбин во вдольбереговом перемещении наносов. Тр. Совещания по динамике берегов морей и водохранилищ, т. 1.
- ЛОНГИНОВ В. В.: 1963. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд. АН СССР, М.
- ОРЛОВА Г. А.: 1965. Изучение динамики береговых наносов с помощью люминофоров. Сб. «Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны», изд. «Наука», М., стр. 95—109.
- ОРЛОВА Г. А., ЮРКЕВИЧ М. Г.: 1971. Характер летних штормовых волнений в прибрежной зоне восточной части Балтийского моря. Сб. «Новые исследования береговых процессов», М., «Наука», стр. 186—200.
- ПЫШКИН Б. А., МАКСИМЧУК В. Л., ЦАЙЦ Е. С.: 1967. Исследование вдольберегового движения наносов на морях и водохранилищах. Изд. «Наукова Думка», Киев, 142 стр.
- ШАДРИН И. Ф.: 1972. Течения береговой зоны бесприливного моря. Изд. «Наука», М., 122 стр.
- ШИШОВ Н. Д.: 1956. Методы расчета мощности песчаных наносов морей и водохранилищ. Тр. Гос. Института по проектированию портов и судоремонтных предприятий, сб. 3.
- ШУЛЯК Б. А.: 1971. Физика волны на поверхности сыпучей среды и жидкости. Изд. «Наука», М.
- INGLE J. C.: 1966. The movement of beach sand. Los. Ang. Calif., USA, Developments in sedimentology 5. Amsterdam, Elsevier, 220 p.
- KADIB A. A.: 1969. Study of the littoral drift at Ras-el-Bar using fluorescent tracer. UAR Suez Canal Res. Center, Techn. Rep. No 1.
- KNAPS R. Ja.: 1938. Prüfung der Formel von prof. Munch-Petersen über Materialwanderungen an der lettischen Küste, VI Balt. Hydrol. Konf., Bericht II-c Berlin.
- KOMAR P. D.: 1971. The mechanics of sand transport on beaches. J. Geophys. Res. 2, 76, No 3, p. 713—721.
- KOMAR P. D.; INMAN D. L.: 1970. Longshore sand transport on beaches. J. Geophys. Res. 75, No 30.
- THOMPSON W. S., HARLETT J. C.: 1969. The effect of waves on the profile of a natural beach, Coastal engineering, vol. 1.

Поступило: 11.4.1973

RELIEF CHANGES AND ALONGSHORE SAND DRIFTING  
IN THE SEA SHORE ZONE DURING MODERATE WAVE ACTION  
(EAST BALTIC COAST)

BALTICA

Vol. 6

Pag. 91—97

Vilnius, 1977

by

G. ORLOVA & M. JOURKEVICH

ABSTRACT

Some data of several successive surveys made in the sea shore zone in 1967 during two storms at the East Baltic Coast were considered. Maps of relief deformation associated with the certain wave action were drawn up. Particular attention was paid to the analysis of wave phase influence on the relief changes.

The first storm was peculiar in wave energy distribution; the maximum wave energy was concentrated in the growing up stage of storm (48%) and minimum was observed during the stage of wave extinction (16%). This storm results in predominance of erosion phenomenon on account of duration of growing up phase of storm.

Wave energy distribution in wave phases was opposite during the second storm period: maximum wave energy included the stage of wave extinction. This was accounted for the accretion phenomenon prevalence.

A relationship between total wave energy ( $E$ ) and final relief deformation unit ( $M$ ) was worked out. It shows the certain tendency of beach profile development in connection with the wave strength and duration available.

Fluorescent tracer experiments were carried out for quantity sand drifting determination under different wave and current conditions. Tracer concentration obtained in each sand core evidenced that marked sand distributed rather uniform within the moving bed-load layer. Taking this fact into consideration a total sediment discharge per shoreline unit can be determined by:  $Q = V_{ms} \times B \times \delta$ , where  $V_{ms}$  is the mean sediment mass transport rate,  $B$  — the width of tracer dispersion and  $\delta$  — moving bed-load layer thickness.

An attempt was undertaken to relate  $Q$  value affected by certain wave condition (different strength and duration) to specific wave energy. It occurred to be or the site given as follows:  $Q = 0.03 E^2 m^3/day$ , where  $E = \frac{h^2}{H} \times 10^2$  is dimensionless value of specific wave energy expressed through  $h$  — wave height and  $H$  — water depth in the point of  $h$  measurement.

This equation has to be checked if it is representative in other cases of great difference of beach configuration; sand composition, wave and currents' conditions by farther investigations.

ХАРАКТЕР ОСАДКОВ И ЛИТОДИНАМИКА ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА НАРВСКОГО ЗАЛИВА.

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, Л. К. БАРКОВ, Г. А. СУСЛОВ,  
В. Г. ЧИСТЯКОВ, Ленинград

Натурные наблюдения за характером осадков и литодинамикой подводного берегового склона велись в течение 1969—1971 г.г. на стационарной площадке в вершине дуги Нарвского залива (в 5 км к северо-северо-востоку от устья р. Нарвы). Характер и состав осадков прибрежной зоны Нарвского залива определяется гидродинамическим режимом и составом пород, источников питания данной зоны обломочным материалом. Основным источником служили ледниковые образования, размытые и переотложенные в прибрежной зоне залива в послеледниковое время. Подтверждение этому служит наличие валунных полей в районе Курголово Гакково и к западу от деревни Мерекюла. Вторым источником обломочного материала являются нижнепалеозойские породы глинита, представленные известняками, доломитизированными известняками с глауконитом, доломитами, песчаниками с глауконитом, оболовыми песками, алевритами, глинами, и др. В сильные штормы обломочный материал поступает в прибрежную зону за счет подмыва авандюны. Кроме того до последнего времени обломочный материал выносился реками Нарвой и Рассонью, особенно во время паводков. Продукты выноса этих рек, поступающие в прибрежную зону, представлены алевритовым и мелкопесчаным материалом. После регулировки стока р. Нарвы, связи со строительством Нарвской ГЭС, этот источник стал играть менее существенное значение в питании прибрежной зоны обломочным материалом.

Следует отметить, что небольшой уклон (0,007—0,009), наличие системы подводных песчаных валов обуславливает трансформацию и разрушение волн и подход их к урезу главным образом по нормали. Вследствие чего господствующим процессом является поперечное перемещение обломочного материала.

Распределение обломочного материала по площади Нарвского залива определяется рельефом дна, гидродинамикой и имеет следующий характер. Осадки, слагающие прибрежную зону Нарвского залива в районе стационарной площадки, представлены преимущественно мелко-зернистыми песками, алевртистыми и алевритовыми песками. Причем, преобладающими являются фракции 0,1—0,25 мм, содержание которых колеблется в пределах 65—95%, как на пляже, так и на подводном береговом склоне. Крупноалевритовый материал (0,05—0,01 мм) на пляже и в приурезовой зоне почти отсутствует, в приурезовой зоне его количество 5—8%, а на подводном береговом склоне его содержание изме-

няется от 3 до 34%. Модальной фракцией для песков пляжа и зоны развития валов является фракция 0,125—0,16 мм. За валами происходит смещение модальной фракции в более мелкую. Суммарное содержание этих двух фракций колеблется в пределах 50—58%,  $Md = 0,13—0,15$  мм, параметр  $C = 0,37—0,20$ .

Изучение песков в разрезе пляжа показывает, что пляжевые пески содержат существенное количество средне и крупнозернистого песчаного материала, а также некоторый процент гравия и мелкогалечного материала. На поверхности пляжа наблюдаются две зоны, обогащенные крупнозернистым материалом: первая (зона свала) находится на урезе и вторая в верхней части пляжа вблизи авандюны.

Пляж, на всей протяженности, сложен мелкозернистыми песками, у поселка Усть-Нарва (примерно в 2 км к юго-западу от устья реки Нарвы), на пляже отмечаются редкие мелкие гальки гранитов и палеозойских пород и незначительное количество гравия. Эта зона тянется по пляжу, примерно, 2 км, на протяжении следующих двух километров галька и гравий встречаются чаще, и западнее деревни Мерекюла, вблизи хутора Удрие, пляж переходит в галечниковый с валунами.

Подводный береговой склон в зоне подводных валов (до 3-го вала) сложен алевритовыми и алевритистыми песками. Фракция 0,001—0,1 мм от 7—10 до 25—35%,  $Md = 0,139—0,101$ , параметр  $C = 0,29—0,15$  мм. Эта зона, примерно, на 1,5 метровой изобате сменяется зоной песчаных, а затем и песчанистых алевритов.

Содержание алевритовой фракции более 40%,  $Md = 0,096$ , параметр  $C < 0,150$ . Распространение песчаных и песчанистых алевритов ограничивается, примерно, 15-ти метровой изобатой, где они сменяются алевритами и алеврито-глинистыми илами.

Распределение обломочного материала в прибрежной зоне не является постоянным. Оно изменяется от шторма к шторму и определяется характером взаимодействия всех гидродинамических факторов, что проявляется в процессах аккумуляции и размыва, протекающих на подводном береговом склоне. Все изменения морфологии подводных валов сопровождаются изменением гранулометрического и минералогического состава осадков, слагающих эти формы.

Профиль от 11/8—69 г. (рис. 1.) составлен после длительного штилевого периода (около месяца), этот период характеризуется отсутствием нагонных явлений и слабыми волнениями бризового характера, высота волны при этом не превышала 0,25 м. Необходимо отметить, что этот профиль является наложенным на профиль сформированный при более высоком уровне и в достаточно сильное волнение. Все изменения рельефа, произведенные слабыми волнениями, сводились к размыту валов и отложению этого материала в межвальных ложбинах.

В результате этого процесса 3-й вал имеет плоскую вершину. Такую же вершину имеет и 2-ой вал, кроме того межвальная ложбина между 1-ым и 2-ым валом занесена и оба вала сочленяются.

Анализ распределения обломочного материала на подводном береговом склоне нами производился при помощи 2-х параметров:  $Md$  — средний размер зерен (зерна большого и меньшего диаметра содержатся поровну по весу, т. е. в количестве 50%) и  $C$  — 1% зерен максимальных размеров.

Прежде всего необходимо отметить, что параметры  $Md$  и  $C$  на подводном береговом склоне имеют общую тенденцию к уменьшению от уреза в море и от уреза вверх по пляжу. Значение  $Md$  изменяется от 0,155 мм до 0,105 мм на 1,5 метровой изобате. Изменение значений  $Md$  хорошо согласуется с изменением рельефа, т. е. увеличивается на гребне

вала и уменьшается в межвальной ложбине. Некоторые отступления от этой закономерности, которые ее вообще не нарушают, можно отнести за счет перестройки рельефа слабыми волнениями.

Значения параметра  $C$  изменяются в пределах от 0,159 мм до 1,452 мм. Максимальные значения приходятся на межвальные ложбины: 0,294 — в ложбине между 2-ым и 3-им валом и 1,452 мм в приурезовой

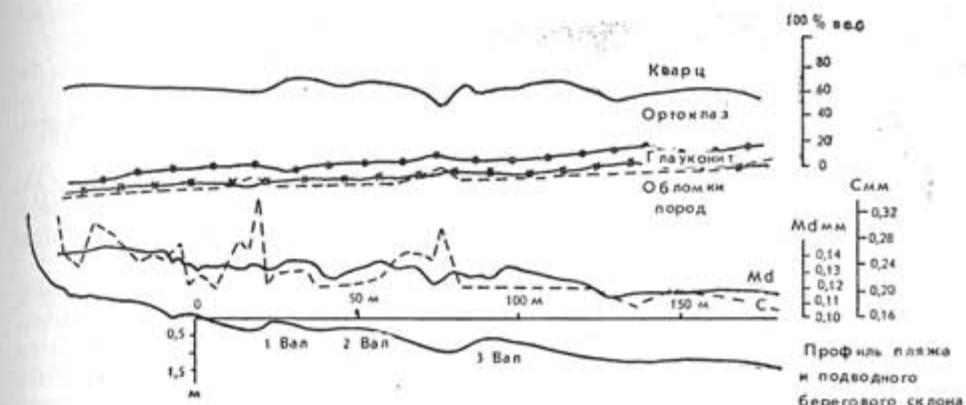


Рис. 1. Характер изменения гранулометрических характеристик  $Md$  и  $C$  и минералогического состава осадков в зоне подводных валов.

ложбине. На мористом склоне вала значения уменьшаются от ложбины к гребню вала (на 1 и 2 валах) и равны на склоне 3-го вала.

На наш взгляд увеличение значений параметра  $C$  в межвальных ложбинах связано с действием вдольберегового течения, которое выносило мелкозернистый материал из ложбины и обогащало поверхностный слой осадков крупным материалом. Понижение значения  $C$  в ложбине между 1-ым и 2-ым валом свидетельствует о том, что наносы отложенные предыдущим сильным штормом, при котором сформировались валы, перекрыты наносами, снесенными в ложбину с вершины 2-го вала в период слабых волнений.

Соотношение параметров  $C$  и  $Md$  между собой свидетельствуют о том, что наиболее хорошо сортированные осадки располагаются на мористых склонах валов, а наименее сортированные в межвальных ложбинах.

Минеральный состав песков очень простой — преобладает кварц, затем следуют полевые шпаты (около 20%), в небольшом количестве присутствуют карбонаты, обломки горных пород (кварцитов, песчаников, алевролитов, кремнистых пород, сланцев) глауконит и тяжелые аксессорные минералы.

Содержание полевых шпатов возрастает в более крупных фракциях (например, во фракции 0,4—0,5 мм достигает 30%), а содержание кварца соответственно уменьшается. Кроме того, наблюдается уменьшение в содержании кварца и увеличение содержания других компонентов во фракциях меньших модальной. Такое распределение обломочного материала по фракциям можно объяснить во-первых, большой устойчивостью кварца, как при дроблении обломочного материала в теле ледника, т. е. унаследованностью от исходного ледникового материала, в прибрежной зоне; во-вторых — повышенное содержание ими осадков при процессах размыва и действия ветра.

Изучение осадков по профилю суши—море, показало, что содержание полевых шпатов увеличивается в сторону моря с увеличением дисперсности частиц. Последнее, вероятно, связано с хорошей дробимостью полевых шпатов по спайности.

Глауконит в осадках пляжа содержится в небольшом количестве (доли %). По мере движения от уреза в сторону моря количество глауконита в осадках возрастает до нескольких процентов. Это обстоятельство дает основание предполагать наличие донных источников глауконита — палеозойских глауконит-содержащих пород на дне залива.

Во время волнения, как при аккумуляции, так и при размыве сохранялась общая закономерность уменьшения частиц осадков от уреза воды в сторону моря и в сторону суши в пределах надводной части пляжа.

Необходимо отметить, что мощность размытого слоя наносов (активного слоя) по многочисленным наблюдениям в районе 2-го вала и ложбины между 2-м и 3-м валом 0,8 м, а в ложбине между урезом воды и 1-м валом 0,2 м.

На подводном береговом склоне максимальный размер зерен — 99% кумулятивной кривой — увеличивался в межвальных ложбинах и уменьшался на гребнях валов. Вместе с тем осадки ложбин характеризуются более высоким содержанием самой мелкой фракции диаметром менее 0,03 мм. Наиболее подвижной была фракция менее 0,16 мм. Во время волнения она выносилась за пределы прибойной зоны и на подводном береговом склоне возрастило содержание фракции крупнее 0,16 мм и общее содержание тяжелых минералов.

Тяжелые минералы представлены магнетитом, ильменитом, роговой обманкой, пироксеном, гранатом, цирконом, турмалином, рутилом, апатитом, мусковитом, биотитом и некоторыми другими. Преобладают, как правило, рудные минералы, роговая обманка и гранат. Выход тяжелой фракции обычно менее 1%, т. е. нет концентрации тяжелых минералов, содержание их находится на уровне фона — «кларковые». И только ближе к источникам питания, главным образом, к четвертичным ледниковым отложениям и палеозойским породам глинта, наблюдается местное обогащение тяжелыми минералами — повышенные их концентрации (выход тяжелой фракции до 2—3%).

Распределение отдельных минералов, как легких так и тяжелых, на подводном береговом склоне (рис. 1) подчиняется его морфологии и гранулометрическому составу осадков.

Минералогическая дифференциация обломочного материала идет в след за дифференциацией по размеру и контролируется удельным весом и морфологическими характеристиками зерен.

По отношению к морфологии подводного берегового склона минералы легкой фракции подразделяются на две группы: первая — кварц, плагиоклаз, ортоклаз, микроклин, и близок к ним кальцит, вторая — обломки пород (кварцит) и глауконит. Минералы первой группы концентрируются на валах, минералы второй группы в межвальных ложбинах.

Из тяжелых минералов по профилю от 11/8—69 года изучался магнетит, повышенное содержание которого отмечают зоны, где происходил размыв. Причем наибольшие содержания отмечаются в межвальных ложбинах. Эти концентрации, так же как и повышенные значения параметра С, связаны с действием вдольбереговых течений в период шторма. Повышенные содержания магнетита, но меньшие, чем в ложбинах, отмечают зоны размыва в период слабого волнения, непосредственно предшествующего времени отбора проб.

17 июля 1970 года после шторма со значительным нагоном и крат-

ковременной фазой затухания волнения, первый и второй валы были разорваны разрывными течениями, 3-й вал почти полностью размыт. Опробывание проведенное по основному галсу и двум дополнительным на расстоянии 100—200 м от основного, показало существенно иную картину.

Наблюдалось погребение материала в зоне пляжа  $Md = 0,163—0,156$ ,  $C = 0,43—2,5$  мм и на валах  $Md = 0,013$  (1 вал)  $Md = 0,12$  (2-ой вал), параметр  $C = 0,20$  (1-ый вал) и  $0,18$  (2-ой вал) см. таблицу № 1.

Общая картина распределения минералов сохранилась, примерно, такой же, однако контрастность их размещения несколько сгладилась.

Как уже отмечалось выше, распределение обломочного материала на пляже свидетельствует о его вдольбереговой дифференциации, т. е. о существовании потока наносов, перемещающего обломочный материал от хутора Удрие к устью р. Нарвы.

Существование в области стационарной площади обширного дюнного поля свидетельствует о том, что на этом участке происходит активная эоловая аккумуляция за счет материала, поступающего с пляжа. Постоянное выдувание обломочного материала с пляжа требует постоянного поступления песка на пляж за счет других источников, т. е. вдольбереговых потоков наносов, в противном случае может образоваться дефицит наносов и происходит размыв авандюны. Широкое дюнное поле в районе стационарной площади (км) к югу постепенно сужается, такая же картина наблюдается и на север, но здесь сужение идет более резко и уже 2 км от площадки в сторону Гаково ширина гряды дюн составляет первые десятки метров, а затем дюны вообще исчезают.

Аккумуляция обломочного материала в вершине дуги залива происходит за счет обломочного материала,двигающегося от краев дуги залива, что предусматривает два потока наносов. Некоторое смещение зоны наиболее активной аккумуляции к северу свидетельствует о большой мощности потока наносовдвигающегося с запада-юго-запада; поток наносов,двигающийся с севера менее мощный. Такая схема движения наносов хорошо согласуется с распределением направлений ветров и волнений (преобладание юго-западных и западных).

24 августа 1970 года на стационарной площадке был проведен опыт с меченными частицами. Было выброшено 50 кг окрашенного песка в приурезовой ложбине. При этом ветер был северо-северо-западного направления, скорость его — 6 м/сек.; волнение от северо-запада, высота волн 1,0 м, длина 20 м, скорость движения волн 4 м/сек., период — 5 сек. Опыт показал, что в начале произошел разнос частиц по подводному береговому склону, а затем они стали двигаться вдоль валов на юг, т. е. было установлено вдольбереговое перемещение наносов с севера на юг.

12 октября 1971 года был проведен опыт с меченными частицами при ветре дующем с юго-запада со скоростью 12 м/сек. Было выброшено 50 кг окрашенного песка в ложбине между 1-м и 2-м валом. Волнение при этом наблюдалось от юго-запада, высота волн была 1,5 м, длина — 25 м, скорость — 4,5 м/сек., период — 4,9 м. Было установлено движение наносов на север. Таким образом, литологическими методами и опытами с меченными частицами было установлено вдольбереговое перемещение обломочного материала при волнениях не превышающих IV баллов, при волне направленной под углом к берегу. Кроме того, как было указано выше существует (и преобладает) поперечное перемещение обломочного материала.

Таблица 1

Гранулометрические характеристики  $Md$  и  $C$  и минеральный состав песков прибрежной зоны Нарвского залива.

| № обр. | Элементы рельефа подводного берегового склона | $Md$ | $C$  | Содержание в % |          |             |               |            |                         |
|--------|---|------|------|----------------|----------|-------------|---------------|------------|-------------------------|
|        |   |      |      | кварц          | ортоклаз | пла-гиоклаз | обломки пород | глауко-нит | выход тяже-лой фрак-ции |
| 29     | Верхняя часть пляжа                           | 0,16 | 0,43 | 82             | 14       | 0           | 3             | 0          | 0,2                     |
| 34     | Средняя часть пляжа                           | 0,13 | 0,19 | 79             | 11       | 1           | 8             | 0          | 0,3                     |
| 35     | Нижняя часть пляжа                            | 0,14 | 0,24 | 79             | 12       | 0           | 7             | 0          | 0,3                     |
| 37     | Нижняя часть пляжа                            | 0,14 | 0,20 | 82             | 10       | 1           | 4             | 0          | 0,4                     |
| 7      | Урез воды                                     | 0,15 | 2,50 | 75             | 18       | 0           | 6             | 0          | 0,5                     |
| 8      |   | 0,12 | 0,19 | 74             | 16       | 1           | 8             | 0          | 0,4                     |
| 6      | 1-ая межвальная                               | 0,12 | 0,14 | 70             | 17       | 1           | 10            | 1          | 0,3                     |
| 5      |   | 0,13 | 0,19 | 72             | 24       | 1           | 3             | 0          | 0,3                     |
| 9      |   | 0,13 | 0,19 | 79             | 12       | 1           | 6             | 0          | 0,3                     |
| 10     | ложбина                                       | 0,12 | 0,19 | 74             | 14       | 0           | 10            | 0          | 0,4                     |
| 11     | 1-й вал                                       | 0,13 | 0,20 | —              | —        | —           | —             | —          | —                       |
| 42     | 2-ая межвальная                               | —    | —    | 75             | 17       | 2           | 4             | 1          | 0,2                     |
| 22     |   | 0,11 | 0,17 | 73             | 16       | 2           | 6             | 0          | 0,5                     |
| 41     | ложбина                                       | —    | —    | 72             | 23       | 1           | 2             | 0          | 0,2                     |
| 21     | 2-ой вал                                      | 0,12 | 0,18 | 70             | 27       | 0           | 3             | 0          | 0,4                     |
| 40     | 3-я межвальная                                | —    | —    | 70             | 24       | 1           | 4             | 0          | 0,3                     |
| 39     | ложбина                                       | 0,09 | 0,15 | 69             | 20       | 1           | 5             | 3          | 0,5                     |

Таким образом, литологические методы, опыты с мечеными частицами, геоморфологический анализ позволяют установить существование двух потоков наносов с запада-юго-запада и с севера, перемещающих обломочный материал к центру дуги залива (район стационарной площадки) при постоянном поперечном перемещении обломочного материала.

Таким образом, на основании проведенных исследований за характером осадков и литодинамикой подводного берегового склона можно сделать следующие выводы.

1. На пляже и подводном береговом склоне развиты мелкозернистые хорошо сортированные пески с модальной фракцией 0,125—0,16 мм. На подводном береговом склоне в заметных количествах присутствует алевритовая фракция (25—35%).

2. В составе легкой фракции преобладает кварц от 56 до 91%, полевые шпаты (ортоклаз, пла-гиоклаз, микроклин) составляли около 20%, обломки породы 0,5—11%, карбонаты 0,5—2,5%.

3. В составе тяжелой фракции преобладал магнетит, ильменит, гранат и роговая обманка. Содержание магнетита и ильменита колебалось от 0,01 до 0,3%. Максимум в его содержании наблюдался на урезе и в межвальных ложбинах.

4. Установлено, что как в fazu восстановления, так и в fazu размыва сохранилась общая закономерность уменьшения размеров зерен песка от уреза воды в сторону моря и в сторону суши в пределах над-

водного пляжа. На подводном склоне при небольшом волнении, максимальный размер зерен увеличивался в межвальных ложбинах, при шторме на гребнях валов, в промоинах и на урезе.

5. Наиболее подвижной фракцией как в период аккумуляции, так и в период размыва является фракция меньше 0,16 мм. Эта фракция в fazu восстановления преобладает как на валах, так и в межвальных ложбинах. Активный слой подводного берегового склона составляет 0,8 м. В fazu размыва, с проявлением донного противотечения фракции меньше 0,16 мм выносились за пределы прибойной зоны в сторону моря, при этом на подводном береговом склоне возрастало содержание фракций размером больше 0,16 мм и общее содержание тяжелой фракции. Особенно резко этот процесс проявлялся в поперечных желобах размыва.

6. Изменения гранулометрического и минерального состава осадков и их концентрации на подводном береговом склоне определяются, главным образом, характером и продолжительностью волнений.

Поступило: 14.11.1972

## CHARACTER OF SEDIMENTS AND THE LITHODYNAMICS OF THE UNDERWATER SHORE SLOPE IN THE NARVA BAY

by

N. V. LONGVINENKO, L. K. BARKOV, G. A. SUSLOV, V. G. CHISTIAKOV

### ABSTRACT

In result of the field investigations carried out the following regularities were determined:

1. During the phases of aggradation as well as erosion of the shore zone the mean size of sediments was diminishing towards the sea. On the underwater shore slope under the conditions of moderate waves the coarsest material was accumulating in the troughs between the submarine bars. In storm the coarsest sediments were found on the crests of bars and at the shoreline. The most mobile sand grain-size during the phases of aggradation and erosion in the shore zone was ca. 0,16 mm. The active layer of the bottom drifts had the thickness of 0,8 m in average.

Alternations of granulometrical and mineralogical sediments' composition on the underwater shore slope depend on the character and acting period of waves.

## ЗАЩИТА ПЕСЧАНЫХ БЕРЕГОВ СВОБОДНЫМИ ПЛЯЖАМИ

Я. С. ШУЛЬГИН, Л. А. МОРОЗОВ, Е. К. ГРЕЧИЩЕВ, Сочи

Многочисленные примеры борьбы с размывами песчаных берегов показывают, что применение бун, волноломов и, тем более, волноотбойных стен не дает положительного эффекта, если поток песчаных наносов на защищаемом берегу отсутствует или его мощность недостаточна для образования пляжа.

В связи с этим возникла необходимость создания искусственных пляжей. В нашей стране, еще в 1940 году, при разработке схемы берегоукрепления Одесского побережья, инженер В. Ф. Экерле предложил создавать искусственные пляжи путем рефулирования песка на берег. Берегозащитные мероприятия, осуществленные в последние годы в Одессе, подтвердили правильность этого предложения. Зарефулированные пляжи, работающие здесь в комплексе с волноломами, обеспечивают устойчивость оползневых склонов и одновременно удовлетворяют курортные потребности города (рис. 1).

Современный уровень развития средств морской гидромеханизации сделал возможной постановку вопроса о создании искусственных пляжей и их пополнении в больших объемах, при которых отпадает необходимость в строительстве пляжеудерживающих сооружений. Очевидно, что решение такой задачи должно основываться на достаточных запасах песка в близко расположенных подводных отложениях.

Искусственный свободный пляж, т. е. пляж создаваемый без сооружений, рассматривается как самостоятельное волногасящее сооружение, но при этом учитывается, что под воздействием волнений и вдольбереговых течений может произойти уменьшение его объема, а, следовательно, и деформация его сечения. Поэтому применение таких пляжей в берегозащитных целях обуславливается требованием их систематического пополнения песком в объемах, компенсирующих дефицит естественного поступления песка.

В нашей стране свободные песчаные пляжи созданы на нескольких участках. В Геленджикской бухте на Черноморском побережье Кавказа свободный пляж намыт в январе 1971 года из ракушечного песка, разработанного в центральной части бухты на глубинах более 10—15 м. Пляж создан на отрезке берега длиной 500 м в объеме порядка 120 тыс. куб. м.

В 1967 году опытный намыв пляжа осуществлен в Поти в объеме 300 тыс. м<sup>3</sup>. Искусственные пляжи создавались на Азовском море — в Ейске, Приморско-Ахтарске. В 1969 году проектировался намыв пляжа в Бердянске. Песчано-галечный пляж создан в Планерской в Крыму.

Широкое распространение искусственные пляжи получили на Новосибирском, Каховском и Днепровском водохранилищах. Наблюдения свидетельствуют о достаточной устойчивости таких пляжей под воздействием волнений.

Исследования, проведенные в США (Govatos, Zandi, 1969) показали, что наиболее эффективным и экономическим средством защиты берегов

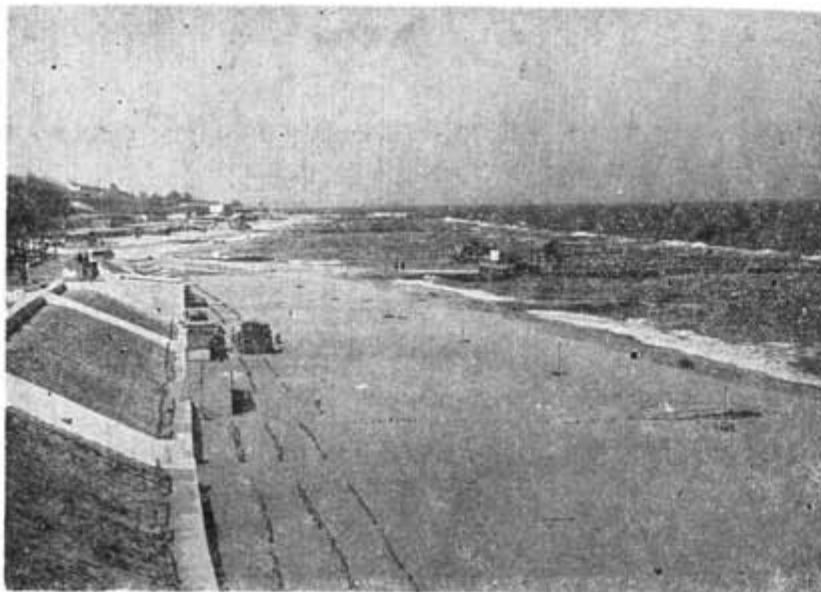


Рис. 1. Одесса. Искусственный пляж в районе Отрады.

является восстановление и периодическое пополнение пляжей песком, без постройки пляжеудерживающих сооружений. Идея метода предусматривает устранение непосредственной причины размывов — дефицита песка во вдольбереговом потоке наносов.

За рубежом отмечаются следующие преимущества берегозащиты с помощью свободных пляжей: а) намыв или отсыпка песка позволяет получить широкий пляж, удовлетворяющий поставленным требованиям; б) питание пляжа улучшает положение не только на угрожаемом участке, но и на смежных с ним участках берега, куда песок неизбежно попадает благодаря механизму естественного переноса; в) на большом протяжении берега при наличии запасов песка искусственное питание пляжа является наиболее экономичным способом защиты; г) если искусственное питание не дает желаемых результатов, то это не вызывает тех затруднений и издержек средств, которые возникают при разрушении сооружений; д) песок может отсыпаться в срочном порядке немедленно после шторма.

Основное ограничение искусственного питания пляжей может быть обусловлено отсутствием песка необходимой крупности в карьерах, допускающих его экономичные перевозки.

Положительные особенности берегозащиты с помощью свободных пляжей, предопределили их признание в мировой практике.

В США установлено, что на дне океана, на глубинах более 10—15 м запасы песков, пригодных для создания свободных пляжей, исчисляются десятками миллионов, а в отдельных случаях миллиардами куб. м. Наиболее эффективную технологию разработки и переброски таких пе-

сков на берег обеспечивает применение трюмнорефулерных самоходных землесосов. По данным испытаний, проведенных в США, стоимость намыва одного куб. м песка на берег составила 1,5÷1,9 доллара, т. е. она близка к стоимости намыва, осуществляемого в условиях Одесского побережья.

Идея использования искусственных пляжей положена в основу ряда зарубежных проектов берегозащиты.

На этих объектах соблюдались следующие условия: уклоны вновь создаваемых пляжей назначались соответствующими уклонам естественных пляжей на защищаемых участках берега; крупность песка для искусственных пляжей принималась больше крупности песка естественных пляжей; объемы намыва песка принимались от 120 до 1000 куб. м на 1 пог. м береговой линии.

В процессе эксплуатации искусственных пляжей выяснилось, что с течением времени между искусственным пляжем и гидрологическим режимом моря устанавливается определенное равновесие, которое находит свое выражение в стабилизации величины потерь песчаного материала. Так, например, годовые потери песка с пляжа на острове Нордерни (ФРГ) стабилизировались на уровне 5%, считая от первоначально намытого объема.

За рубежом получили распространение также различные способы непрерывной переброски песка (байпасинг) из мест его аккумуляции через препятствия (портовые акватории и др.) на низовые — размываемые участки берега. По существу с помощью байпасинга восстанавливается вдольбереговое перемещение наносов, прерванное портовыми или другими сооружениями.

Рассмотрим преимущества свободных пляжей на конкретном примере Одесского побережья по участку первой очереди строительства. Берегозащитные мероприятия здесь включают рефулирование песка в объеме около 100 куб. м на 1 пог. м береговой линии и строительство пляжеудерживающих волноломов с траверсами. В качестве конкурирующего варианта берегозащиты примем условно искусственный свободный пляж и сравним эти два варианта, исходя из реальной стоимости строительства. Руководствуясь иностранным опытом берегозащиты, мы приняли объемы намыва песка в пять раз больше в этом варианте — 500 куб. м на пог. м берега.

На рис. 2 представлены графики, отображающие нарастание капиталовложений по каждому варианту как в процессе строительства, так и в процессе эксплуатации. По первому осуществленному варианту уровень затрат в момент окончания строительства достигает 9,9 млн. рублей. В период эксплуатации уровень затрат постепенно возрастает за счет расходов на восполнение потерь песка. Потери приняты в размере 41 тыс. м<sup>3</sup> в год по данным фактических наблюдений Одесского противоползневого управления.

По конкурирующему варианту в момент окончания намыва свободного пляжа единовременные затраты составляют 5,8 млн. рублей, т. е. они почти вдвое меньше, чем по первому варианту. Ежегодные потери песка приняты вдвое большие, чем по осуществленному варианту — 82 тыс. м<sup>3</sup> в год. Рассмотрим также случай, когда потеря песка свободного пляжа в три раза превышает потери по первому варианту, т. е. они составляют 123 тысячи м<sup>3</sup> в год. При этой величине потерь уровень затрат (линия а—в) возрастает еще быстрее. С точки зрения экономики строительства представляют интерес периоды времени, через которые уровни затрат по первому и второму варианту приобретут одинаковые

значения. На графике видно, что в одном случае это произойдет через 28 лет, в другой — через 60 лет.

Проработки Черноморского отделения ЦНИИС, выполненным применительно к условиям Одесского побережья, показали, что защита берега с помощью свободного пляжа и по стоимости строительства и по эксплуатационным расходам в перспективе длительного ряда лет экономически более выгодна. Такая защита имеет и другие положительные

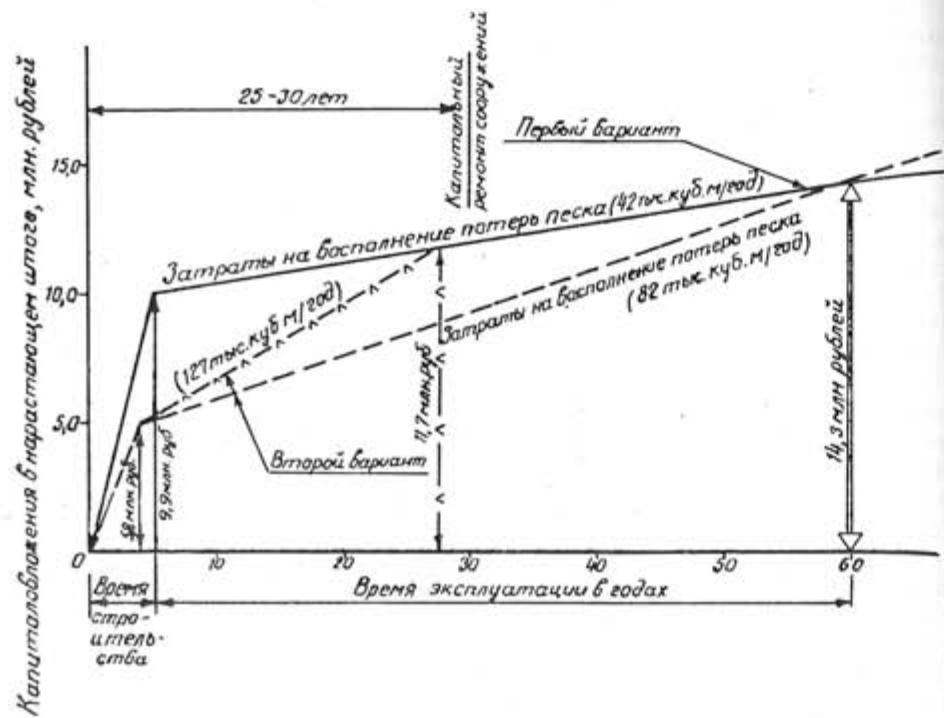


Рис. 2. Совмещенный график нарастания капитальных затрат по вариантам берегозащиты (условное сопоставление по I очереди укрепления берегов г. Одессы).

Первый вариант — искусственный пляж в комплексе с подводными волноломами и траверсами.  
Второй вариант — свободный пляж при двух и трехкратных потерях песка против I варианта.

особенности: при защите берега свободными пляжами отпадает необходимость в сложных строительных работах. Намыв песка может производиться сразу же после укладки напорного трубопровода; свободные пляжи не нарушают естественного режима движения наносов и исключают возможность появления «низовых» размывов; свободные пляжи не нарушают естественный водообмен в береговой полосе, что весьма благоприятно для курортных целей, и, кроме того, они предпочтительнее в эстетическом отношении.

В настоящее время Черноморским отделением ЦНИИС на основании собственных исследований и иностранного опыта выпущены Технические указания по проектированию морских берегоукрепительных сооружений, в которые впервые включен раздел, посвященный проектированию и созданию свободных пляжей. В процессе разработки проекта Технических указаний большое вниманиеделено вопросу регламентации использования пляжезадерживающих сооружений в строгом соот-

Таблица 1

| Указания по применению берегозащитных мероприятий |   |  |   | Сооружение  |  |  |
|---|---|--|---|---|--|--|
| № п/п   | Характер размывов   | Природное поступление песка                            | Слабодные пляжи                                       | Буны  | Подводные барьеры*, волноломы с траверсами   | Волнобойные стены и береговые опоры  |
| 1.  | Горизонтальные размывы пляжа  | Поступление песка восполняет размывы                   | Рекомендуются в целях расширения существующего пляжа  | Допускаются сквозные конструкции буны в целях расширения существующего пляжа за счет изъятия песка из потока наносов. | Не допускаются   | Допускаются за пределами зоны наката расчетных волн при расчетном уровне моря  |
| 2   | Размывы, в том числе и низовые, на подводном склоне ограничены глубинами в пределах прибойной зоны. | Поступление песка недостаточно для восполнения потерь: | Рекомендуются как основное средство берегозащиты      | Допускаются с искусственным, периодическим, пополнением, пляжем на участках распространения оползней                  | Допускаются с искусственным, периодическим, пополнением, пляжем на участках распространения оползней | При наличии волнодромов могут быть необходимы при создании набережных и для предупреждения размывов берегового уступа. |
| 3.  | размывы склона рас пространяются на большие глубины (систематическое отступление береговой линии)   | Поступление песка отсутствует                          | Допускаются с условием их систематического пополнения | Не допускаются  | Не допускаются   | Допускаются из набросок фасонных блоков или камня на ограниченный срок службы  |

вествии с природной обстановкой прибрежной полосы (табл. I). Применяется широкое применение свободных пляжей. Область применения бывает ограничена участками с устойчивым питанием песком. Сооружение волноломов допускается только в границах оползневых участков с условием систематического питания песком удерживаемого ими пляжа. Что касается волноотбойных стен с криволинейной, вертикальной или наклонной гранью, то их использование на песчаных берегах, по нашему мнению, вообще нежелательно. Набережные целесообразно сочетать с эстакадами, исключающими возможность волноотражения, а следовательно, и размывов пляжа.

Современный подход к созданию свободных пляжей основывается на эмпирических представлениях, не связывающих количественными соотношениями объемы намыва, пляжа, его размеры, крупность используемого песка, периодичность питания с характеристиками гидрологического режима моря.

Наши попытки использовать теоретические соотношения, предложенные Б. А. Пушкиным (1967), В. Л. Максимчуком (1967), Ю. Н. Сокольниковым (1966) и др., оказались безуспешными. Рассчитанные размеры пляжа, в сравнении с естественными, получались чрезмерно завышенными. По нашему мнению, для расчета свободных пляжей должна быть разработана концепция, учитывающая работу пляжа как деформируемого сооружения.

В процессе разработки метода создания свободных пляжей должны быть разрешены следующие принципиальные вопросы:

1. Определение дефицита поступления песка на участок, подлежащий укреплению и назначение соответствующих ему объемов и периодичности искусственного питания свободного пляжа.

2. Назначение удельных объемов отсыпки или намыва песка на 1 пог. м берега, подбор крупности песка и установление размеров и уклонов свободного пляжа.

### 3. Местоположение и объемы питающих отсыпок.

При определении дефицита поступления песка на участок свободного пляжа и ряда других показателей, тесно связанных с ним, особое место должен занять метод оценки режима вдольберевого движения песчаных наносов. В настоящее время такие методы расчета предложены Р. Я. Кнапсом (1962), А. В. Карапашевым (1966), В. В. Лонгиновым (1966), Н. Д. Шишовым (1966) и др. Весьма важным следует считать завершение дискуссии, которая развернулась по существу этих методов.

На данном уровне переработки Технических указаний нами рекомендуются следующие пути решения перечисленных выше вопросов:

Наиболее надежным способом определения дефицита наносов и периодичности питания пляжей является сравнение повторных съемок существующих пляжей за ряд лет до начала проектирования.

Объемы отсыпки или намыва пляжа в свободные пляжи, в расчете на 1 пог. м берега, должны соответствовать объемам песка устойчивых естественных пляжей. При отсутствии таких данных отсыпку или намыв песка в свободные пляжи на одном погонном метре берега рекомендуется назначать в следующих объемах: на открытых побережьях не менее 500—600 м<sup>3</sup>; в глубоких бухтах, из которых затруднен вынос песка; и на берегах с уклонами дна более 0,015, порядка 200—300 м<sup>3</sup>.

Песок, необходимый для создания и периодического пополнения свободных пляжей может разрабатываться в материковых или морских подводных отложениях.

Зерновой состав песка в карьерах или в морских подводных отложениях является одним из основных показателей экономической эффективности создания свободных пляжей.

При решении вопроса о выборе песков во всех случаях предпочтение следует отдавать крупнозернистым пескам. Содержание в песке гравийно-галечных фракций не исключает возможности его использования для свободных пляжей.

Крупность песка для свободных пляжей должна быть большей или равной крупности песка естественного пляжа на укрепляемом участке

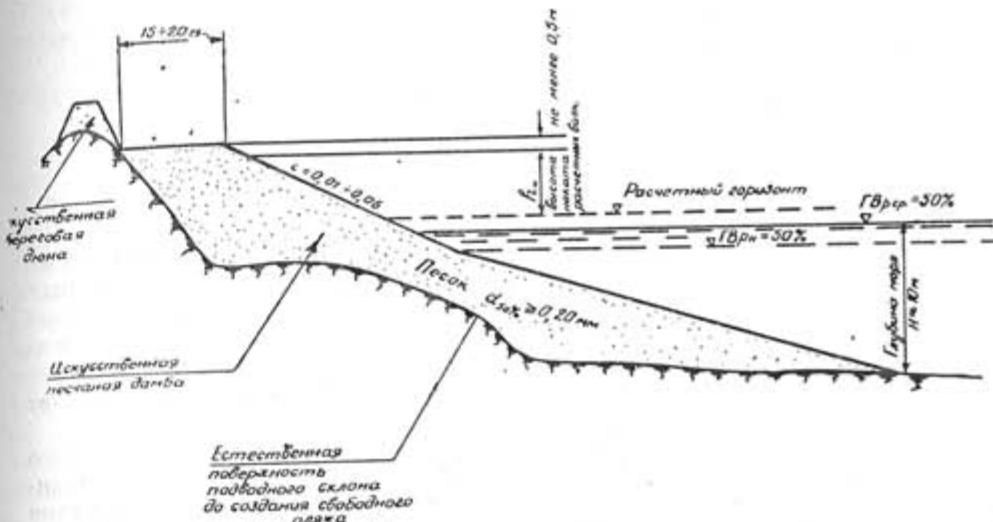


Рис. 3. Поперечное сечение свободного пляжа (схема). Крутизна подводного и подводного склонов пляжа определяется по крупности песка, используемого для намыва.

берега. Оптимальное соотношение размеров фракций  $d_{50}$  используемого песка для свободного пляжа и залегающего на естественном пляже, рекомендуется более 1,5.

Необходимо учитывать, что использование песков меньшей крупности, по сравнению с песками естественных пляжей, экономически менее эффективно.

Применение песка крупностью  $d_{50}$  менее 0,15 м для создания свободных пляжей не рекомендуется.

Свободный песчаный пляж представляет собой искусственную песчаную насыпь, поперечное сечение которой (рис. 3) первоначально назначается в соответствии с принятым объемом отсыпки на 1 пог. м.

Ширина бермы свободного пляжа назначается с учетом безопасного расположения защищаемых объектов, а также исходя из курортных потребностей. Возвышение бермы свободного пляжа над расчетным горизонтом моря устанавливается с учетом высоты наката расчетной волны на фронтальную часть пляжа (см. рис. 3).

Полная ширина надводного пляжа, считая от уреза моря при расчетном горизонте, должна составлять не менее 8—12 м, где  $h$  — расчетная высота волны.

Проектные уклоны надводной и подводной поверхности свободного пляжа должны соответствовать уклонам естественного пляжа, сформировавшегося под воздействием гидрологических факторов на участке берега, подлежащем укреплению. На участках берега, где невозможно

установить поперечные профили существовавших здесь ранее пляжей, проектные уклоны поверхности свободного пляжа следует назначать в зависимости от крупности используемого песка по следующей таблице.

Таблица 2

| Крупность песка<br>(d 50 %), в мм,<br>используемого для<br>создания свободного<br>пляжа | Проектные уклоны свободного пляжа |             |
|---|-----------------------------------|-------------|
|   | над водой                         | под водой   |
| 0,15  | 0,010—0,020                       | 0,005—0,020 |
| 0,20  | 0,010—0,040                       | 0,005—0,030 |
| 0,30  | 0,020—0,080                       | 0,008—0,035 |
| 0,40  | 0,040—0,130                       | 0,010—0,050 |
| 0,50  | 0,045—0,150                       | 0,014—0,060 |
| 0,60  | 0,060—0,170                       | 0,017—0,065 |

Перелом уклонов на откосе свободного пляжа принимается на отметке среднего из наименших годовых уровней моря.

Проектные уклоны свободных пляжей могут быть назначены также по результатам опытных намывов песка, обработанных естественным волнением.

Отсыпка (или намыв) песка в тело свободного пляжа на подводном склоне не должна производиться за пределами зоны вдольберегового перемещения наносов. Границей этой зоны приближенно может служить изобата 10 м.

Планировку профиля свободного пляжа следует ограничивать его надводной поверхностью. На подводном склоне намытый или отсыпанный песок под воздействием волнения приобретает естественный уклон с отмосткой поверхностного слоя наиболее устойчивыми фракциями.

Протяжение искусственных питающих отсыпок вдоль линии размываемого берега допускается принимать от нескольких сот метров до километра и более.

Первоначальные размеры питающей отсыпки могут приниматься минимальными, если система питания, например, байпасинг, обеспечивает непрерывную подачу песка на защищаемый берег.

Наиболее удобным местом размещения питающей отсыпки в большинстве случаев является верховая часть размываемого берега, считая по направлению господствующего движения наносов.

При наличии экономической целесообразности питающие отсыпки могут быть размещены в нескольких местах вдоль защищаемого берега.

Искусственное питание свободных пляжей песком, включая переброску песка через препятствия (байпасинг), можно осуществлять следующими средствами: наземными установками, работающими по принципу обычного землесоса; плавучими трюмо-рефуллерными землесосами или ковшевыми земснарядами; наземным транспортом — автосамосвалами, скреперами и др.

Производительность наземных землесосных установок должна соответствовать годовому объему наносов, поступающих на участок расположения установки, с учетом его колебаний в многолетнем разрезе. При назначении производительности установки следует иметь в виду, что годовое количество наносов, накапливающихся с наветренной стороны оградительного мола или другого поперечного сооружения представляет собой только часть годового объема наносов, который должен быть переброшен на низовой участок берега. Недостаток песчаного ма-

териала должен компенсироваться завозом песка самоходными трюмо-рефуллерными землесосами.

Содержание рекомендаций новых Технических указаний отражает современный уровень научных исследований по берегам с песчаными наносами. Отсутствие в этой области как в нашей стране, так и за рубежом, теоретических и экспериментальных обоснований привело к тому, что большая часть наших рекомендаций свелась к предложению поисков достаточно надежных природных аналогов свободных пляжей с определением для них путем сопоставления съемок за достаточно продолжительный отрезок времени поперечного профиля пляжа, удельных объемов намываемого песка и других характеристик.

Совершенно ясно, что при отсутствии геодезических материалов положение проектировщика может оказаться весьма затруднительным.

Дальнейшее совершенствование Технических указаний применительно к условиям песчаных побережий требует безотлагательной организации опытных участков свободных пляжей. С помощью таких пляжей должны быть выяснены следующие вопросы: целесообразные удельные объемы отсыпки или намыва песка на различных морфологических разновидностях берегов (открытые участки, бухты); оптимальный профиль поперечного сечения и плановые размеры искусственного пляжа в различных условиях волнения и вдольбереговых штормовых течений; закономерности деформации профилей искусственных пляжей и истощения их объемов при различных гидрологических условиях; необходимая периодичность питания искусственных песчаных пляжей; наиболее целесообразное расположение точек питания пляжей; рациональные технологические схемы намыва песка и периодического питания пляжей; определение высоты нагона при различной конфигурации береговой линии и др.

Опытные участки свободных пляжей должны характеризовать по возможности все многообразие побережий наших морей.

В ближайшее время следует начать работы по намыву опытного свободного пляжа в г. Одессе. Кроме того, будут проводиться наблюдения за уже созданными свободными пляжами в Геленджике, Планерской, Ейске и т. д.

Благоприятные условия в отношении организации опытных участков свободных пляжей имеются на Балтийском побережье. Источниками искусственного питания этих пляжей могут служить запасы песка в котусе у пос. Янтарного и на участке свала потока наносов на глубину в районе мыса Колкасрагс.

За счет организованного сброса пульпы из карьера Янтарного есть все основания улучшить состояние побережья от мыса Таран до Зеленоградска. Имеющиеся на этом участке буны могут быть сохранены и использованы в качестве эстакад для прокладки пульповодов при намыве песка рефуллерами. Используя систему байпасинг, возможно устранить размыв острого Большого г. Поти.

Главной предпосылкой к успешной реализации берегозащиты с помощью свободных пляжей следует считать выявление запасов подводных отложений песка на побережьях Черного, Азовского и Балтийского морей. Своевременно поставить вопрос о выполнении этой работы ведомствами Министерства геологии. От решения этой проблемы в значительной степени будет зависеть техническая политика в области защиты побережий с песчаными наносами.

Особо важно не задерживать решение проблемы разведки отложений песка в пределах Азовского моря, где естественное поступление наносов сократилось вследствие регулирования стока рек Дона и Кубани.

Можно надеяться, что внедрение свободных пляжей при условии успешного разрешения связанных с этим вопросов окажет весьма благоприятное влияние на состояние морских побережий нашей страны и обеспечить при этом значительные экономические выгоды.

## ЛИТЕРАТУРА

- КАРАУШЕВ А. В.: 1966. Перемещение наносов во вдольбереговом потоке. В кн. «Международная ассоциация по гидравл. исслед. II-й конгресс, 1965. т. 6».
- КНАПС Р. Я.: 1962. Гидрометеорологический метод определения характеристик режима движения наносов. Приложение 1 к Техническим условиям по проектированию морских берегоукрепительных сооружений на берегах с песчаными наносами. Минтрансстрой.
- ЛОНГИНОВ В. В.: 1966. Энергетический метод оценки вдольбереговых перемещений наносов в береговой зоне моря. Тр. Союзморнипроекта, вып. 12 (18).
- ПЫШКИН Б. А., МАКСИМЧУК В. Л., ЦАНЦ Е. С.: 1967. Исследование вдольберегового движения наносов на морях и водохранилищах. Изд-во «Наукова думка», Киев.
- ПЫШКИН Б. А.: 1967. Прогноз переформирования берегов морей и водохранилищ с учетом пространственной задачи. В кн.: «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. I. Изд-во КГУ, Киев.
- СОКОЛЬНИКОВ Ю. Н.: 1966. Об использовании природных аналогов при проектировании защиты берегов от волновой абразии. В кн.: «Динамика волновых и циркуляционных потоков». Изд-во «Наукова Думка», Киев.
- ШИШОВ Н. Д.: 1966. О методике определения характеристик движения наносов на морях. В кн.: «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры». Таллин.
- ЮРКЕВИЧ М. Г., ЮРКЕВИЧ Л. И.: 1967. Определение количества наносов, перемещающихся вдоль берега. «Океанология», 7, № 6, стр. 1125—1127.
- COOK R. A.: 1969. Hurricane protection projects: The states Problems. Shore and Beach, Vol. 37.
- GOVATOS G., ZANDI IRAJ: 1969. Beach nourishment from offshore sources. Shore and Beach, Vol. 37.
- KRAMMER J.: 1960. Beach rehabilitation by use of beach fills and further plans for the protection of the Island of Norderney. Proceedings of Seventh Conference on Coastal Engineering. The Hague, Netherlands.
- RENSHAW C.: 1969. The Beaches of Long Island. Shore and Beach, vol. 37, No 2.
- SPATARU A.: 1965. Innisparea artificială, metodă de protecție a coastelor. Hidrotehnica, Gospodărirea Apelor, Meteorologia, 10, 9.
- TOURMEN Z.: 1962. Artificial beach building on the beach on the Croisette Waterfront at Cannes. Proceedings of Eighth Conference on Coastal Engineering. Mexico City, Mexico.
- U. S. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER: 1966. Shore protection, planning and design. Technical Report No 4, Third edition.

## SCHUTZ DER SANDIGEN MEERESUFER MITTELS DES KÜNSTLICHEN (FREIEN) STRANDBAUES

von

J. S. SCHULGIN, L. A. MOROSOW, E. K. GRETSCHISCHTCHEV

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Entwicklungsstand der marinen Wassertechnik ermöglicht den Bau von künstlichen (freien) Sandstrände und die zusätzliche Ernährung der Abspülung unterliegenden Meeresufer. Die Methode hat schon eine weiträumige Anwendung im Ausland sowie auch in der UdSSR gefunden.

In diesem Artikel werden die Vorschläge zum künstlichen Sandstrandbau auf Grund der Weltpraxis verallgemeinert.

## ОПЫТ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА НА ПЕСЧАНЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ

Р. Я. КНАПС, Рига

Характерной особенностью песчаных побережий является наличие больших масс рыхлого мелкозернистого материала на морском дне и на берегу. Это обуславливает большую динамичность рельефа, размывы берегов, развитие мощных потоков наносов, заносимость водных путей и портовых сооружений, а также развитие дюнных массивов.

Во что выражается мощность последнего процесса, можно убедиться на 60-метровых грядах голого подвижного песка на Куршской Косе, и сколько требует неусыпного и упорного труда борьба с золовой активностью, видим там же по громадным площадям в десятки тысяч гектаров насаженной горной сосной и по прекрасно выхоженной авандюне высотой до 15 м под Клайпедой.

Не менее затруднений для гидротехников создает вынос грунта реками. Самая крупная по твердому стоку на Балтике река Висла ( $200000 \text{ км}^2$ ) выносит в море миллионы массы грунта. Это не позволяет организовать в ее активном устье порт. Имеются даже значительные трудности проложить через бар русло для пропуска в море половодья.

Морское гидротехническое строительство ведется в двух основных направлениях — оградительные сооружения и берегоукрепление. В условиях Советской Прибалтики преобладающее значение имеют оградительные и другие портовые сооружения. Берегоукрепление имеет подчиненное значение и проводится в основном в Калининградской области.

Портовое строительство на Балтике имеет почти 300-летнюю историю развития, а опыт по нему следует рассматривать по разным стадиям требований народного хозяйства и развития производственных сил, технического вооружения строителей, накопления опыта и возникновения научных концепций в данной области.

Развитие международного судоходства потребовало постепенное увеличение проходных глубин и защиту портов от заносимости. Особо остро это начинает проявляться с начала XIX века и непрерывным темпом все продолжается по настоящее время.

Так, еще в начале XX века 8-метровая глубина в условиях Балтики вполне удовлетворяла общим требованиям судоходства, а 10-метровая глубина потребовалась лишь в исключительных условиях. Теперь же реальной необходимостью стала 15-метровая глубина, а на недалекую перспективу речь будет уже о 18-метровой глубине.

Развитие портового строительства во времени зависело также от наличия естественных условий по обеспечению требований судоходства.

При наличии достаточных глубин в устьях крупных рек строительство искусственных сооружений в начале не являлось необходимым. Так, начало строительства оградительных сооружений Рижского порта в устье р. Даугавы относится к середине XIX столетия (1850 г.). Лет на 10 раньше оно началось в Клайпеде, но в Лиепае, где многоводной реки нет, за строительство портовых сооружений необходимо было взяться уже на 100 лет раньше. В Швентойи (Литовская ССР), где всего небольшая река, первые молы были построены еще даже во второй половине XVII столетия, хотя экономическая значимость этого пункта небольшая. (При этом развитие порта в Швентойи тут же было прервано Великой северной войной, когда в самом начале XVIII века шведами был загроможден портовый вход. Повторное возрождение Швентойского порта опять было оборвано второй мировой войной).

Успехи, приобретенный опыт и условия производства работ зависят от развития форм и мощностей строительных сил. Очень крупные гидротехнические работы были произведены еще Петром I в начале XVIII века по освоению и фортификации устьев Невы, по сооружению Ревельского (Таллинского) порта.

Такой же характер носили работы по устройству портового канала в Лиепае. На сухом месте был прорыт канал от озера до моря длиной 1900 м. Этот канал при первоначальной ширине 50 м и глубине в 4—5 м (до отметки минус 3,0 м) был устроен за 3 года — начали строить в 1967 г., а в 1701 г. у устья этого канала уже появился укрепленный лагерь шведов.

Несмотря на значительные объемы таких работ, они выполнены ручным трудом крепостного народа с применением топоров, лопат, тачек и механизмов под напевом «эй дубинушка». Основной тип гидротехнических сооружений этого времени и технической стадии строительства — пряжевые конструкции, особо внушительных размеров в Таллине, Кронштадте, Санкт-Петербурге. Это строительство и сооружения, передко изумительные для своего времени по размаху, не имеют еще инженерного характера.

Такой характер морское гидротехническое строительство приобретает с середины XIX столетия в ходе обобщения инженерами накопленного векового опыта и изучения и осмысливания природных процессов, а с другой стороны, при появлении механизмов парового привода — копры, землечерпалки, краны. Этот скачок связан с такими именами как профессор М. Н. Герсанов (институт инженеров путей сообщения в Петербурге) и немецкий инженер-ученый Г. Хаген.

В качестве примера объемов строительства и темпов производства работ этого «инженерного» периода морского гидротехнического строительства можно назвать возведение оградительных и других портовых сооружений в Лиепае.

Во второй половине XIX века там шла упорная борьба по обеспечению 5—6-метровых глубин на портовом входе. Но вот, в 70 годах XIX века Лиепая была подключена к железнодорожной сети, возникла для страны необходимость в трансатлантической судоходной линии (потребовалась глубина в 9 м).

За 4—5 лет (с 1890 по 1894 гг.) были построены оградительные волны, ноломы и молы общим протяжением в 7000 м (в основном по 9-метровым глубинам). Были заложены в материк каналы и бассейны в твердых связанных грунтах на глубину 10 м общей площадью около 100 га и углублен аванпорт тоже до 10 м площадью около 400 га. Применялись мощные всякого рода механизмы парового привода, действовал крупный бетонный завод, но потребовалось и много ручного труда.

Возглавлял эти работы инженер-путеец, а в последствии профессор Кандиба Б. Н. Эта стройка была на самом передовом для того времени уровне мирового класса; иностранцы приезжали поучиться и недаром XI Международный судоходный конгресс в 1908 г. проходил в Петербурге.

Типы конструкций этого периода — бетонные массивы регулярной кладки или нерегулярной наброски (Лиепая), или деревянные сваи длиною до 15—20 м (Вентспилс, за 5 лет (1900—1905 гг.) построены 2 мола общей длиной 3,7 км; Клайпеда, Балтийск (бывший Пиллау)). К этой же «инженерной» эпохе относится широкое строительство оградительных сооружений в ряде портов на Черном море: Одесса, Туапсе, Поти, а в Западной Европе — Зеебрюгге, Эймюйден и др.

Интересно отметить также развитие инженерной мысли, идущее параллельно с развертыванием строительства. Так, на базе проектных материалов и дискуссий по строительству Лиепайского (Либавского) порта профессором-путейцем В. Е. Тимоновым (1891) широко известным также на международной арене, была еще в конце XIX века защищена докторская диссертация.

Дальнейшее развитие портового строительства на Балтике было прервано первой мировой войной. (Заложенные уже в Лиепае глубоководные причалы и бассейны — «Новый порт» — так и остались незавершенными). Застой строительства портов объясняется в основном политическо-экономической обстановкой. Правда, поляками был построен крупный и образцовый порт Гдыня с применением железо-бетонных массивов — гигантов. Кроме того, следует отметить, строительство торгового порта в Швентойи, в Литве на глубину 7—8 м. Последнее строительство из-за второй мировой войны осталось незаконченным. Строительство этих упомянутых объектов также было вызвано сдвигами политическо-экономического характера.

При всех отмеченных возможностях и достигнутом размахе морского гидротехнического строительства следует отметить отставание по борьбе с заносимостью. Причина — малая мощность и недостаточная производительность земснарядов. При значительных мощностях потоков наносов на песчаных побережьях (до миллиона кубометров в год), в частности на Балтике, нередко имели место случаи внезапных и значительных потерь глубин на подходных к портам каналах.

Так, в 1898 г. в Вентспилсе за 2 штормовых дня глубина на портовом входе уменьшилась с 18 футов на 12 футов, и порт был блокирован чуть ли не целый месяц. Такое положение имело место еще до 60-х годов нашего столетия. Например, весною 1958 г. глубины на Клайпедском подходном канале уменьшились за несколько дней с 8—9 м почти до 4 м. В 1962 г. в период зимних штормов глубины на баровом канале в Вентспилсе упали с 9—10 м до 6—7 м. Это получается не только из-за недостаточной производительности снарядов, но в основном из-за штормовых перебоев в их работе.

Характерным примером по борьбе с заносимостью может служить опыт из Лиепайского порта. Портовой канал, как отмечено выше, длиной в 2 км при глубинах 3 м был устроен на рубеже XVII и XVIII веков. Землечерпалки появились только в середине XIX века и поддержание и увеличение проходных глубин велось до этого лишь постепенным удлинением молов. Для поддержания судоходных глубин в 1737 г. в Лиепае были построены 2 параллельных мола, северный длиной 320 м и южный — 250 м, но глубины на входе нередко падали до 2,4 м. Это было еще при герцогстве Курляндском. В 1802 г., скоро после присоединения территории к Российской империи, в Лиепае было построено первое землечерпалочное управление.

нения Курляндии к России, длины молов были доведены до 430 м, но глубины и тогда не превышали 3,5 м.

В 1861—1868 гг. северный мол был удлинен до 820 м, а южный — до 920 м с выходом на глубину 6 м. Было начато и землечерпание на входе. Но молы тормозили поток наносов, чем способствовали и обмелению, и в 1872 г. глубина на входе упала до 4,0 м, а в 1885 г. — до 3,5 м. Такая неудача в обеспечении глубин дала с своей стороны толчок к решительному развитию системы оградительных сооружений в Лиепае, о чём было сказано выше.

Такой неудовлетворительный в целом опыт по борьбе с заносимостью судоходных каналов и сооружений на песчаных побережьях накладывал также отпечаток на само строительство оградительных сооружений в том отношении, что молы, как правило, старались выводить на естественные глубины, необходимые для судоходства того времени (в Лиепае 9 м, в Вентспилсе — 7,5 м).

Положение решительно изменилось с появлением мощных земснарядов (емкостью трюмов порядка 3000 м<sup>3</sup>), способных к работе на море при высоте волн до 3 м. Самым главным является последний момент, который сводит штормовые просторы снарядов к незначительному минимуму.

Это и раскрывает перспективу в строительстве портов с относительно короткими молами, что дает значительное удешевление и ускорение их возведения. Так, для судоходных глубин в 15—18 м вероятно достаточно будет выводить молы на глубину 9—10 м.

Дальнейшие значительные сдвиги в облегчении портового строительства дает вибропогружение и применение свай-оболочек вместо массивных свай и их забивки. В замену массивов появились тетраподы и т. п. конструкции, снижающие потребность в бетоне и дающие лучшие результаты по гашению волновой энергии.

Важным положительным моментом является также крупные успехи в развитии нашей береговой науки. Проектирование портовых сооружений можно вести уже не только на инженерных началах, но и с использованием достижений науки. Это явно выражается хотя бы в широком применении гидротехнического моделирования, вошедшего уже широко в практику за последние 1—2 десятилетия. В этой связи, на наш взгляд, позволительно сказать, что портовое гидротехническое строительство вступило в инженерно-научную эпоху.

По опыту и перспективам берегоукрепления остается мало что сказать. Практика показала, что на наших транзитных в основном Балтийских берегах все преимущества на стороне бун по сравнению с одеждами и вертикальными стенками. Последние даже вредны в смысле сохранения пляжей. Это можем увидеть в Калининградской области, в районе Светлогорска и Зеленоградска — на всех участках их применения. Стена откосного типа на мысу Таран сработала удовлетворительно более полвека, но сейчас стала беспризорной и начала разрушаться.

Буны следуют строить в известной мере ажурными и низководными и в условиях Балтики при отсутствии древоточев преимущества имеют деревянные свайные частоколы, однорядные или двухрядные с каменным заполнением. Буны из металлического шпунта гораздо менее долговечны в морских условиях, чем деревянные и хуже работают по пляженакоплению вследствие их приуроченности к развитию усиленного оттока воды и выноса наносов в море.

На перспективу в берегоукреплении намечается переход на активную защиту берега против размыва путем подачи на угрожаемые участ-

ки масс грунта. Особо актуален этот вопрос для северного берега Калининградской области. И он не только актуален в отношении возрастаания требований по использованию берегов в курортных целях, но он здесь и весьма перспективен в конкретных условиях, когда в районе Янтарного жегодно сбрасываются в море миллионы кубометров грунта там, где этого не требуется. А наоборот, такой сброс создает реальную угрозу в повышении заносимости портов.

Развитие науки привело к ломке в представлениях и взглядах инженеров и в особенности моряков относительно замены глубоководных свалок вычерпанного при дноуглублении грунта свалками на мелководье в прибрежной полосе. Это снижает опасность и объемы подветренных от портов размывов. Рассматриваются также проекты переброски грунта с наветренной на подветренную сторону портов. Такие мероприятия решают вопросы как по борьбе с заносимостью, так и по защите берегов.

Это все рисует положительную перспективу развития морского гидротехнического строительства также на отмелых песчаных побережьях. Меньше всего прогресса на Балтике пока отмечается по берегоукреплению, о чём свидетельствуют все продолжающиеся попытки применения вертикальных стенок. А именно в этой области наука по динамике берега продвинулась наиболее вперед.

Следует убедительно пожелать, чтобы проектировщики, занимающиеся берегами, освоили должным образом природный опыт и достижения науки в этой области, в особенности по песчано-галечным побережьям.

## ЛИТЕРАТУРА

- ГЕРСЕВАНОВ М. Н.: 1862 и 1907. Курс портовых сооружений. СПб.  
ИВАНИНА А. Н.: 1909. Либавский порт. «Труды XI Международного судоходного конгресса», 1908, СПб.  
КАНДИБА Б. Н.: 1897. Либавский порт. «Материалы для описания русских коммерческих портов и историй их сооружений», выпуск XXII.  
Министерство торговли и промышленности. «Труды отдела торговых портов», выпуск XIV.  
XI Международный судоходный конгресс в С.-Петербурге, 1908 г.—Труды конгресса.: 1909. Доклады и сообщения русских членов конгресса. СПб.  
ТИМОНОВ В. Е.: 1888. «Очерк развития Либавского порта в связи с вопросом о его дальнейшем улучшении».  
ТИМОНОВ В. Е.: 1891. Исследования вопроса об устройстве и поддержании порта на песчаном побережье в применении к условиям Либавы. СПб.  
HAGEN G.: 1863. Handbuch der Wasserbaukunst. Bd. 3, Teil. I. Das Meer, Berlin.

Поступило: 24.1973

von

R. KNAPS

ZUSAMMENFASSUNG

Auf Grund von literarischen Quellen und langjähriger persönlicher Erfahrung schildert der Verfasser den Entwicklungsgang des Hafenbaues und der Uferschutzmassnahmen an der Ostküste des baltischen Meeres. Der Baugang der Hafen von Sventoji, Liepaja, Ventspils, Riga und anderen wird eingehender behandelt. Am Abschluss des Aufsatzes gibt der Verfasser einen kurzen Überblick des rezenten Uferschutzstandes im Ostbaltikum.

CHEMICAL AND MICROBIAL *IN SITU* INVESTIGATION OF THE  
SEDIMENT-WATER INTERFACE IN THE BALTIC

by

R. O. HALLBERG, L. E. BAGANDER, A.-G. ENGVALL, M. LINDSTRÖM  
& F. A. SCHIPPEL, Stockholm

Introduction

The increase of hydrogen sulphide in the bottom water of the Baltic has been reported to accelerate during the last decades (Fonselius, 1970). This is probably due to changes in the conditions of the bottom sediments.

Reduced bottom conditions are easy to observe in shallow water areas of the Baltic because of the black colour of the sediments and the unpleasant odour they emit. When conditions become aerobic these areas turn white because of the oxidation of hydrogen sulphide to sulphur (Fig. 1).

The most marked increase of hydrogen sulphide is found in the deep basins of the Baltic. Occasionally, water of higher salinity than normal Baltic water intrudes into these basins from the North Sea. Hence, a pycnocline (gradient of density) is created which separates the bottom water from the overlying water mass. The bottom water forms a closed system, with reactions involving an exchange of elements between the bottom water and the sediment. The exchange processes are mainly governed by the bacterial activity in the sediment. The metabolic activity, in turn is dependent on the organic matter added to the bottom in the form of suspended particles.

The mixing processes through the pycnocline occur mainly in shallow coastal areas, especially when the entire water mass is tilted due to heavy wind stress or when new bottom water intrudes into the basins. When this occurs, the bottom water is initially oxygenated, but after some time the oxygen content decreases to a value where reducing processes begin to dominate again. During reducing conditions, the sediment is depleted of different nutrient salts such as phosphate and ammonia. They accumulate in the deep water regions of the Baltic. An attempt to simulate such accumulation processes in the bottom water in order to obtain experimental data for computer simulation and prediction of the chemical changes has been proceeding since 1969 at the Askö Laboratory, Stockholm University.

Continuous sequences of circulation and stagnation accompanied by oxidation and reduction lead to an accumulation of iron in the sediments.

Since the redox reactions of iron are related to the metabolic cycle of almost every other element of importance, and to the distribution of oxygen in the water body, it would be useful to describe the behaviour of iron in water more in detail.

Investigation of these types of reactions by means of experiments as described above are under progress.

The conventional method used in this type of study is to sample the sediment and an appropriate amount of bottom water and then carry



Fig. 1. Aerobic bottom covered with a thin patchy layer of elemental sulphur.

out all experiments in the laboratory. However, this method is to some extent artificial since the chemical, physical and biological character of the sample will change during the sampling procedure. Since the ecology of the sediment-water interface is very complex (Hallberg, 1973) such laboratory conditions will most likely not be representative of the natural conditions.

#### Methods and sampling for *in situ* experiments

The present experiments have been performed *in situ*. Such measurements are more readily reproduced and are more representative, since they can be performed with much less disturbance of the original character of the sediment.

In order to simulate different conditions and to study the effect of different factors, the studies have been carried out in a closed system. The studies include SCUBA diving as an essential part. To facilitate this procedure, a soft bottom sediment at a water depth of not more than 10 m was chosen. Closed system apparatus consisting of Plexiglass boxes were used (Fig. 2).

Sampling of the enclosed water takes place by means of syringes through self-sealing rubber membranes in the walls of the boxes. The boxes are equipped with electrodes for obtaining measurements of hydrogen

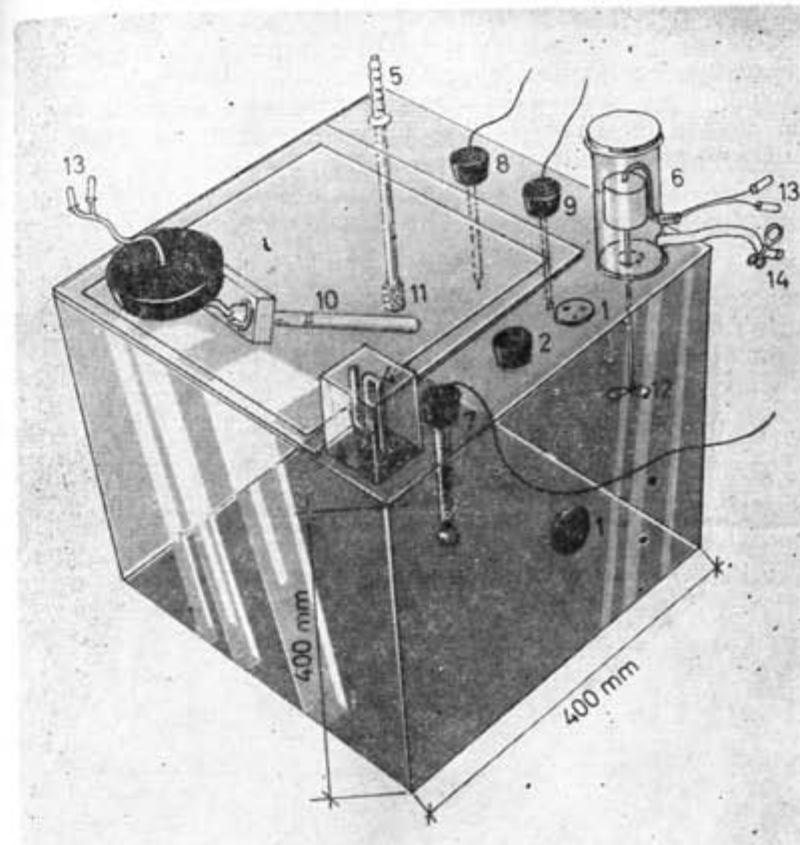


Fig. 2. Plexiglass box used in the experiments for *in situ* measurements, forming a closed system when partly pushed into the sediment.  
 1. Self sealing membrane. 2. Reserve inlet for electrode. 3. Inlet for immersion heater. 4. Valve B, with water lock. 5. Valve C. 6. Stirring mechanism. 7. pH electrode. 8. Eh electrode. 9. Es electrode. 10. Immersion heater. 11. Gas filter. 12. Stirring propeller. 13. Electrical contact. 14. Pressure compensation tube.

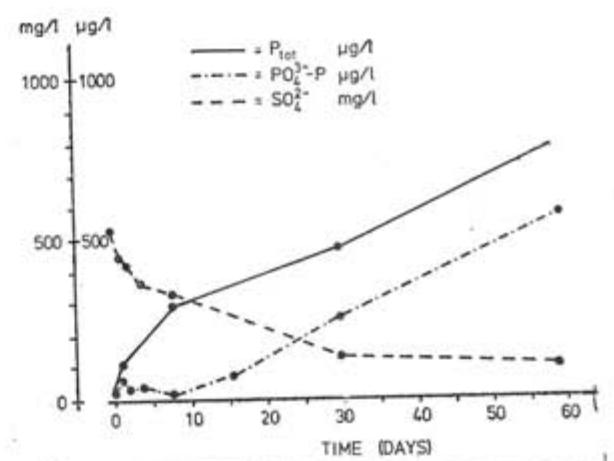


Fig. 3. Variation of P<sub>tot</sub>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>-P and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> during a chemical turnover.

ion activity (pH), redox potential (Eh) and sulphide ion activity ( $E_s$ ) (Schippe et al., 1973a) in the water. The measurements are recorded continuously on board a floating laboratory.

The water loss at the sampling is compensated for by the addition of an equal amount of sea-water. The successive additions of sea-water are considered when the results are calculated.

## Results

Some results from our experiments are presented in Figs. 3 and 4. The values refer to the water phase of one plexiglass box during a 60 days experiment at a water temperature of 3–4°C. Fig. 4 shows quite clearly that reducing conditions are attained after ten days. The pH decreased to about seven and Eh decreased to zero during the first ten days, and the Eh then became negative.  $E_s$  is inversely related to the hydrogen sulphide activity, and therefore  $E_s$  will steadily decrease during increased reducing conditions. In the experiment described the sulphide electrode was not inserted into the box until the stationary phase was reached. In similar

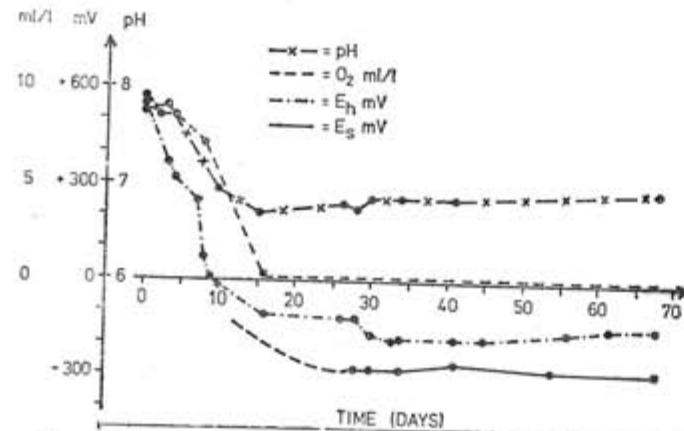


Fig. 4. Variation of physico-chemical factors during a chemical turnover.  $E_s$  values from another experiment indicated as a broken line.

experiments, however, a decrease in the  $E_s$  values was obtained at the beginning of the experiment. This is indicated as a broken line in Fig. 4. The oxygen content decreased from 7 ml/l to zero during the same period. The enclosed system contains 32 litres of water above a sediment surface of 0.16 m<sup>2</sup>. The total content of dissolved oxygen in the water body was about 225 ml O<sub>2</sub> at the beginning of the experiment. The average diurnal oxygen consumption above the sediment is about 140 ml/day/m<sup>2</sup> at a water temperature of 3–4°C.

From the 10th day the whole system was reduced and the anaerobic bacteria dominated the conditions in the closed box. Hydrogen sulphide, ammonia, methane and carbon dioxide were produced during the decomposition of organic matter and the reduction of sulphate.

The hydrogen sulphide produced reacts with heavy metals (e.g. iron) in the sediment to form metal sulphides. The carbon dioxide will react with magnesium and calcium to form carbonates. Phosphate minerals (e.g. apatite) and other compounds (e.g. organic matter) will be decom-

posed, and phosphate and ammonia will be released from the sediment. From Fig. 3 it is clear that after the first 10 days the phosphate content in the water increased continuously. The ammonia release started immediately after the box had been closed and continued to increase during the experiment. Further experiments have to be done to establish the time required for the ammonia release to reach a steady state. Nitrate and nitrite were obtained in low concentrations at the beginning of the experiment (5–10 µg N/l) but after one week these ions were not detected.

## Effect of organic matter

Since the anaerobic bacteria are heterotrophic, the flux of mineral nutrients will principally depend on the amount of utilizable organic matter. The effect of organic matter on the deep oxygen-free bottoms of the Baltic, which consist of an almost similar type of sediment as those studied, can therefore be simulated in the type of experiments that we are conducting. In the experiment, organic matter in the form of freeze-dried *Cladophora* detritus, was added in quantities of 1, 2 and 4 g (dry weight) to certain systems. This material was collected by SCUBA diving from a sediment surface at a water depth of 10 meters.

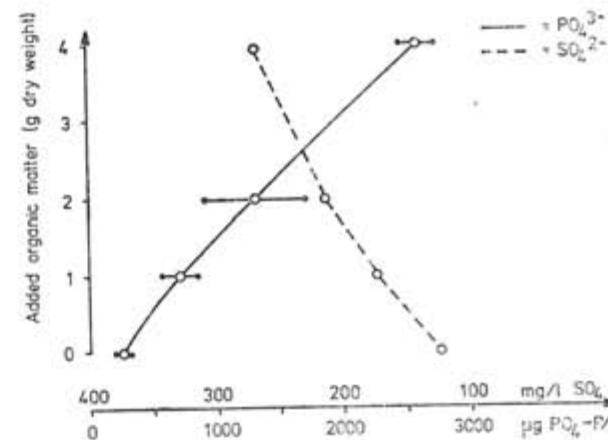


Fig. 5. The effect of added organic matter on phosphate release and sulphate consumption.

The correlation between the released amount of phosphate and the amount of added organic matter is given in Fig. 5 and may be regarded as linear.

Thus the phosphate release is directly proportional to the amount of organic matter added. PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>—P was added to some boxes at the beginning of the experiment. This had no effect, however, and the phosphate release from the sediment was almost identical to that in a system without such PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>—P addition. (Fig. 6). The organic matter influences the bacterial activity and thus in turn the phosphate release from the sediment which is shown by Schippe et al. (1973b.). Cores were taken inside and outside the boxes after a completed experiment in order to show the phosphate deficit in the sediment after a PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>—P release. Analyses show that the released phosphate came from the uppermost 16 mm of the sediment (Fig. 7).

The decrease in sulphate in four completed experiments (Fig. 5) shows a linear relationship between organic matter and sulphate reduction. Thus organic matter is the main limiting factor for the sulphate reducing bacteria in our experiments.

The organic matter additions to the boxes do not seem to influence the ammonia release from the sediment (at least at a temperature of 2–15°C).

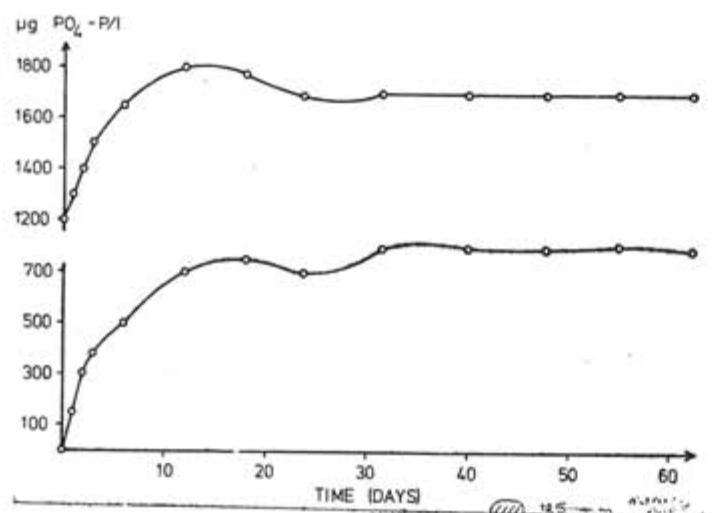


Fig. 6. Phosphate release in two boxes, one with a  $\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$  addition at the beginning of the experiment.

#### Effect of temperature

Fig. 8 illustrates two systems, one with a temperature of 2–4° and one of 17–19°C respectively. The phosphate release took place about three times faster at the higher temperature.

Temperature variation between 2 and 15°C has no detectable influence on the ammonia release (Fig. 9).

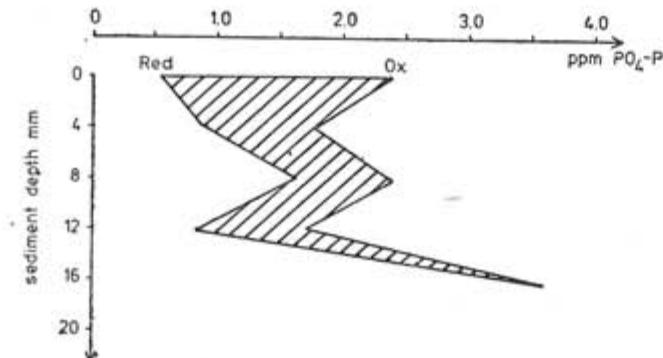


Fig. 7. Phosphate deficit in the sediment after a  $\text{PO}_4^{3-} - \text{P}$  release experiment. The difference between the values before (Ox.) and after (Red.) a redox turnover indicated as a striated area.

#### Effect of bacteria addition and light

In certain boxes a culture of *Desulfovibrio desulfuricans* was added at the beginning of the experiment. The addition of sulphate-reducing bacteria seems to accelerate the reducing process. The addition of sulphate-reducing bacteria, resulted in immediate phosphate release (Fig. 6). Experiments where light was not admitted into the box gave the same results as those where light was admitted.

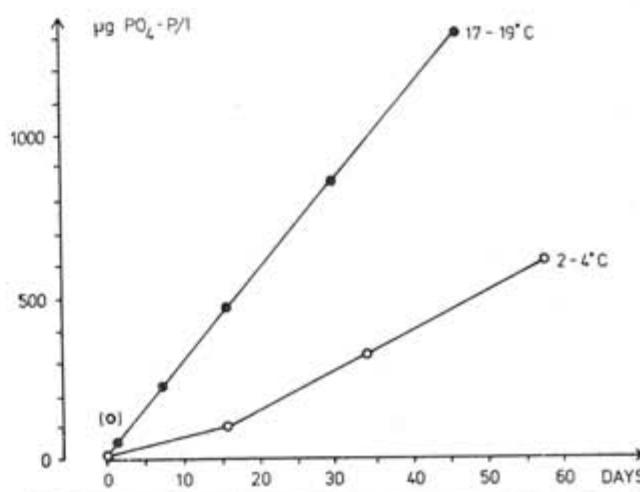


Fig. 8. Phosphate release at a temperature of 2°–4°C and 17°–19°C. The other factors influencing the rate of release may be regarded as similar in both experiments.

#### Notes on applications and limitations of the box-system

We have found our methods useful for studying various kinds of reactions in the dynamics of the sediment-water interface. Certain inferences

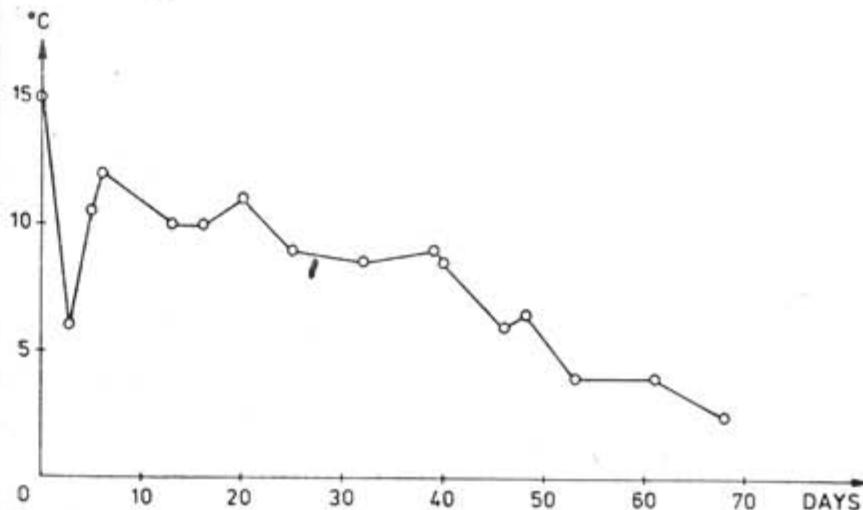


Fig. 9a

can be drawn concerning the geochemical environment in the Baltic basins from the thermodynamic results of the box systems. Diffusion processes, relation between load of organic matter and release of mineral nutrients from the sediment, kinetics of chemical reactions and chelating effects upon the heavy metal cycles are some of the processes which can be investigated. Thermodynamic data from the *in situ* experiments on species

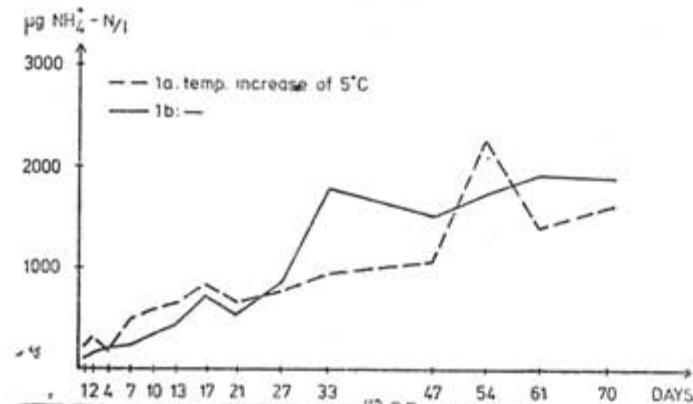


Fig. 9b. Ammonia release from a reduced sediment at different temperatures. The temperature variation for box 1b during the experiment is shown in the Fig. 9a. The temperature in box 1a was kept 5°C higher than in 1b during the experiment.

and phases are more representative for nature than those obtained in pure systems in a laboratory.

Natural systems are, in contrast to the box-systems, open to the surrounding environment. In the box-system equilibrium is the time-invariant state, while the stationary state is the corresponding state of open systems. Vertical gradients in the water mass and continuous exchange of enclosed water has not been investigated yet, but will be in the near future. Data received so far are used in computer-simulations concerning the chemistry of the Baltic.

Consequently, results of the present pilot investigation may be of importance for the understanding of the chemistry of the Baltic and particularly the effect of organic matter on the ultimate problem of large scale pollution in the Baltic.

#### REFERENCES

- FONSELIUS S. H.: 1970: Stagnant sea. Environment 12: 6  
 HALLBERG R. O.: 1973. The microbiological C-N-S cycles in sediments and its effect on the ecology of the sediment-water interface. Oikos, Supplementum 15, 51–62.  
 SCHIPPEL F. A., BAGANDER L. E., HALLBERG R. O.: 1973a. An apparatus for subaquatic *in situ* measurements of sediment dynamics. Stockh. Contr. in Geology, vol. XXIV: 6.  
 SCHIPPEL F. A., HALLBERG R. O., ODÉN S.: 1973b. Phosphate exchange at the sediment-water interface. Oikos, Supplementum 15, 64–67.

#### ХИМИЧЕСКИЕ И МИКРОБИАЛЬНЫЕ ИНСИТОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСАДКИ-ВОДА В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Р. О. ХАЛЬБЕРГ, Л. Е. БОГАНДЕР, А. Г. ЭНГВАЛЬ,  
 М. ЛИНДСТРЕМ, Ф. А. ШИППЕЛЬ

#### РЕЗЮМЕ

В статье дано описание приборов и методики эксперимента проведенных авторами исследований взаимодействия химических и микробиальных процессов в системе подводные грунты-придонный слой воды.

Подробно рассмотрены результаты полученных исследований, а именно, влияние органического вещества, температуры, бактерий и света на ход процессов.

В заключение оговорены вопросы применения и ограниченности использованной авторами боксовой системы (аппаратуры).

Received: 27.8.1973

## ЖЕЛЕЗО ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, О. С. ПУСТЕЛЬНИКОВ, Калининград—Вильнюс.

Во время комплексных геологических исследований в Балтийском море (Блажчишин, Емельянов, 1969, Блажчишин, 1972) были выполнены детальные работы по выяснению особенностей распределения химических компонентов во взвеси и донных осадках. В настоящей статье приводятся результаты работ по изучению железа во взвеси, сопоставляются его содержания во взвеси и осадках.

Взвесь для определения железа собиралась на мембранные ультрафильтры с размерами пор 0,5 мк (Емельянов, 1968, Пустельников, 1969). Взвешенное железо (231 пробы со 137 станций) определялось колориметрически с пирокатехином фиолетовым (Емельянов, 1968, Емельянов и др., 1971) в ВГУ (аналитики Р. Ю. Юрьевичюс и Ч. А. Валюкявичюс) и АО ИОАН (аналитик — Н. Б. Власенко).

Для изучения минерального состава взвеси, в том числе и взвешенных частиц железа, фильтры прокрашивались эритрозином и желтой кровяной солью (Богданов, 1965), просвечивались в канадском бальзаме и изучались под микроскопом. При такой прокраске железистые частицы приобретали синий цвет, что позволило легко их отличать от частиц другого состава. Несколько десятков проб взвеси было изучено под электронным микроскопом, что позволило более детально изучить субколloidные формы железа.

Железо в осадках (125 проб) определялось химическим методом (аналитики Н. М. Еремеева и А. В. Мельник) и изучалось А. И. Блажчишиным (1972).

Концентрация взвешенного железа в водах Балтийского моря колеблется в пределах от 4 до 3170 мкг/л (в среднем 69,1 мкг/л), что составляет 0,2—10,2% (в среднем 1,78% от веса всей взвеси, таблица). Следовательно, во всем объеме вод Балтийского моря (по Микульски, 1970 объем вод Балтийского моря без Финского залива равен 14 тыс. км<sup>3</sup>) содержится около 967 тыс. т взвешенного железа. Полученные нами концентрации взвешенного Fe довольно близки к концентрациям валового железа в поверхностных водах юго-восточной части Балтийского моря (Юрьевичюс, 1961). Это подтверждает ранее сделанные выводы (Харвей, 1948, Страхов, 1962, Лисицын, 1964) о том, что в морских водах основная его форма не растворенное, а взвешенное железо.

По данным микроскопического изучения были выделены различные типы взвеси, выявлены ареалы их распространения и изучены в них

Таблица  
Распределение взвешенного железа в разных типах взвеси и содержания железа  
в верхнем слое донных осадков Балтийского моря

| Типы взвеси, в том числе по горизонтам                       | Количество проб | Концентрация, мкг/л |         | Содержание, %     |         |
|--|-----------------|---------------------|---------|-------------------|---------|
|  |                 | пределы колебаний   | среднее | пределы колебаний | среднее |
| <b>Взвесь</b>  |                 |                     |         |                   |         |
| 1. Терригенная взвесь:                                       |                 |                     |         |                   |         |
| а) Горизонт 0—1 м  | 60              | 6,2—520,0           | 77,8    | 0,2—10,2          | 2,21    |
| б) Промежуточный слой*                                       | 37              | 6,2—520,0           | 91,5    | 0,2—10,2          | 2,32    |
| в) Придонный слой*   | 8               | 12,7—59,4           | 29,6    | 0,6—3,2           | 1,58    |
| 2. Переходная взвесь:<br>(органико- и кремнисто-терригенная) | 15              | 28,6—145,8          | 69,8    | 0,6—4,4           | 2,25    |
| а) горизонт 0—1 м  | 77              | 4,0—174,0           | 39,2    | 0,2—7,7           | 1,75    |
| б) промежуточный слой  | 50              | 4,0—143,2           | 37,7    | 0,2—7,1           | 1,52    |
| в) придонный слой  | 19              | 7,8—174,0           | 43,9    | 0,4—7,7           | 2,25    |
| 3. Органическая взвесь:                                      | 8               | 15,7—96,5           | 33,3    | 0,6—4,0           | 1,82    |
| а) горизонт 0—1 м  | 36              | 6,6—80,0            | 25,7    | 0,3—3,5           | 1,29    |
| б) промежуточный слой  | 20              | 7,2—71,7            | 27,5    | 0,3—3,0           | 1,11    |
| в) придонный слой  | 13              | 6,6—80,0            | 24,8    | 0,4—3,5           | 1,47    |
| 4. Кремнистая взвесь:<br>(кремнистая и органико-кремнистая)  | 3               | 12,3—24,7           | 16,8    | 0,7—2,2           | 1,70    |
| а) горизонт 0—1 м  | 18              | 6,9—157,0           | 46,5    | 0,2—3,9           | 1,32    |
| б) промежуточный слой  | 13              | 13,2—116,0          | 46,8    | 0,4—3,9           | 1,35    |
| в) придонный слой  | 1               | —                   | 9,5     | —                 | 0,60    |
| Среднее по всем типам взвеси в толще вод Балтийского моря    | 191             | 4,0—520,0           | 48,8    | 0,2—10,2          | 1,75    |
| <b>Донные осадки (по Блажчишину, 1972)</b>                   |                 |                     |         |                   |         |
| 1. Пески   | 24              | —                   | —       | 0,5—5,9           | 1,3     |
| 2. Крупные алевриты  | 43              | —                   | —       | 0,7—4,4           | 2,0     |
| 3. Илы мелкоалевритовые                                      | 24              | —                   | —       | 1,6—6,5           | 3,2     |
| 4. Илы алевритово-пелитовые                                  | 41              | —                   | —       | 1,9—7,1           | 4,3     |
| 5. Илы пелитовые   | 47              | —                   | —       | 2,5—6,4           | 5,1     |
| 6. Глины позднеледниковые                                    | 13              | —                   | —       | 2,5—6,9           | 5,1     |
| 7. Суглинки моренные   | 8               | —                   | —       | 0,8—4,0           | 2,1     |

\* Под «придонным слоем» здесь понимается толща глубинных вод на расстоянии 0,5—10 м от поверхности дна. Между поверхностными (горизонт 0—5 м) и придонными слоями — промежуточный слой вод.

концентрации минеральных форм железа. Терригенная взвесь (более 70% терригенного материала) приурочена к прибрежной части моря, особенно к абразионным берегам и к приустьевым его участкам. Органическая взвесь (более 70% органического детрита) тяготеет к центральным районам моря. Вышеупомянутые типы взвеси разделяются взвесью переходного (смешанного) состава, характеризующейся примерно одинаковым количеством и терригенного материала, и органического детрита. Кремнистый тип взвеси (более 50—70% диатомового материала) распространен в центральной части Рижского залива и в зонах циклонических круговоротов вод севернее островов Готланд и Борнхольм. Из таблицы и рис. 1—3 видно, что в поверхностном и придонном слоях концентрации (в мкг/л) взвешенного железа уменьшаются от терригенной взвеси к переходной и органической, т. е. от берега к центральным



Рис. 1. Распределение взвешенного железа в поверхно стном слое вод. мкг/л.  
1 — <10, 2 — 10—30, 3 — 30—50, 4 — 50—70, 5 — >70.  $\beta$  — местоположение изученных проб и фактическое положение разрезов.

частям моря. В промежуточном же слое наиболее обогащена железом взвесь переходного состава.

Кремнистая взвесь по концентрации Fe наиболее близка к переходному типу взвеси.

Распределение Fe в терригенной взвеси (и в абсолютном и относительном выражениях), аналогично распределению в прибрежных водах концентраций взвеси (Емельянов, 1968, Пустельников, 1969): как в том, так и в другом случаях максимальные концентрации и относительные содержания приурочены к наиболее гидродинамически активному поверхностному слою и к придонным водам. Эти слои по данным микроскопических исследований наиболее насыщены терригенной взвесью. Именно с поверхностными и придонными водами терригенная взвесь наиболее далеко проникает вглубь моря. В промежуточном же слое концентрация взвеси и количество в ней терригенной составляющей (в том числе и железа) минимальны.

В органическом типе взвеси распределение железа иное, чем в терригенном. С увеличением глубины его концентрация здесь заметно уменьшается, а относительное содержание — увеличивается. Это связано с процессами минерализации органического вещества. Как известно, органическое вещество (органический детрит) после отмирания организмов сразу же начинает интенсивно растворяться. Часть железа, находящаяся в плазменном веществе органического детрита, либо переходит в раствор, либо — в виде тончайших коллоидных частиц гидроокислов — во взвесь. Таким образом, с увеличением глубины происходит обеднение взвеси органическим веществом и ее относительное обогащение железом. Этот процесс в условиях мелководного Балтийского моря в водной толще не заканчивается. Он продолжается и в верхней пленке донных осадков, которой достигает часть органического детрита. После окончательного разложения наиболее лабильных форм органики здесь наступает некоторое равновесие, характерное для донных илов; содержание  $C_{org}$  в них в среднем равно 2—3%, а Fe — 3—5%. Таким образом, содержание железа в илах примерно в 2—3 раза больше чем в придонном слое органической взвеси (1,05—2,25%, таблица).

В переходном и кремнистом типах взвеси распределение Fe более сложное, чем в терригенном и органическом (таблица). Увеличение концентраций Fe в переходной взвеси ко дну происходит в результате насыщения придонных вод терригенным материалом. Этот материал, в повышенных количествах содержащийся в поверхностном слое, в терригенной взвеси при удалении от берега (в зонах распространения переходной и кремнистой взвесей) погружается в воды промежуточного и придонного слоев, обогащая их железом. Более низкие его содержания в придонном слое (1,05—1,82%) по сравнению с вышележащими слоями объясняются разбавляющим влиянием взвеси скелетами диатомовых водорослей.

Карты (рис. 1, 2) и разрезы (рис. 3) показывают, что повышенные концентрации и относительные содержания Fe приурочены в основном к прибрежным участкам моря и к придонному слою вод, что вполне согласуется с распределением Fe по типам взвеси и с их локализацией в пространстве. Минимальные (или пониженные) концентрации и содержания Fe характерны для промежуточных вод районов, заметно удаленных от берега.

Наличие крупных ареалов высоких концентраций Fe в толще вод центральных частей моря (рис. 1—3) обусловлено скоплением здесь хлопьев его гидроокислов. Происхождение этих хлопьев пока неясно. Они могли образоваться в результате: 1) растворения железо-органиче-



Рис. 2. Относительное содержание железа во взвеси верхнего слоя вод, % от веса взвеси.  
1 — <0,5, 2 — 0,5—1, 3 — 1—2, 4 — 2—3, 5 — >3, 6 — местоположение изученных проб и фактическое содержание.

ских соединений (органического дегтрита), 2) разгрузки на дне моря межпластовых минерализованных вод (Зекцер, Куделин, 1965), 3) их приноса со стороны суши и 4) подъема глубинных вод, богатых Fe

Рудные минералы встречаются довольно редко. Рудными они называются условно: часть из них является мельчайшими глинистыми агрегатами, содержащими Fe. Наиболее характерны они для терригенной взвеси, составляя от 0,8 до 2,9 мг/л (9,5—51,0%). У мыса Колкасрагс их концентрация повышается до 3,8 мг/л или до 68% от количества всей взвеси. Размер рудных минералов — от 0,02 до 0,0025 мм. Во взвеси рудные минералы прослеживаются на расстоянии до 5—10 км от берега и лишь изредка вдоль струй сильных течений — до 50—60 км. На большем расстоянии от берега они крайне редки.

Нерудные терригенные минералы, содержащие железо, встречаются повсеместно, но в повышенных количествах — только в прибрежной зоне.

В терригенном типе взвеси железо представлено главным образом терригенным обломочным материалом и гидроокислами железа. Об этом свидетельствуют также графики соотношений Fe с такими кластофильными элементами, как Ti и Al (рис. 4, I). Корреляционная связь между этими элементами прямая. В переходной взвеси, в которой железо представлено как терригенным материалом, так и гидроокислами железа и железоорганическими частицами, эта связь проявляется очень нечетко (рис. 4, II). Здесь заметно разбавляющее влияние органической взвесью. В органической (рис. 4, III) и кремнистой взвеси связь Fe с Ti и Al еще менее четкая: здесь при сравнительно высоких содержаниях Fe количества Ti и Al остаются низкими. Это еще раз говорит о том, что основная форма железа здесь — его гидроокислы и железоорганические частицы. Это полностью подтверждается микроскопическими и электронномикроскопическими исследованиями.

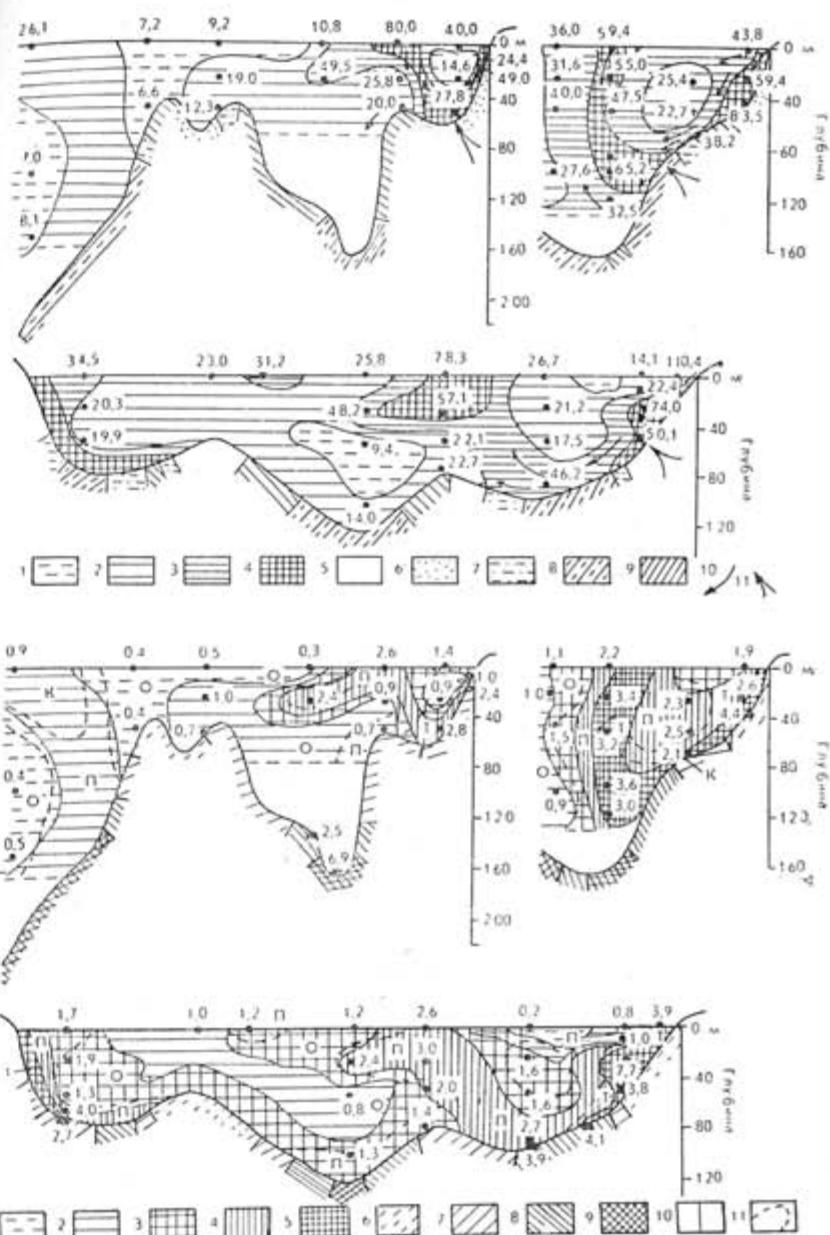


Рис. 3. Распределение взвешенного железа в толще вод (положение разрезов см. на рис. 1).

А — концентрация, мкг/л (условные обозначения 1—5 те же, что и на рис. 1): 6—9 — типы осадков; 6 — пески, 7 — алевриты, 8 — илы, 9 — плеистоценовые отложения (глины и суглинки). 10 — направления распространения железа. II — предполагаемые очаги разгрузки подземных вод. Б — содержание, %: 1—5 — содержание железа во взвеси: 1 — <0,5, 2 — 0,5—1, 3 — 1—2, 4 — 2—3, 5 — >3; 6—9 — содержание железа в осадках (по Блажчишину, 1972): 6 — <1,0, 7 — 1—3, 8 — 3—5, 9 — >5. 10a — место отбора проб взвеси и содержание железа. 10b — местоположение изученных проб осадков и содержание железа. II — границы распространения терригенного (т), переходного (п), органического (о) и кремнистого (к) типов взвеси.

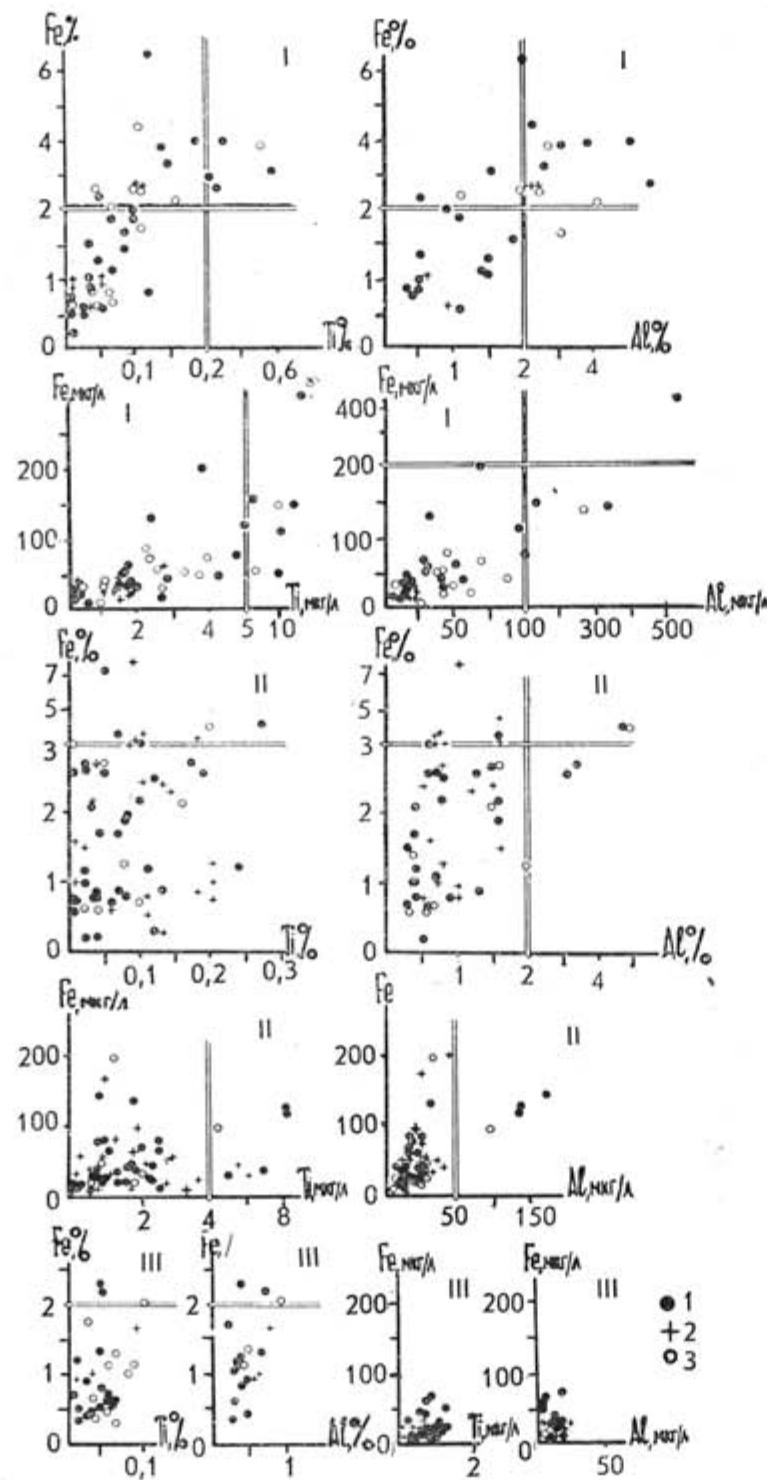


Рис. 4. Графики зависимости железа (Fe) с титаном (Ti) и алюминием (Al) в терригенном (I), переходном (II) и органическом (III) типах взвеси.

1 — поверхностные пробы, 2 — пробы из промежуточного слоя, 3 — пробы из придонного слоя вод.

Сравнивая содержания Fe во взвеси и в осадках (таблица) видим, что 1) во взвеси они колеблются в значительно больших пределах, чем в осадках, и 2) средние содержания Fe во взвеси заметно ниже, чем в пелитовых и алевритовых илах, хотя по гранулометрическому составу взвесь чаще всего соответствует именно этим типам осадков. Первое из этих различий объясняется более изменчивым составом взвеси по сравнению с осадками. Этот состав обуславливается неравномерностью поступления терригенного материала с суши, жизнедеятельностью планктонных организмов и различными биохимическими процессами, активно протекающими в водной толще в связи с образованием и растворением органического вещества. Второе — объясняется наличием во взвеси большого количества обедненных железом (по сравнению с осадками) компонентов — органического детрита, скелетов диатомовых, силликофлягеллят и другого материала. В осадках же этот материал почти не сохраняется. В результате донные илы заметно обогащаются не только терригенным материалом, но и железом. Это обогащение усиливается еще и тем, что крупные терригенные частицы, так или иначе попадающие в воды центральных частей моря, во взвешенном состоянии долго не сохраняются. Они быстро осаждаются на дно, т. к. проходят водную толщу (100—200 м) всего лишь за несколько дней. Вероятность уловить такие частицы при отборе проб взвеси ничтожно мала.

Характерно, что локализация ареалов повышенных и пониженных содержаний Fe во взвеси и в донных осадках не совпадают. В осадках повышенные содержания ( $>3\%$ ), как правило, приурочены к мелкоалевритовым, алевритово-пелитовым и пелитовым илам, покрывающим дно и, частично, склоны наиболее глубоководных участков впадин, а минимальные ( $<1\%$ ) — к прибрежным песчаным отложениям. Во взвеси же максимальные содержания встречаются, как говорилось, и у берега, и в центральных частях моря. При осаждении взвеси на дно, особенно в прибрежных участках, а также в районах подводных банок и поднятий (т. е. во всех гидродинамически активных зонах) взвесь подвергается наиболее интенсивной дифференциации: тонкие частички гидроокислов железа, железоорганические частицы и глинистые минералы выносятся за пределы этих зон и накапливаются в наиболее глубоких, затишных участках водоема. Здесь содержание железа во взвеси примерно в 1,5 раза меньше чем в осадках. В прибрежной же зоне, на банках и поднятиях накапливаются обломочные частицы песчано-алевритовой размерности. Осадок, состоящий из таких частиц (пески и крупные алевриты), содержит в 1,5—2 раза меньше железа, чем взвесь.

Таким образом, изучение железа во взвеси и в донных осадках наряду с другими элементами позволяет более полно выявить его источники и пути поступления, особенности трансформации в водной толще и характер распределения Fe по площади дна.

#### ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море. «Океанология», т. IX, вып. 6.  
 БЛАЖЧИШИН А. И.: 1972. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат диссертации, Вильнюсский Гос. Ун-т им. В. Капукаса, Вильнюс.  
 БОГДАНОВ Ю. А.: 1965. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана. «Океанология», т. V, вып. 2.

ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1968. Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море). Сб. Океанологические исследования, № 18, «Наука», М.

ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1968. Изучение микроколичеств железа, марганца и титана во взвеси Балтийского моря. «Литология и полезные ископаемые», № 6.

ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., БЛАЖИС И. К., ЮРЯВИЧЮС Р. Ю., ПАЕДА Р. И., ВАЛЮКЯ-ВИЧЮС Ч. А., ЯНКАУСКАС Н. И.: 1971. Определение микроколичеств железа, кобальта и титана в морской воде и взвеси (на примере проб из Балтийского моря и Атлантического океана). «Океанология», т. XI, вып. 6.

ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ЮРЯВИЧЮС Р. Ю., БЛАЖИС И. К., ПАЕДА Р. И., ВАЛЮКЯ-ВИЧЮС Ч. А., ЯНКАУСКАС Н. И., ВЛАСЕНКО Н. Б.: 1972. Определение микроколичеств железа, кобальта и титана в планктоне и раковинах фораминифер. «Океанология», т. XII, вып. 2.

ЗЕКЦЕР Н. С., КУДЕЛНИН Б. И.: 1965. К вопросу о подземном стоке в Балтийском море. Тр. ГГИ, вып. 122, Л.

ЛИСИЦЫН А. П.: 1964. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Океанологические исследования, № 10. Изд-во «Наука».

МИКУЛЬСКИ Зд.: 1970. Приток речных вод в Балтийское море 1951—1960 г.г. «Океанология», т. X, вып. 6.

ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1969. Количественное распределение взвеси в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. «Океанология», т. IX, вып. 6.

СТРАХОВ Н. М.: 1962. Основы теории литогенеза. Т. I. Изд-во АН СССР.

ХАРВЕЙ Х. В.: 1948. Современные успехи химии и биологии моря. Изд-во иностр. литературы, М.

ЮРЯВИЧЮС Р. Ю.: 1961. Комплексные исследования Балтийского моря у берегов Литовской ССР. Тр. АН Лит. ССР, серия В, 3 (26).

ЯКУБОВИЧ В. В., ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С., КАРАБАШЕВ Г. С.: 1972. Глубинный слой мутности в Готландской впадине. «Океанология», т. XII, вып. 1.

Поступило: 11.4.1973

## IRON IN SUSPENDED MATTER AND IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE BALTIC SEA

by

E. M. EMELYANOV, & O. S. PUSTELNIKOV

### ABSTRACT

The concentration of Fe in the Baltic Sea water varies from 4 to 520  $\mu\text{g/l}$ , in average — 61,1  $\mu\text{g/l}$ . In the Baltic (without the Finnish Gulf) the iron content in the suspended matter amounts ca. 967000 t. The max. quantities of iron are characteristic of near-shore zone waters, where the terrigenous type of suspension predominates. Fe in the suspended matter is represented by iron oxydes, ore minerals, organic-iron aggregates and non-ore minerals. In the suspended material the iron content is 2—3 times lower than in the bottom muds. In the muds the content of iron varies in the limits of 1,6—7,1%.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ЛОКАЛИЗАЦИЯ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

А. И. БЛАЖЧИШИН, М. А. РАТЕЕВ, М. Б. ХЕИРОВ, Калининград, Москва, Баку

Глинистые минералы современных осадков в данный момент, пожалуй, лучше изучены в океанических, чем во внутренних континентальных водоемах (Ратеев, Горбунова и др., 1966; Griffin a. oth., 1968; Ратеев, 1964). Однако, изучение последних не менее важно как для понимания генетических связей с физико-химической средой седиментации, так и для оценки роли других физико-географических факторов осадконакопления. В этом плане изучение процессов формирования глинистых минералов на примере Балтийского моря представляет особый интерес. Балтийское море является моделью замкнутого сравнительно мелководного платформенного морского бассейна северной холодной и умеренно-влажной зоны гумидного литогенеза. Изучение в нем процессов формирования глинистых минералов находится в начальной фазе. Окончательные результаты исследования глинистых минералов в Кильском океанографическом институте еще не опубликованы, а частичные публикации Зайболда, основанные на данных Крумма (Seibold, 1965), без пространственных схем, не дают об этом полного представления. Прежде чем перейти к описанию глинистых минералов Балтийского моря, необходимо, хотя бы кратко, охарактеризовать общие условия его седиментации.

### Водосборный бассейн и глинистые минералы, поступающие с него в область седиментации

Водосборный бассейн Балтийского моря занимает обширные территории Фенноскандии, Восточно-Европейской равнины и Польско-Германской низменности. Площадь водосбора, включая озерные бассейны, составляет 1566 тыс.  $\text{km}^2$  — в 3,7 раза больше площади моря.

Наиболее существенные особенности орогидрографии бассейна — равнинность большей части территории с развитием покрова рыхлых ледниковых отложений и наличие многочисленных озер — ловушек осадочного материала. Среднегодовая величина жидкого стока в Балтийское море оценивается в 435,2  $\text{km}^3$ , из которого лишь 18% приходится на открытую часть моря (Блажчишин, 1972).

Для южной части водосборного бассейна характерен умеренный и влажный климат с небольшими годовыми колебаниями температуры и атмосферными осадками — 600—700 мм. Северная и восточная часть

района отличается более континентальным климатом. Почвы равнинной части водосбора представлены различными типами подзолистых почв — лесными подзолистыми, дерново-подзолистыми, глеево-подзолистыми, палевоподзолистыми. Для Фенноскандии характерно преобладание болотистых, а также перегнойно-подзолистых и иллювиально-железистогумусных почв. Равнинность водосбора, температурный режим и избыточное увлажнение способствуют накоплению гумуса в почвах и интенсификации химического выветривания, в то время как механический смыв ослаблен. Поэтому в составе твердого стока рек резко преобладают растворенные продукты выветривания, составляющие 57,6 млн. т в год (Блажчишин, 1972). Взвешенный сток и влекомые наносы дают только 5,4 млн. т осадочного материала, среди которого преобладают частицы пелитовой размерности. Гораздо больше обломочного материала мобилизуется при абразии берегов и дна моря — 23,6 млн. т в год, причем абрадируются преимущественно различные ледниковые отложения.

Глинистые минералы формируются на водосборной площади как за счет процессов почвообразования, так и непосредственно за счет эрозии четвертичных и в меньшей мере коренных пород. По данным Н. И. Горбунова (1963) в почвенном покрове данной климатической зоны констатированы следующие минералы. В дерново-подзолистых почвах на хорошо дренируемых магматических и осадочных породах, а также на моренных и покровных суглинках: гидрослюды, вермикулит, каолинит, монтмориллонит, хлорит. Основную часть тонкодисперсного материала дают моренные и покровные образования (глины и суглинки), в которых по Зайболду (Seibold, 1965), преобладают гидрослюды (15—40%) и каолинит (5—30%), хлоритов содержится 2—10%, монтмориллонита от 0 до 20—30%. Источником монтмориллонита и других разбухающих минералов могут быть тонкие межледниковые глины и особенно третичные породы и развитые по ним морены, распространенные в западной части водосбора (Tank, 1963; Крыговский, 1966). Осадочные породы палеозоя и мезозоя богаты гидрослюдами и каолинитом и почти не содержат монтмориллонита. В среднедевонских породах Эстонии по данным Утсала (1969) господствующим глинистым минералом является диоктаэдрическая гидрослюда, в меньших количествах содержится каолинит, хлорит и смешаннослоиный минерал.

#### Условия седиментации и характеристика донных осадков.

Балтийское море — замкнутый водоем платформенного типа. Оно глубоко врезается в Европейский материк, простираясь от 55° до 65° с. ш. В структурном отношении впадина Балтийского моря приурочена к сочленению докембрийского Балтийского щита и мезопалеозойским обрамлением Европейской платформы. Площадь моря, включая Ботнический, Рижский, Финский и более мелкие заливы, составляет 422 тыс. км<sup>2</sup>. Балтийское море мелководно (средняя глубина 56 м), но отличается (особенно в северном районе) довольно расчлененным рельефом дна. Основными элементами рельефа открытой Балтики являются система изолированных относительно глубоких впадин и разделяющие их подводные пороги. Наиболее мелководной из этих впадин являются самая западная Арконская котловина (глубина до 55 м), далее к востоку и северу следуют: Борнхольмская (до 100 м), Гданьская (до 119 м), Гот-



ландская (до 249 м), Ландсортская (до 459 м), Северо-Балтийская (до 219 м) и ряд других небольших впадин.

Важнейшей чертой гидрологии Балтийского моря является затрудненный водообмен с Северным морем через мелководные Датские проливы. Как следствие затрудненного водообмена формируется резкая двухслойная плотностная стратификация водной толщи (глубинный слой воды имеет соленость 8—20‰, поверхностный — 1—8‰).

Затрудненный водообмен с океаном и котловинный рельеф дна обуславливают развитие условий стагнации придонных вод в глубоких впадинах. Эти воды обеднены кислородом, который может полностью отсутствовать и замещаться сероводородом. Застойные воды обогащаются различными биогенными элементами (фосфатами — до 400 мкг/л, кремнием — до 5600 мкг/л), которые надолго исключаются из биологического круговорота (Черновская и др., 1965). Отмечается резкое увеличение концентрации растворенной  $\text{CO}_2$ , что находит свое выражение в низких значениях pH глубинных вод (до 7,15—7,03, иногда до 6,95—6,80).

Поступающий в море осадочный материал подвергается усиленному гидродинамическому воздействию волн и течений. В результате глубокой дифференциации материал размером  $>0,05 \text{ мм}$  остается в береговой зоне, а более тонкозернистые терригенные частицы, в том числе, и глинистые, поступают в виде взвеси в глубоководную часть моря и распределяются в соответствии со схемой течений, которые имеют циклонический характер (рис. 1).

Современные (верхнеголоценовые) осадки Балтийского моря формируются в двух седиментационных областях — прибрежной и глубоководной (Блажчишин, 1972). В прибрежной зоне (глубины до 10—20 м) аккумулируются обломочные полевошпатово-кварцевые пески и крупные алевриты. В глубоководной, охватывающей центральные части впадин открытой Балтики и заливов, распространены глинистые (преимущественно гидрослюдистые и каолинито-гидрослюдистые) осадки, по гранулометрическому составу относящиеся к алевритово-пелитовым и пелитовым илам. Илы, как правило, восстановленные, обладают зелено-вато-серой (а в стагнированной зоне — темносерой и черной) окраской и в поверхностном слое сильно обводнены. Терригенные минералы песчано-алевритовых фракций илов представлены кварцем, полевыми шпатами, а также слюдами, амфиболами, глауконитом и др. Из аутигенных минералов встречены сульфиды и фосфаты Fe, сидерит, карбонаты Mn, барит. Илы обогащены органическим веществом (до 5—6% C<sub>пр.</sub>), иногда марганцем (стагнированные осадки — до 4,7% Mn) и фосфором (до 0,10—0,18% P). содержание Fe в илах достигает 5—7,5%; Ti — 0,50—0,63%; CaCO<sub>3</sub> — не более 4—5% (а чаще до 1%), аморфного SiO<sub>2</sub> — до 4—4,7%.

Между этими зонами седиментации располагается широкое поле реликтовых (древнеголоценовых) накоплений, представленных гравийно-галечными отложениями и грубозернистыми песками. В периферийной зоне глубоководной области (верхняя часть склонов впадин) голоценовый осадочный покров представлен маломощным (до 5—15 см) слоем обломочных (обычно алевритовых) осадков и часто совершенно отсутствует. Здесь обнажаются плейстоценовые отложения — тонкодисперсные позднеледниковые глины и моренные суглинки. Размытие этих отложений дает значительную массу пелитового материала, состоящего, в основном, из глинистых минералов.

Распределение тонкопелитовой фракции ( $<0,001 \text{ мм}$ ) современных осадков, в которой сосредоточена основная масса глинистых минералов, зависит, главным образом, от рельефа дна. В мелководных впадинах ее

содержание не превышает 33,7%, а в более глубоких возрастает до 62,5% (рис. 1). Очевидно, что абсолютные количества главных глинистых минералов будут максимальными в районах распространения наиболее тонкозернистых осадков.

### Методы фазового и количественного рентгенографического анализа

Дифрактометрические кривые фракции  $<0,001 \text{ мм}$  осадков Балтийского моря снимались с препаратов воздушно-сухих, насыщенных глицерином и прогретых при 580—600 °C. Съемка образцов производилась на дифрактометре УРС-50 ИМ на отфильтрованном медном излучении, при скорости вращения счетчика 4 град/мин и скорости подачи ленты Е см/мин. Фазовый рентгенографический анализ, дополненный в необходимых случаях ДТА, ИК-спектроскопией, химическим анализом и т. п. показал, что исследованные пробы донных осадков Балтийского моря имеют полиминеральный состав. Они слагаются гидрослюдой, монтмориллонитом, каолинитом, отчасти хлоритом, вермикулитом и различными смешанными образованиями (рис. 2, 3). Из неглинистых минералов присутствуют: кварц, полевые шпаты, иногда кальцит.

Гидрослюды определены по базальному рельефу (002) с  $d/p \approx 10 \text{ \AA}$ , не меняющемуся после насыщения глицерином и прокаливания. Рефлекс (060) с  $d/p \leq 1,50 \text{ \AA}$  указывает на их триоктаэдрическую модификацию. Однако, не исключена возможность присутствия и триоктаэдрических гидрослюд,  $d/p$  (060) которых совпадает с таковым хлоритов.

Монтмориллонит имеет  $d/p$  (001) = 13,6—14,2  $\text{\AA}$  воздушно-сухого образца, смещающийся к 17,7  $\text{\AA}$  после насыщения глицерином.

Каолинит определен по  $d/p$  (001) = 7,12—7,14;  $d/p$  (002) = 3,56—3,57, которые исчезают после нагрева образца при 580—600 °C.

Хлорит определен по  $d/p$  (001) = 13,90—14,1;  $d/p$  (002) = 6,95—7,05;  $n/d$  (003) = 4,63—4,70;  $d/p$  (004) = 3,47—3,5  $\text{\AA}$ , расположение которых не меняется от обработок. По  $d/p$  (060) > 1,53  $\text{\AA}$  он относится к триоктаэдрической разности.

Вермикулит определен по  $d/p$  = 13,9—14  $\text{\AA}$  воздушно-сухих препаратов и насыщенных глицерином, которые после прокаливания смещаются к 9,7—9,8  $\text{\AA}$ .

Смешанные минералы в осадках Балтийского моря представлены пятью типами:

1. Гидрослюда-монтмориллонитовый (Г-М) неупорядоченный тип имеет параметры  $d/p$  (001) M/(002) Г = 11—14  $\text{\AA}$  природного образца; 11,5—16,0  $\text{\AA}$  с глицерином и 9,8—10  $\text{\AA}$  после прокаливания (рис. 2; обр. 271).

2. Гидрослюда-хлоритовый (Г-Х) неупорядоченный тип диагностируется по М. Б. Хенрову и Б. П. Градусову (1971) по  $d(001)X/(001)G = 10,5—13,5 \text{ \AA}$  в природном препарате и 10,5—13,5  $\text{\AA}$  с глицерином и в прокаленном при 550 °C.

3. Гидрослюда-хлоритовый (Г-Х) тип, упорядоченный по мотиву АВАВ определяется по  $d/p$  (001) = 24,0—25,2;  $d/p$  (002) = 12,0—12,6;  $d/p$  (003) = 8,0—8,4  $\text{\AA}$  и др., которые стабильны как при насыщении, так и нагреве (рис. 2; обр. 995).

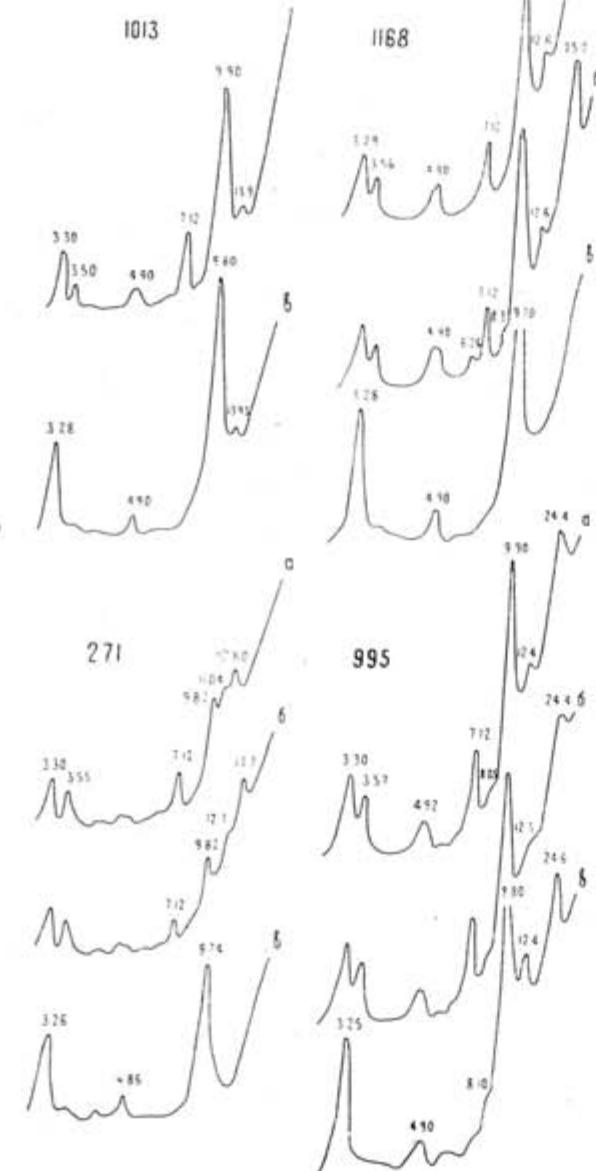
4. Биотит-вермикулитовый (Б-В) неупорядоченный тип имеет  $d/p$  (001) B/(001) В = 10,5—13,5  $\text{\AA}$  в природном и с глицерином; 9,8—10  $\text{\AA}$  в прокаленном образцах.

5. Биотит-вермикулитовый (Б-В) тип, упорядоченный по мотиву АВАВ определяется на дифрактограммах воздушно-сухих препаратов и

насыщенных глицерином базальными рефлексами с теми же значениями  $d/p$ , как и у третьего типа. Однако, в отличие от последнего он имеет при нагреве рефлексы, совпадающие с базальными рефлексами гидрослюды (рис. 2; обр. 1168).

Помимо фазового состава глинистой фракции, производилась оценка количественного содержания глинистых минералов, которую было удобно выполнить при помощи массовых дифрактограмм, снятых в строго стандартных условиях. Известно, что количественная оценка глинистых

минералов связана с рядом трудностей, поскольку многие факторы влияют на дифракцию рентгеновских лучей: размеры частиц, степень их ориентации и кристалличности, покрытие поверхностей кристаллитов аморфными веществами, вариации коэффициента массового поглощения, структурные дефекты минералов, способы приготовления препаратов, стабильность условий съемки и т. п. Однако, несмотря на это, работы Z. Schultz (1960), H. W. Van der Marel (1960, 1961), Bjscave (1964) и др. а также наши специальные опыты показывают возможность



В химическом составе фракции  $<0,001$  мм современных осадков можно отметить повышенные количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$ , а также сходство его с составом четвертичных глин по всем другим компонентам (табл. 1).

#### Распределение глинистых минералов в верхнем слое современных осадков по площади бассейна

По данным количественного рентгенографического анализа изучены содержания глинистых минералов во фракции  $<0,001$  мм, выполненного М. Б. Хеировым, (76 проб современных осадков и 27 проб ледниковых и позднеледниковых отложений\*, а также почв и четвертичных пород водосбора), составлены схемы распределения гидрослюды, монтмориллонита, каолинита, хлорита, вермикулита и смешаннослоистых минералов.

**Гидрослюда.** Гидрослюда является наиболее распространенным глинистым минералом современных осадков Балтийского моря. Во фракции  $<0,001$  мм она обычно составляет 60—70% и нередко достигает 75—80%. Более правильную картину пространственного ее распределения дает пересчет относительных содержаний на абсолютные количества с учетом процента тонкопелитовой фракции. Из рис. 4 видно, что повышенных значений ( $>300$  мг в 1 см<sup>3</sup> фр.  $<0,001$  мм) абсолютные массы гидрослюд достигают в центральных частях впадин Центральной и Северной Балтики, Рижского и Финского заливов. При этом максимальные содержания минерала установлены в районах, прилегающих к Фенноскандии; в горловине Финского залива оно достигает 645 мг/см<sup>3</sup>. Большие массы гидрослюд поступают также с выносами Невы и Даугавы. В соответствии со схемой течений гидрослюда переносится преимущественно из северных районов на юг — в Эландскую и Готландскую котловины. В зоне конвергенции, охватывающей северную часть Гданьской и южную часть Готландской впадин, выделены три участка повышенных концентраций гидрослюды, образованных выносами Вислы, Немана и продуктами абразии берега и подводного цоколя Самбийского полуострова. Осадки Арконской, Борнхольмской и южной части Гданьской впадин обеднены гидрослюдой, что связано с их большей грубозернистостью и с разбавляющим влиянием других глинистых минералов.

Источником гидрослюды являются самые разнообразные породы водосбора и дна моря. Этот минерал доминирует в осадочных формациях, начиная с кембрия и кончая меловыми отложениями. В составе фракции  $<0,001$  мм девонских и юрских глин, она нередко составляет 80—90%. В четвертичных отложениях суши и дна Балтийского моря по нашим данным (27 проб) гидрослюда содержится во фракции  $<0,001$  мм морен в количестве 65—75%. Наконец, гидрослюда является важнейшим элементом профиля подзолистых почв, имеющих широкое развитие на водосборной площади. Не случайно, что максимумы гидрослюды падают на районы моря, прилегающие к Фенноскандии. Хороший промывной режим опесчаненных подзолов Балтийского щита способствует выносу диспергированных и хорошо транспортабельных гидрослюдистых частиц за пределы почвенного профиля и перемещению их реками в море.

**Монтмориллонит.** Для большей части акватории Балтики характерны низкие концентрации монтмориллонита или его отсутствие в осадках (рис. 5). Характерно, что он не накапливается в наиболее глу-

бокой Ландсортской впадине. Монтмориллонит практически отсутствует и в осадках северного и северо-западного районов моря, прилегающих к области распространения нижнепалеозойских и, особенно, докембрийских кристаллических пород. В частности, монтмориллонит не может поступать за счет размыва пород силура и ордовика, поскольку глинистая их часть сложена гидрослюдой, хлоритом и каолинитом, а прослои метабентонитов, заключенные в этих породах, представлены исключительно смешаннослоистыми минералами слюда-монтмориллонитового типа (Ратеев, Градусов, 1970).

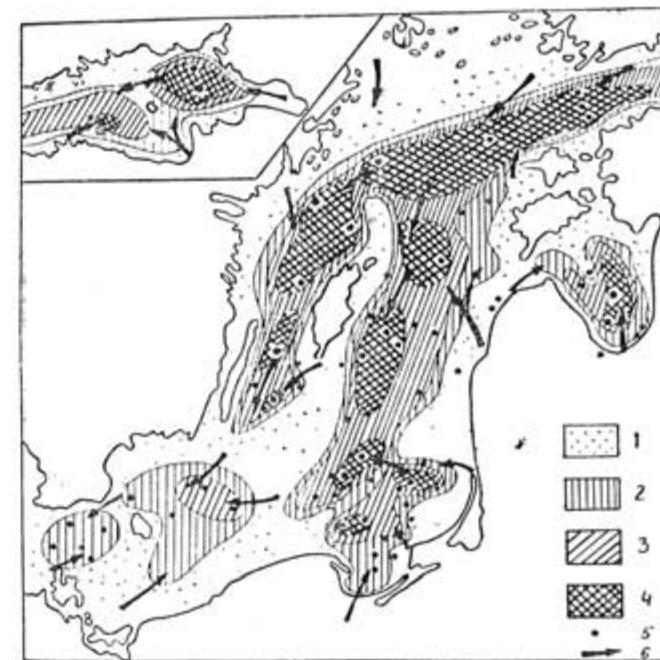


Рис. 4. Схема распределения гидрослюды во фракции  $<0,001$  мм современных осадков (слой 0—10 см) — в мг на 1 см<sup>3</sup> данной фракции.

1 —  $<100$ ; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 —  $>300$ . Для рис. 4—8; 5 — место отбора изученных проб; 6 — направление поступления и разноса минералов.

Заметные содержания монтмориллонита в осадках установлены в Готландской и Гданьской впадинах. Наиболее значительно этот минерал концентрируется в северной части Гданьской котловины (до 232 мг/см<sup>3</sup>), что связано, вероятно, с поступлением его за счет размыва третичных пород, слагающих клиф и подводный склон Самбийского полуострова. В третичных глинах западной Прибалтики во фракции  $<0,002$  мм содержится, например, 30—100% монтмориллонита (Seibold, 1965; Tank, 1963). Другим источником этого минерала являются четвертичные отложения, развитые на третичных и мезозойских породах. В моренах Самбийского полуострова, тонкозернистая часть которых сложена материалом ледниковой эрозии пород Сг+Pg, нами установлено 10—15% монтмориллонита.

Расположение пятен максимальных ( $>50$  мг/см<sup>3</sup>) содержаний монтмориллонита в Гданьской и южной части Готландской впадин обнаруживает связь с направлением течений этого района. В соответствии со

\* Пробы получены в экспедициях АОИОАН на и/с «Профессор Добринин».

схемой течений (рис. 1) монтмориллонит в составе тонкодисперсного материала переносится от Самбийского полуострова на запад и северо-запад и частично проникает в северную часть Готландской впадины, где и накапливается в зоне максимальных глубин (до 53—60 м/см<sup>3</sup>). В этот район монтмориллонит, вероятно, поступает также с восточного побережья, где в береговых обрывах и подводном склоне интенсивно абрадируются четвертичные ленточные глины. В последних установлено до 15% монтмориллонита в составе тонкопелитовой фракции. Из этого района монтмориллонит транспортируется вдольбереговым течением и



Рис. 5. Схема распределения монтмориллонита во фракции <0,001 мм современных осадков — в мг на 1 см<sup>3</sup> данной фракции.  
1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — >50.

на север, где накапливается (до 21 мг/см<sup>3</sup>) в алевритах прибрежной зоны у входа в Ирбенский пролив.

Локальные накопления монтмориллонита отмечены в центральных частях Арконской, Борнхольмской впадин и Рижского залива, где они коррелируются с максимальными содержаниями в осадках тонкопелитовой фракции.

Распределение монтмориллонита в осадках Балтики, как видим, обнаруживает приуроченность его к аллотигенному глинистому материалу, поступающему с суши при размыве мезозойских, палеогеновых и покрывающих их четвертичных отложений. Как наиболее дисперсный минерал, монтмориллонит накапливается в осадках Центральных частей впадин — в халистатических зонах. Но в то же время он концентрируется непосредственно вблизи мощного источника поступления — Самбийского полуострова. Эта аномалия связана либо с тем, что монтмориллонит поступает в бассейн в виде комочеков (агрегатов) более крупной размерности, чем дискретные частицы, которые образуются при размыве

монтмориллонитовых пород, либо эти агрегаты возникают в самом бассейне. Так или иначе наличие зоны конвергенции к северу от полуострова способствует удержанию и осаждению глинистых агрегатов с повышенной гидравлической крупностью вблизи источника поступления.

Из нашей схемы локализации монтмориллонита также следует, вопреки мнению Зайболда (Seibold, 1965), что транспортировка этого минерала глубинными водами из Северного моря если и имеет место, то в крайне незначительном объеме и ограничивается южной частью моря. Во всяком случае монтмориллонит с юга не проникает дальше Готландской котловины.



Рис. 6. Схема распределения каолинита во фракции <0,001 мм современных осадков — в мг на 1 см<sup>3</sup> данной фракции.  
1 — <50; 2 — 50—100; 3 — 100—150; 4 — >150.

**Каолинит.** Каолинит — постоянный и существенный компонент глинистой фракции осадков. Содержание его в абсолютных количествах фракции <0,001 мм часто достигает 150—200 мг/см<sup>3</sup> (рис. 6). Каолинит наиболее характерен для осадков северо-западной части моря. Пятна повышенных концентраций этого минерала (>150 мг/см<sup>3</sup>) как бы следуют вдоль трассы сильного выходного течения, с двух сторон огибающего о. Готланд, и прижимаются ближе к периферии области распространения глинистых осадков. Такое поведение каолинита вполне объяснимо, если учитывать, что данный минерал отличается более крупными размерами частиц среди других глинистых минералов (Ратеев, 1964). Однако, в остальных районах моря тяготение каолинита к осадкам периферийной части впадин не устанавливается. Очевидно это связано с концентрацией его в более грубых пелитовых фракциях. Обеднение каолинитом осадков юго-восточной Балтики связано в значительной степени с геологическим фактором. Основной источник поступления

глинистых минералов — четвертичные отложения этого района, отличаются невысокими содержаниями каолинита (10—15%). Исключение составляют морены, развитые по красноцветным девонским толщам. Содержание каолинита во фракции <0,001 мм девонских глин Литвы достигает 30% (Микайла, 1966), а красно-бурых морен Латвии — 25%.

В западном и северо-западном районах Балтики, прилегающих к Фенноскандии, четвертичные суглинки и глины, обнажающиеся на дне моря, содержат 25—35% каолинита. Каолинит в эти районы, вероятно, поступал из размытой ныне древней (третичной) коры выветривания

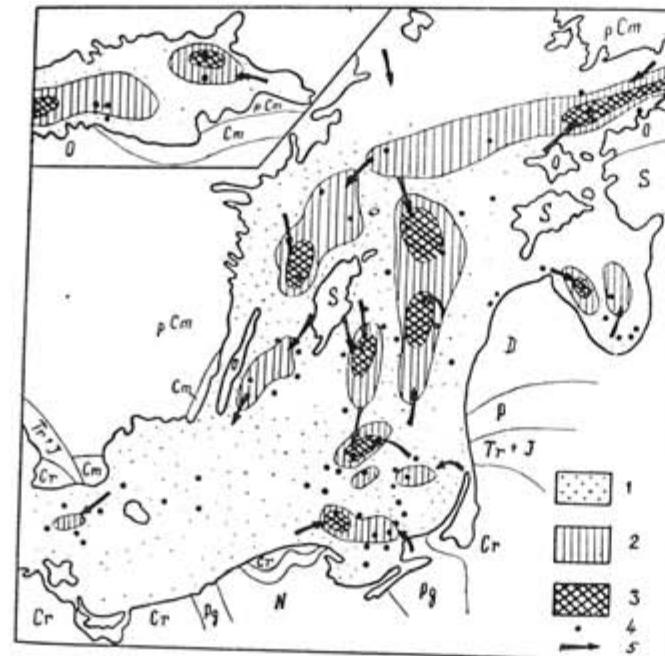


Рис. 7. Схема распределения хлорита во фракции <0,001 мм современных осадков — в мг на 1 см<sup>3</sup> данной фракции.  
1 — <10; 2 — 10—20; 3 — >20.

кристаллических пород фундамента.

Все это свидетельствует о том, что весь каолинит в осадках Балтики является аллохтонным минералом, многократно переотложенным из разновозрастных формаций. Распределение каолинита по площади дна контролируется его содержанием в эродируемых породах и гидродинамическими факторами.

**Хлорит.** Хлорит в большинстве районов моря в тонкопелитовой фракции осадков содержится в незначительных количествах. Относительно повышенная концентрация этого минерала в абсолютных массах (рис. 7) наблюдается в центре Готландской впадины (до 53 мг/см<sup>3</sup>), в Финском заливе (до 40 мг/см<sup>3</sup>), в районах вокруг о. Готланд (до 32—37 мг/см<sup>3</sup>). Распределение абсолютных масс хлорита в общем соответствует распределению гидрослюды. Отмечается вполне отчетливая связь хлорита с выносами Невы и продуктами абразии морен Фенноскандии и прилегающей части дна моря. Вообще же в плейстоценовых отложениях содержание хлорита примерно постоянно и составляет 5—10%.

Таким образом, связь хлорита с аллотигенным материалом достаточно наглядна. Интересно, что пятна повышенных его содержаний примыкают к областям распространения глинисто-карбонатных пород силу-ардовика (0+S; рис. 7). На связь хлорита с карбонатными породами Эстонии указывает и К. Утсал (Utsal, 1969).

**Вермикулит.** Вермикулит, как уже отмечалось выше, установлен в некоторых пробах донных осадков Балтийского моря. Заметное содержание вермикулита во фракции <0,001 мм имеет строго локальное распространение. Он встречается в осадках южной части моря (рис. 8) — Арконской, Борихольмской и Гданьской впадинах. В южном секторе Гданьской котловины во фракции <0,001 мм двух проб он составляет около 20%, что в абсолютных количествах соответствует 64—75 мг/см<sup>3</sup>.



Рис. 8. Схема распределения вермикулита во фракции <0,001 мм современных осадков — в мг на 1 см<sup>3</sup> данной фракции.  
1 — <10; 2 — 10—20; 3 — >20.

Впадины: Ап — Арконская; Б — Борихольмская; Гд — Гданьская; Гт — Готландская; Э — Эландская; Л — Ландсортская, СБ — Северо-Балтийская.

Здесь сказывается несомненное влияние Вислы, в аллювии (фракция 0,002 мм) которой установлено до 50% разбухающих минералов (Seibold, 1965). В других южных впадинах содержание вермикулита порядка 5—15% (до 25—30 мг/см<sup>3</sup>). Вермикулит чаще всего является продуктом трансформации биотита. Преобразование последнего может происходить как при почвообразовании в процессе формирования некоторых типов почв, так и при седиментации и диагенезе.

По нашим данным в образце почвы из Западной Литвы эти минералы содержатся в количестве до 25%.

По данным Милло (Millot, 1964) в профиле некоторых типов почв Германии содержание вермикулита и смешанных слойных гидрослюд —

вермикулит и хлорит-вермикулит возрастает снизу вверх от 0 до 60–100%, а содержание гидрослюды и хлорита уменьшается до нуля.

**Смешанные минералы.** В современных осадках Балтии обнаружены пять типов смешанно-слойных образований: 1 — гидрослюда-монтмориллонитовый (Г-М) неупорядоченный, 2—3 — гидрослюдохлоритовые неупорядоченные и упорядоченные и 4—5 — биотит-вермикулитовые неупорядоченные и упорядоченные. Эти минералы характерны, главным образом, для Гданьской впадины, в осадках которой они нередко составляют в сумме 15–35% тонкопелитовой фракции. В остальных районах обнаруживаются лишь локальных пятна их распространения. В распределении типов смешанно-слойных минералов обнаруживается некоторая зональность. Биотит-вермикулитовые минералы концентрируются в осадках южной и юго-восточной частей моря (рис. 9) и особенно в Гданьской впадине, где их содержание достигает 86 мг/см<sup>3</sup> во фракции <0,001 мм. К северу они нигде более не встречены.

В более северных районах преобладающим является биотит-хлорит, концентрирующийся в зоне конвергенции (по периферии области распространения вермикулитовых минералов), а также в центральных частях Готландской (до 110 мг/см<sup>3</sup>) и Ландсортской котловин и местами в Рижском и Финском заливах. Для западных районов распространения биотит-хлорита местами характерно незначительное присутствие в осадках и гидрослюда-монтмориллонитового минерала (до 33 мг/см<sup>3</sup>). Характерно, что подобная зональность отмечается и для эродируемых четвертичных морен, в которых установлены аналогичные смешаннослойные минералы.

### Обсуждение результатов

Комплекс глинистых минералов современных осадков, почти не затронутых еще процессами диагенеза, весьма близок к таковому четвертичных глин (обнажающихся на дне моря), моренных глин и почв побережья. Это сходство проявляется как в наборе минералов, так и в количественном соотношении последних.

Изучение пространственного распределения глинистых минералов по площади бассейна вскрывает влияние локальных областей поступления тех или иных минералов. Роль этих областей размыта в сочетании с гидродинамикой достаточно отчетливо показана на примере распределения монтмориллонита, вермикулита, смешаннослойных и других минералов. Все это представляется закономерным для гумидного типа морского литогенеза, где решающим фактором глинообразования является не только факторы осадконакопления — климат и рельеф, значительная интенсивность денудации суши (континентальный сток), но и мелководность бассейна и весьма активная гидродинамика (разнос течениями, абразия дна и берегов) и т. п.

Однако, следует подчеркнуть, что изучение комплекса глинистых минералов тонкопелитовой фракции верхнего слоя осадков и их распределение по площади бассейна является лишь начальным этапом. Именно такие исследования, с нашей точки зрения, служат первой надежной основой выявления реальных признаков аутигенного глинообразования.

В формировании глинистых осадков Балтийского моря аутигенные процессы, вероятно, могут иметь место в следующих случаях. Аутигенные могут быть часть гидрослюд, хлорита, вермикулита и смешаннослойных минералов. Но эти минералы широко распространены и в поч-

вах скандинавии. Так, например, образование почвенного вермикулита и смешаннослойного минерала типа биотита-вермикулита описано Гилемом (Gijems, 1969) в Норвегии. Кроме этих минералов в бурых почвах Норвегии отмечены три- и диоктаэдрические разности иллитов и хлоритов.

Образование смешаннослойных минералов с биотит-вермикулитовыми пакетами за счет трансформации триоктаэдрической гидрослюды описано Б. П. Градусовым и В. О. Таргульяном (1962) в горных подзолистых Al-Fe-гумусовых почвах Восточного Саяна. В примитивной



Рис. 9. Распространение смешаннослойных минералов во фракции <0,001 мм современных осадков.

1 — биотит-вермикулит (для знака 4-Б-В); 2 — гидрослюд — хлорит (Г-Х); 3 — гидрослюд — монтмориллонит (Г-М); 4 — смешаннослойные минералы в почвах и моренах.

почве, развитой на сланцах Карелии, Б. П. Градусовым (1971) обнаружено упорядоченное смешаннослойное образование гидрослюд-монтмориллонитового типа.

При наличии столь разнообразных смешаннослойных минералов в почвах водосбора и четвертичных отложениях, вывод об аутигенности всех смешаннослойных образований, найденных в зоне седиментации Балтики, не может быть однозначен. Аргументация аутигенности должна учитывать тонкие структурные различия, которые могут быть обнаружены при сравнении родоначальных смешаннослойных минералов водосбора с их морскими седиментационными аналогами. В зоне морской седиментации направление трансформаций и преобразований конечно будет иное. Так, смешаннослойные типы Г-М, Г-Х и В-Х, вероятно, могут регенерироваться в аутигенные гидрослюды и хлориты или увеличивать в своей структуре число пакетов, соответствующих этим минералам. Монтмориллонит мог бы при благоприятных условиях преобразовываться в смешаннослойный типа монтмориллонит-гидрослюд или даже в вермикулит, как промежуточных продукт аутигенных триоктаэдрических гидрослюд.

Вопросы регенерации гидрослюд в нормально-морской среде затронутые, в свое время, Ерощевым-Шак (1961) для Атлантического океана, остаются пока нерешенными и для Балтики.

Не решен вопрос о том, способно ли обилие органического вещества в морских условиях вызвать образование аутигенного каолинита, как это полагает Милло (Millot, 1964). Накопление смешаннослоистых минералов в илах Гданьской котловины возможно связано с высокими скоростями седиментации, близостью источников сноса, в силу чего эти минералы не успевают агридирировать до более устойчивых компонентов. В то же время в глубоких впадинах (Готландской и Ландсортской) при низких темпах осадконакопления и условиях стагнации наддонной воды смешаннослоистые минералы возможно консервируются или образуются вновь по слоистым силикатам. Однако, все эти вопросы аутигенного глинообразования не могут оставаться гипотезами, а должны при дальнейших исследованиях подкрепляться политипией минералов, выявлением структурных связей с родоначальными минералами и т. п. Особый интерес представляет сопоставление смешаннослоистых минералов зоны седиментации и водосбора по соотношению в них структурных пакетов, мотивы переслаивания, степени упорядоченности и т. п. на основе метода прямого преобразования Фурье. Только подобные доказательства могут являться достаточным основанием оценки роли аутигенного глинообразования в гумидном литогенезе.

Таблица I

Химический состав фракции <0,001 мм верхнего слоя современных осадков Балтийского моря

| Компоненты                     | Современные осадки        |                     |                       |                       | Четвертичные глины |
|--------------------------------|---------------------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------|
|                                | ст. 271<br>гор. 0—3<br>см | ст. 274<br>гор. 0—2 | ст. 1534<br>гор. 0—10 | ст. 1565<br>гор. 0—25 |                    |
| SiO <sub>2</sub>               | 47,97                     | 50,29               | 51,19                 | 48,65                 | 49,42              |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,72                      | 0,76                | 1,07                  | 0,81                  | 1,09               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,18                     | 18,04               | 18,88                 | 18,94                 | 19,76              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,68                      | 3,83                | 5,60                  | 5,14                  | 6,36               |
| FeO                            | 2,85                      | 4,73                | 4,02                  | 4,79                  | 3,66               |
| MnO                            | —                         | —                   | —                     | —                     | —                  |
| CaO                            | 0,85                      | 1,14                | 1,64                  | 1,17                  | 1,43               |
| MgO                            | 3,98                      | 3,78                | 4,42                  | 3,73                  | 3,97               |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,82                      | 0,40                | 0,63                  | 1,24                  | 1,23               |
| K <sub>2</sub> O               | 4,08                      | 4,55                | 4,62                  | 4,92                  | 4,71               |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 6,66                      | 6,99                | 5,06                  | 6,74                  | 5,09               |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 5,21                      | 5,49                | 2,87                  | 3,94                  | 3,28               |
| Сумма                          | 100,00                    | 100,00              | 100,00                | 100,00                | 100,00             |

#### ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И.: 1972. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат канд. дисс.
- ГОРБУНОВ Н. И.: 1963. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, М.
- ГРАДУСОВ Б. П., ТАРГУЛЬЯН В. О.: 1962. Минералы илистой фракции в почвах, развитых на изверженных породах Восточного Саяна. Почвоведение, № 11.
- ГРАДУСОВ Б. П.: 1971. Рентгеноструктурные методы изучения смешаннослоистых минералов. Почвоведение, № 2.
- ЕРОЩЕВ-ШАК В. А.: 1961. Иллит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 4.

- КРЫГОВСКИЙ Б.: 1966. Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши. «Соврем. и четверт. литогенез», «Наука», М.
- МИКАЙЛА В. В.: 1966. Вещественный состав и образование месторождений девонских глин Литвы. В кн. «Литология и геол. пол. ископ. Южной Прибалтики», Вильнюс.
- РАТЕЕВ М. А.: 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. «Наука», М.
- РАТЕЕВ М. А., ГОРБУНОВА З. Н., ЛИСИЦЫН А. П., НОСОВ Г. И.: 1966. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. «Литология и полезные ископаемые», № 3.
- РАТЕЕВ М. А., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М., ХЕИРОВ М. Б.: 1966. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря. «Литология и полезные ископаемые», № 4.
- РАТЕЕВ М. А., ГРАДУСОВ Б. П.: 1970. Структурный ряд смешаннослоистых образований из метабентонитов силура-ордовика Прибалтики. Докл. АН СССР, т. 194, № 5.
- СТРАХОВ Н. М.: 1962. Основы теории литогенеза. т. I. Изд. АН СССР. Физико-географический атлас мира. М. 1964.
- ЧЕРНОВСКАЯ Е. Н. и др.: 1965. Гидрохимический режим Балтийского моря. Гидрометеоиздат, Л.
- BISCAYE P. E.: 1964. Mineralogy and Sedimentation of the deepsea sediments fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent Seas and oceans.—Geochem. Tech. Report, v. 8.
- GIEMS O. D. D.: 1969. X-ray analyses of clay minerals in brown earth profiles on two different marlaine types in Hardanger West Norway.—Proceedings Intern, Clay Conference, Tokyo.
- GRIFFIN J., WINDOM H., GOLDBERG E.: 1968. The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep Sea Res., v. 15.
- GRIM R. E.: 1953. Clay Mineralogy. London.
- MILLOT G.: 1964. Geologie des Argiles. Paris.
- SCHULZ L. G.: 1960. Quantitative X-ray determinations of some aluminous clay minerals in rocks, Proc. 7-th Nta. Confer. clays and clay minerals. London.
- SEIBOLD E.: 1965. Der Große Belt in seiner Bedeutung für die rezenten sedimente der Ostsee „Baltica“, 2, Vilnius.
- SUDO T., OINUMA K., KOBAYASHI: 1961. Mineralogical problems concerning clay mineral analysis of sedimentary rocks Acta Univ. Carolinae, Praha.
- TANK R. W.: 1963. Clay mineralogy of some Lower Tertiary (Paleogene) Sediments from Denmark. Denmarks Geol. Unders. 4. Reihe, Bd. 4, 9.
- UTSAL K.: 1969. Eestis leiduvatest savimineraalidest, Tallin.
- VAN DER MAREL H. W.: 1961. Quantitative analysis of the clay separate of soils. Acta Univ. Carolinae. Geol. Suppl.

Поступило: 8.10.1972

#### TONMINERALIEN UND IHRE LOKALISIERUNG IM OBEREN SCHICHT VON REZENTEN SEDIMENTEN DER OSTSEE

von

A. I. BLASCHTSCHISCHIN, M. A. RATEEV, M. B. CHEIROV

#### ZUSAMMENFASSUNG

In einer Tonfraction <0,001 mm von rezenten Sedimenten der Ostsee wurden nach den Angaben der Röntgenographie Illit, Kaolinit, Montmorillonit, Vermiculit und "mixed-layer" Mineralien Illit-Montmorillonit, Illit-Chlorit, Biotit-Vermiculit festgestellt.

Am meisten ist der Illit (bis zu 500—700 mg/cm<sup>3</sup>) bis zu 70—80% verbreitet. Der Montmorillonit konzentriert sich hauptsächlich im nördlichen Teil der Gdansker Depression, in der Quantität bis zu 230 mg/cm<sup>3</sup> (35%), wohin er als Erosionsprodukt der tertiären Ablagerungen von der samländischen Halbinsel kommt. Der Kaolinitgehalt reicht bis zu 200 mg/cm<sup>3</sup> (25—30%). Der Chlorit ist in den meisten Proben zu finden, aber in der Regel in einer geringen Menge.

Der Vermiculit und "mixed-layer" Mineralien sind in mehr beträchtlicher Menge in den südlichen Bereichen des Meeres anwesend, wo der Einfluss der Abtragung durch Flusse (insbesonders durch die Wisla) von rezenten Bodenbildungsprodukten am meisten zu spüren ist.

Die Assoziationen der Tonmineralien in den Sedimenten der Ostsee werden hauptsächlich aus den Erosionsprodukten der glazialen Ablagerungen gebildet, die sich durch die einförmige Zusammensetzung auszeichnen, die derselben in den rezenten Sedimenten ähnlich ist.

Die regionalen Unterschiede sind durch den Einfluss der Nährprovinzen und Besonderheiten des Transports, der Verbreitung und der Differenzierung der Sedimentsubstanz im Meeresbecken bedingt.

In den halistatischen Zonen des Beckens werden Mineralien von minimaler hydraulischer Grösse (Illit und teilweise Montmorillonit) angesammelt, während der Kaolinit in den randlichen Beckenteilen zu finden ist.

Die überwiegende Anhäufung von Montmorillonit, Vermiculit und "mixed-layer" — Bildungen im südlichen Teil der Becken in den Sedimenten der Gdansker Depression ist allem Anschein nach durch ihren Transport in Aggregatform, die Neuablagerung der lithifizierten Tone, hohe Sedimentationsgeschwindigkeiten im gegebenen Raum und das Vorhandensein einer Konvergenzzone erklärt. Ausser diesem Raum sammelt sich der Montmorillonit wesentlich nur im Zentrum des Gotländischen Beckens an, während er in den Sedimenten der nördlicheren Gebiete gewöhnlich zum Vorschein nicht kommt. Er wird aber zum Zentralteil der Ostsee nicht mit dem Salzwasser aus der Tiefe der Nordsee, wie es Seibold meint (1965), sondern aus den naheliegenden Erosionsgebieten der Ostküste, von der samländischen Halbinsel und des Raums zwischen Liepaja und Ventspils gebracht.

Auf solche Weise wird festgestellt, dass die Tonmineralien im den Sedimenten der Ostsee hauptsächlich von alltigener Herkunft sind. Das ist auf die verhältnismassige Seichtheit der Ostsee, intensive Hydrodynamik von Gewässern, beträchtliche Rolle der Boden- und Uferabrasion der quartären und anderen Ablagerungen bei der Bildung der rezenten Tonsedimente zurückzuführen. Gleichzeitig ist es nicht ausgeschlossen, dass irgendein Teil von Tonmineralien unmittelbar im Meeresbecken bei der Umbildung der alltigen Tonaggregate synthetisiert wird. Der Illit und Chlorit können zum Teil autigen sein, als Ergebnis der Umwandlung von Vermiculit oder "mixed-layer" — Mineralien im Prozess der langdauernden Transports im Becken oder am Anfang der Lithifikation der Sedimente.

## БАЛАНС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И СКОРОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ (по данным изучения взвеси)

O. C. ПУСТЕЛЬНИКОВ, Вильнюс

Процессы современного осадконакопления являются объектом пристального внимания исследователей в течение последних десятилетий. Они рассматриваются преимущественно с точки зрения наблюдений за вещественно-генетическим составом современной толщи осадков с привлечением данных по литодинамике, гидрологии, биологии, химии моря и др. О современной седиментации судят, в основном, по наблюдениям за осадками, как конечному ее продукту. Для Балтийского моря эти вопросы рассматривались А. И. Блажчишиным (1972).

Возможность успешного решения названной проблемы другим путем — по данным изучения взвешенного материала (взвеси) — на примере Индийского океана была доказана А. П. Лисицыным (1964). Такая возможность обусловила постановку задач настоящей работы. Она основана многочисленными наблюдениями за распределением и составом взвешенного осадочного материала в толще вод Балтийского моря. Статья является продолжением и обобщением ряда работ, посвященных отдельным звеньям этих наблюдений (Пустельников, 1969; Якубович и др., 1972; Емельянов, 1974; Пустельников, 1974, 1975; Блажчишин, Пустельников, 1976).

Материалом для работы послужили пробы взвеси, собранные на и/с «Профessor Добрынин» в 1965—74 г.г.<sup>1</sup>; а также в экспедиции по изучению твердых выносов рек советского побережья Балтийского моря в ноябре 1972 г. Пробы изучены в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. В основу статьи легли данные по 980 пробам взвеси, полученным с 480 станций, из которых 209 — изучено микроскопическим, 57 — электронномикроскопическим, 80 — дифрактометрическим и 870 проб — химическим (определения  $\text{Ca}_{\text{org}}$ ,  $\text{SiO}_2$  аморф, Fe, Ti, Al и Mn)<sup>2</sup> методами.

При изучении вышеизложенного материала применялись методики, используемые в настоящее время в практике океанологических исследований. Их описание дается в ряде упомянутых работ.

<sup>1</sup> Кроме автора, в сборе материала на различных этапах принимали участие Е. М. Емельянов, А. И. Блажчишин, А. Н. Максимов, В. Н. Солодухин и др. сотрудники лаборатории геологии Атлантики:

<sup>2</sup> Определения  $\text{Ca}_{\text{org}}$ ,  $\text{SiO}_2$ , Fe, Ti, Al, Mn и др. выполнены химиками-аналитиками И. М. Урбанович, М. С. Мурашко, Н. Б. Власенко, а также сотрудниками химфака ВГУ Р. Юриевичюсом, И. Блажисом и др. Всем вышеназванным товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

Перейдем к характеристике исходных данных, необходимых для расчета баланса взвешенного осадочного материала.

Концентрация взвеси в толще вод Балтийского моря по данным весовых определений в среднем составляет 3 мг/л (Пустельников, 1969, 1974). При объеме Балтийского моря в 20,5 тыс. км<sup>3</sup> (Микульски, 1970), общее количество взвешенного осадочного материала в нем равно 61,5 млн. т. Этот материал состоит из 28 млн. т терригенной и 33,5 млн. т биогенной взвеси (Пустельников, 1975; Блажчишин, Пустельников, 1976).

Источниками его поступления являются речной сток, водообмен с Северным морем, абразия берегов и эрозия дна, а также продуцирование этого материала организмами непосредственно в море.

Ежегодный речной сток в Балтийское море равен 444 км<sup>3</sup> (Микульски, 1970). По нашим данным, средняя концентрация взвешенного осадочного материала в водах этих рек составляет 14 мг/л. Таким образом, ежегодное его поступление в море с речным стоком составляет 6,3 млн. т. Взвесь рек сложена терригенным (74,5%) и биогенным (25,5%) материалом.

Для расчета элементов обмена взвешенным осадочным материалом между Балтийским и Северным морями использованы данные наших наблюдений за составом взвеси в юго-западной части Балтийского моря, в Датских проливах и в восточной части Северного моря (табл. 1).

Таблица 1  
Обмен взвешенным осадочным материалом между Балтийским и Северным морями.

| Наименование обмена | Водообмен, км <sup>3</sup><br>(по Федосову, Зайцеву, 1960) | Концентрация обменной взвеси, мг/л | В том числе:             |  | Сумма | Приход | Расход |
|---------------------|--|------------------------------------|--------------------------|--|-------|--------|--------|
|                     |  |                                    | Биогенный материал, мг/л | Терригенный материал <sup>1</sup> , мг/л |       |        |        |
| Из Северного моря   | 465  | 1,4                                | 0,6                      | 0,8                                      |       |        |        |
| Из Балтийского моря | 930  | 2,1                                | 2,0                      | 0,1                                      |       |        |        |
|                     |  |                                    |                          |  | 6,3   | 38,2   | 217,3  |

<sup>1</sup> Для дальнейших расчетов принимается абразионно-эрзационное происхождение обменного терригенного материала.

Абсолютные массы обменного осадочного вещества, полученные в результате упомянутых наблюдений, равны: поступление — 0,7 млн. т., расход — 2 млн. т.

Элементы баланса биогенного материала определены путем расчетов (по литературным данным) его продуцирования и нашим наблюдениям за трансформацией этого материала при опускании его от поверхности моря на дно (Пустельников, 1975). Упомянутые определения необходимы и для выяснения роли биогенной седиментации.

Распределение и абсолютные массы взвеси в Балтийском море рассматриваются как результат динамического геохимического равновесия между ежегодным поступлением и расходом взвешенного осадочного материала. Последний включает следующие статьи: растворение и минерализация, водообмен с Северным морем и осаждение на дно.

Вышеизложенные данные позволяют приступить к рассмотрению элементов баланса взвешенного осадочного вещества (табл. 2).

1. Поступление терригенного материала. Он поступает в Балтийское море с речным стоком, путем водообмена из Северного моря и в результате абразии берегов и эрозии дна.

По нашим данным, с речным стоком в море ежегодно поставляется 4,8 млн. т терригенного материала. В его составе явно преобладают фракции <0,05 мм (96,6%). Более грубый материал составляет лишь 3,4%.

Таблица 2

Элементы баланса взвешенного осадочного материала Балтийского моря, млн. т в год.

| Состав взвеси         | Элементы баланса |                              |                               |                           |        |                             |                        |                  |
|-----------------------|------------------|------------------------------|-------------------------------|---------------------------|--------|-----------------------------|------------------------|------------------|
|                       | Приход           |                              |                               |                           | Расход |                             |                        |                  |
|                       | речной сток      | абразия берегов и эрозия дна | поступление из Северного моря | продуцируется организмами | Сумма  | растворение и минерализация | вынос: в Северное море | осаждение на дно |
| Терригенный материал. | 4,8              | 37,9                         | 0,4                           | —                         | 43,1   | —                           | 0,1                    | 43,0             |
| Биогенный материал.   | 1,5              | 0,3                          | 0,3                           | 172,1                     | 174,2  | 169,6                       | 1,9                    | 2,7              |
| ВСЕГО:                | 6,3              | 38,2                         | 0,7                           | 172,1                     | 217,3  | 169,6                       | 2,0                    | 45,7             |
|                       |                  |                              |                               |                           |        |                             |                        | 217,3            |

Путем водообмена терригенный материал поступает в Балтийское море в количестве 0,4 млн. т. Он сложен частицами фракций <0,05 мм.

Вычитая материал речного стока и водообмена из общего его количества в толще вод моря, получаем абсолютные массы терригенного материала абразионно-эрзационного происхождения. Они составляют 22,8 млн. т. Эти массы сложены, в основном, частицами фракций <0,05 мм (91%).

Алевритовый и песчаный материал (9% или 2,1 млн. т) методами изучения взвеси охватывается лишь частично. Он перемещается в результате гидродинамического воздействия волн и течений преимущественно на расстоянии до 1 м от дна, где (на данном этапе исследований) практически не подвержен опробованию. Для учета всего количества этого материала нами использованы результаты подсчетов по литодинамическим наблюдениям (Блажчишин, Шуйский, 1973). По данным этих наблюдений количество материала фракций >0,05 мм составляет 15,1 млн. т.

Таким образом, поступление осадочного материала в море в результате абразии берегов и эрозии дна равно 37,9 млн. т. Максимальные его количества сносятся с юго-восточного побережья моря. Здесь преобладают легко размываемые, рыхлые третичные и четвертичные породы (пески, супеси, суглинки и др.).

Суммарное поступление терригенного материала по вышеприведенным расчетам составляет 43,1 млн. т., а в пересчете на единицу площади дна — 112 т/км<sup>2</sup>.

2. Поступление биогенного материала. Среднегодовая первичная продукция органического вещества в водах Балтийского моря равна 300 гС/м<sup>2</sup> или 115,7 млн. т. Поступление аморфного кремнезема, подсчитанное по отношению SiO<sub>2</sub> аморф/C<sub>орг.</sub>, составляет соответственно 149,2 г SiO<sub>2</sub>/м<sup>2</sup> или 56,4 млн. т. Как известно, органическое вещество и аморфный кремнезем являются основными компонентами биогенного взвешенного материала. Годовое их поступление в море составляет 449,2 г/м<sup>2</sup> или 172,1 млн. т. (Блажчишин, Пустельников, 1976).

Таблица 3

Годовые модули поступления и аккумуляции осадочного материала в Балтийском море

| Тип аккумуляции               | Поступление |   | Аккумуляция |   |                         |
|-------------------------------|-------------|---|-------------|---|-------------------------|
|                               | млн. т.     | модуль, т/км <sup>2</sup> (г/м <sup>2</sup> ) | млн. т.     | модуль, т/км <sup>2</sup> (г/м <sup>2</sup> ) | % от модуля поступления |
| Терригенная .....             | 43,1        | 112,0   | 43,0        | 111,7   | 99,6 <sup>1</sup>       |
| в том числе:                  |             |   |             |   |                         |
| — речная .....                | 4,8         | 12,5  | 4,8         | 12,5  | 100                     |
| — абразионная ..              | 38,3        | 99,5  | 38,2        | 99,2  | 99,6                    |
| Биогенная .....               | 174,2       | 454,7   | 2,7         | 7,0   | 1,5                     |
| в том числе:                  |             |   |             |   |                         |
| — органическое вещество ..... | 116,7       | 305,3   | 1,6         | 4,2   | 0,9                     |
| — аморфный кремнезем .....    | 57,5        | 149,4   | 1,1         | 2,8   | 0,6                     |
| Итого:                        | 217,3       | 566,7   | 45,7        | 118,7   | 20,9                    |

<sup>1</sup> Остальное количество материала (0,1 млн. т или 0,4%) выносится в Северное море.

Биогенный материал расходуется следующим образом.

По нашим расчетам, он выносится в Северное море в количестве 1,9 млн. т. В донные осадки поступает лишь незначительная его часть. Подсчитано (Пустельников, 1975), что ежегодно осаждается 1,7 млн. т. взвешенного органического вещества. Соответственно, количество аморфного кремнезема равно 1,1 млн. т (Блажчишин, Пустельников, 1976). Суммарное поступление биогенного материала, таким образом, составляет 2,7 млн. т. Следовательно, на замыкающее звено баланса этого материала падает основная часть его расхода. Она равна 169,6 млн. т и идет на растворение и минерализацию биогенного вещества в толще вод, а также на частичное использование организмами в процессе бактериальной деятельности и при построении скелетов. Эта часть биогенного материала, в основном, постоянно находится в цепи биохимического и седиментологического круговорота в водах и осадках Балтийского моря.

Таким образом, ежегодный расход осадочного материала составляет 217,3 млн. т., из которых 169,6 млн. т растворяется, минерализуется и потребляется организмами, 2 млн. т выносится в Северное море и 45,7 млн. т осаждается на дно. В последнем случае, по нашим данным, на биогенную часть материала приходится менее 6%.

На основе вышеприведенных данных можно получить модули поступления и аккумуляции взвешенного осадочного материала в Балтийском море. Они показывают количество материала, поступающего на 1 км<sup>2</sup> площади поверхности и дна моря, и соответственно дают общую количественную оценку процессов накопления осадочного материала на дне (Лисицын, 1966).

Основные показатели поступления в море и аккумуляции материалов на дне Балтийского моря даны в табл. 3.

4. Модули аккумуляции и скорости современного осадконакопления в Балтийском море. Сравнение модулей терригенной (111,7 т/км<sup>2</sup>) и биогенной (7,0 т/км<sup>2</sup>) аккумуляции указывает на незначительную роль биогенного процесса на современное осадконакопление. Однако, как следует из сравнения модулей поступления (454,7 т/км<sup>2</sup>) и аккумуляции (7,0 т/км<sup>2</sup>) биогенного материала, он принимает весьма активное участие в круговороте осадочного вещества. Как известно (Лисицын, 1966

и др.), биогенный материал способствует концентрации, перераспределению и биохимическому транспорту элементов и их соединений от поверхности моря на дно, вовлекая их во второе звено процесса — сорбцию и соосаждение с пелитовым материалом, либо коагуляцию и соосаждение с гидроокислами железа и др. элементов.

Из табл. 3 четко виден ход современной седиментации, выражавшийся явным преобладанием терригенного процесса. Этот процесс в условиях Балтийского моря выражен более слабо чем в других внутренних и окраинных морях СССР и Индийском океане, но значительно интенсивнее такового в Тихом, Атлантическом и Северном Ледовитом океанах (Лисицын, 1966, 1973).

На основе вышеприведенных данных можно перейти к расчету скорости современного осадкообразования. Приняв объемный вес влажных осадков, в среднем, за 1,5 т/м<sup>3</sup>, она составит для всего моря 0,079 мм/год или 7,9 см/1000 лет.

Однако, осадочный материал в различные участки моря поступает неодинакового. Темпы осадконакопления здесь также различны.

Так, для прибрежной зоны седиментации А. И. Блажчишиным (1972)дается модуль аккумуляции 442,5 т/км<sup>2</sup>, а скорость осадкообразования составляет 0,22 мм/год.

В глубоководной зоне, по нашим данным, ежегодно осаждается 28,3 млн. т материала. В пересчете на единицу площади дна это составляет 188,7 т/км<sup>2</sup>. Для сопоставления данных, площадь дна этой зоны принята 150 тыс. км<sup>2</sup> (Блажчишин, 1972). При объемном весе влажных пелитовых и алевритово-пелитовых илов 1,35 т/м<sup>3</sup>, скорость современного осадкообразования составит 0,14 мм/год или 14 см/1000 лет. Это почти в 2 раза выше аналогичных значений, полученных А. И. Блажчишиным (1972) по количеству поступающего в море материала и совпадает с максимальными данными по стратиграфическому изучению верхней толщи осадков.

Таким образом, детальное изучение взвешенного осадочного материала в толще вод Балтийского моря позволяет судить о масштабах и темпах терригенного и биогенного процессов современной седиментации.

- БЛАЖЧИШИН А. И.: 1972. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автографат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Калининград.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1973. Питание Балтийского моря терригенным материалом. «Литология и полезные ископаемые», № 3.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1976. Биогенные компоненты ( $C_{org}$  и  $SiO_2$  аморф.) в воде, взвеси и донных осадках Балтийского моря. В данном сборнике.
- ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1974. Распределение элементов (Fe, Al, Ti, Mn; Cu, Ni, Co) во взвеси Балтийского моря. Сб. «Вопросы четвертичной геологии», Рига.
- ЛИСИЦЫН А. П.: 1964. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. «Океанологические исследования», № 10 (X раздел программы МГГ). «Наука».
- ЛИСИЦЫН А. П.: 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. «Наука».
- ЛИСИЦЫН А. П.: 1973. Скорость современного и древнего осадкообразования в океанах. Материалы МГК, т. IV, кн. 1, стр. 431—436. Москва.
- МИКУЛЬСКИ Зд.: 1970. Приток речных вод в Балтийское море в 1951—1960 гг. «Океанология», т. X, вып. 6.
- ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1969. Количественное распределение взвеси в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. «Океанология», т. IX, вып. 6.
- ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1974. Вещественно-генетические типы взвеси Балтийского моря. В сб. «Вопросы четвертичной геологии». Рига.
- ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1975. Органическое вещество во взвеси и его поступление на дно Балтийского моря. «Океанология», т. XV, вып. 6.
- ФЕДОСОВ М. В., ЗАИЦЕВ Г. Н.: 1960. Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов. В сб. «Рыбохозяйственные исследования в Балтийском море», Тр. ВНИРО, т. 42. Пищепромиздат, Москва.
- ЯКУБОВИЧ В. В., ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.; КАРАБАШЕВ Г. С.: 1972. Глубинный слой мутности в Готландской впадине Балтийского моря. «Океанология», т. XII, вып. 1.

Поступило: 27.3.1974

## THE BALANCE OF SEDIMENTS AND RECENT SEDIMENTATION RATES IN THE BALTIC SEA (ACCORDING TO THE DATA OF SUSPENSION STUDYING)

by

O. S. PUSTELNIKOV

### ABSTRACT

The supply of sediments into the sea, their production on the surface transformation in the water strata and their deposition on the Baltic Sea bottom are observed. By these observation and taking into account exchange with the North Sea waters the components of sediment balance are estimated and their quantitative characteristic is given. Moduli of terrigenous ( $111,7 \text{ t/km}^2$ ) and biogenic ( $7,0 \text{ t/km}^2$ ) sedimentation are calculated the terrigenous process being predominant. The average rate of recent sedimentation is estimated according to annually settled sediments ( $45,0 \text{ million t}$ ). It amounts to  $0,079 \text{ mm/y}$  for the whole Baltic water area about  $0,14 \text{ mm/y}$  for deep-sea sedimentation region.

## БИОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ( $C_{org}$ И $SiO_2$ АМОРФ.) В ВОДЕ, ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

A. И. БЛАЖЧИШИН, О. С. ПУСТЕЛЬНИКОВ, Калининград—Вильнюс

Балтийское море — водоем затрудненного водообмена с океаном. Он отличается специфическим гидрологическим и гидрохимическим режимом, для которого характерны резкая плотностная стратификация водной толщи, условия стагнации глубинных вод и периодическая их аэрация при штормовых вторжениях североморских вод. Влияние этого режима проявляется на различных аспектах седиментации в бассейне, в том числе и на поведении биогенных компонентов, главными из которых являются органический углерод ( $C_{org}$ ) и аморфный кремнезем ( $SiO_2$  аморф.).

Вопросам распределения и баланса этих компонентов в воде, взвешенном осадочном веществе и осадках Балтийского моря и посвящена настоящая работа. Фактическим материалом послужили 245 проб взвеси и 340 проб донных осадков. Этот материал был собран в экспедициях Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова на и/с «Профессор Добринин» в 1965—72 г.г., а также в экспедиции по изучению твердых выносов рек советского побережья Балтийского моря в ноябре 1972 г.\*.

### 1. Распределение биогенных компонентов.

Органический углерод ( $C_{org}$ ). Углерод является наиболее представительным элементом органического вещества, содержание которого мало зависит от формы природных органических соединений. Преимущественно он продуцируется непосредственно в море, и в незначительных количествах приносится в водоем с терригенным стоком или мобилизуется при размыве береговых и донных отложений.

В речных водах бассейна Балтийского моря по данным разных авторов (цитируется по Блажчишину, 1972) в растворенной и взвешенной формах содержится  $10—30 \text{ mg/l}$   $C_{org}$  ( $18—55 \text{ mg/l}$  органического вещества), переносимого преимущественно в растворенной форме. Больше всего органического вещества ( $4,6 \text{ млн. т}$  или  $67\%$  всего твердого стока) выносится реками из района Фенноскандии в Ботнический и Финский

\* Аналитическую обработку проб (химический анализ  $C_{org}$  и  $SiO_2$  аморф.) проводили инженеры Н. М. Еремеева, М. А. Иванова, М. С. Мурашко, И. М. Урбанович в лаборатории геологии Атлантики АО ИОАН. Эти определения выполнялись по стандартным методикам, принятым в практике океанологических исследований.

заливы, причем значительная его часть поступает в виде комплексных металлоорганических соединений.

По нашим данным концентрация взвешенного органического углерода в реках Советского побережья Балтики осенью 1972 гг. составляла 0,4—2,4 мг/л  $C_{org}$  или 0,7—4,4 мг/л органического вещества. Это не превышает 5% от содержания суммарного растворенного и взвешенного органического вещества, поставляемого в море реками.

По данным определения нейтральной окисляемости (Черновская и др., 1965), в поверхностных водах Балтийского моря растворенное органическое вещество составляет от 8—12 мг/л (открытое море) до 30—40 мг/л (в заливах). В глубинных слоях воды за счет минерализации составляющих компонентов ее содержание уменьшается в 2 и более раз по сравнению с поверхностным слоем.

Непосредственно в море органическое вещество продуцируется фитопланктоном, потребляется затем зоопланктоном и другими организмами, отмирает, растворяясь при погружении на дно и частично захороняется в осадках.

Максимальное количество взвешенного органического вещества находится в зоне фотосинтеза (до глубины 25 м). В поверхностном слое (0—1 м) концентрация взвешенного  $C_{org}$  составляет в среднем 0,54 мг/л или 19,9% от веса взвеси. Его распределение по площади водоема весьма неравномерно, что обусловлено суточной, сезонной, годовой и многолетней цикличностью развития и миграциями планктона и влиянием динамики вод.

Повышение содержаний  $C_{org}$  наблюдается с удалением от берега к центральным частям моря (т. е. от терригенного к органическому типам взвеси) (табл. 1). В этом же направлении уменьшается разбавляющее влияние терригенной взвеси, а продуктивность планктона достаточно велика. Данные микроскопического изучения также свидетельствуют, что

Таблица 1

Распределение органического углерода во взвеси и донных осадках Балтийского моря

| Типы взвеси и донных осадков | К-во проб | Концентрация мг/л |         | Содержание %      |         |
|------------------------------|-----------|-------------------|---------|-------------------|---------|
|                              |           | Пределы колебаний | Среднее | Пределы колебаний | среднее |
| <b>Взвесь</b>                |           |                   |         |                   |         |
| Терригенный                  | 34        | 0,03—2,00         | 0,31    | 2,5—23,3          | 10,3    |
| Переходный                   | 41        | 0,10—2,07         | 0,50    | 4,8—48,8          | 17,6    |
| Органический                 | 34        | 0,25—2,69         | 0,65    | 9,6—53,6          | 28,8    |
| Кремнистый                   | 2         | 0,24—0,70         | —       | 7,5—25,0          | —       |
| Среднее:                     | 111       | 0,03—2,69         | 0,52    | 2,5—53,6          | 18,8    |
| <b>Осадки (слой 0—5 см)</b>  |           |                   |         |                   |         |
| <b>Обломочные:</b>           |           |                   |         |                   |         |
| Пески                        | 26        | —                 | —       | 0—1,65            | 0,40    |
| Крупные алевриты             | 39        | —                 | —       | 0,02—2,70         | 0,74    |
| Мелкоалевитовые илы          | 21        | —                 | —       | 0,32—4,10         | 1,91    |
| <b>Глинистые:</b>            |           |                   |         |                   |         |
| Алевритово-пелитовые илы     | 41        | —                 | —       | 0,82—5,64         | 3,32    |
| Пелитовые илы                | 46        | —                 | —       | 0,72—5,14         | 3,09    |

планктонные организмы и их детрит являются основными компонентами взвешенного органического вещества Балтийского моря. Речная же взвешенная органика растворяется и минерализуется в основной массе в прибрежных районах моря. Это обуславливает преобладание в толще вод Балтийского моря автохтонной органики в виде детрита (около 0,8 мг/л). Аллохтонная составляет лишь несколько более 0,1 мг/л.

Ниже слоя фотосинтеза концентрация взвешенного органического вещества по сравнению с поверхностью горизонтом снижается обычно в несколько раз. На глубине 50 м она не превышает 0,4 мг/л, а в слое 100—140 м — составляет <0,2 мг/л. Во впадинах Центральной и Северной Балтики наблюдается некоторое увеличение содержания органической взвеси в слое скачка плотности и в придонных слоях (до 0,5—1,6 мг/л  $C_{org}$ ). Это связано с изменениями ряда физико-химических свойств среди (турбулентности, локальных конвергенций, изменения плотности суспензии и др.), приводящими к опусканию и растворению органических частиц, а затем и коагуляции железо-органических соединений в виде бурых хлопьев со средним размером 7,2 мк (Юрковский, 1972).

Донные осадки Балтийского моря значительно обогащены органическим веществом. Содержание  $C_{org}$  в общем коррелируется со степенью дисперсности осадков и изменяется от 0—1,65% в песках до 4—6% в алевритово-пелитовых и пелитовых илах (табл. 1). Это намного больше, чем в отложениях Средиземного, Черного, Берингова и других морских бассейнов (цитируется по Блажчишину, 1972). Однако, существует предел возрастания содержания  $C_{org}$  при увеличении дисперсности осадков. Так, высокое содержание субколлоидной (<0,001 мм) фракции обуславливает даже обратную корреляцию с величиной концентрации  $C_{org}$ . Иначе говоря, органическое вещество накапливается в наиболее грубых пелитовых фракциях.

Осадки южной и центральной части моря более обогащены органикой по сравнению с осадками Северной Балтики (рис. 1). Повышенные содержания  $C_{org}$  в осадках южных и центральных районов моря объясняются, на наш взгляд, двумя причинами: 1) более высокой продуктивностью планктона и, 2) более высокими темпами седиментации, а не разубоживающим влиянием продуктов подводного размыва ледниковых отложений в Северной Балтике, как объясняет это явление Т. И. Горшкова (1972).

Кроме того, в Северной Балтике накапливаются преимущественно тонкие пелитовые илы с большим содержанием субколлоидного материала, с которым  $C_{org}$  связан слабо. Большие же глубины и низкие скорости осадконакопления способствуют его разложению и минерализации.

Групповой состав органического вещества осадков, высокий гуминовый коэффициент и химический состав иловых вод (Горшкова, 1972) указывают на преобладание в ней стойких к разложению компонентов аллохтонного происхождения. Об этом свидетельствуют и повышенные содержания растительных пигментов, спорово-пыльцевых зерен, а также смол в составе битумов.

**Аморфный кремнезем ( $SiO_2$  аморф.).** Основным источником валового кремнезема в морских бассейнах является материковый сток. В речных и морских водах кремнекислота находится преимущественно в истинно-растворенной и, частично во взвешенной — силикатной, кварцевой и аморфной формах (Богоявленский, 1966).

В реках бассейна Балтийского моря по данным различных авторов содержится от 1,5 до 11,8 мг/л растворенного и взвешенного аморфного

$\text{SiO}_2^*$  (цитируется по Блажчишину, 1972), в море — от 0,3 до 5,6 мг/л (Черновская и др., 1965), что весьма далеко от насыщения вод кремнекислотой.

Аутигенный (аморфный) кремнезем во взвеси и донных осадках Балтийского моря практически целиком биогенный и представлен панцирями диатомовых водорослей.



Рис. 1. Содержание  $\text{SiO}_2$  в поверхностном слое (0—10 см) донных осадков Балтийского моря, в % от сухого вещества.  
1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — >5; 5 — местоположение изученных проб; 6 — местоположение проб, изученных Т. И. Горшковой, С. Гриппенберг и М. Хартманом (по Блажчишину, 1972).

ми диатомовых водорослей. Среди последних преобладают виды *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira baltica*, *T. nana*, *Chaetoceras gracilis*, *Ch. holsaticus*, *Coscinodiscus granii*, *C. asteromphalus*, *C. lacustris*, *Melosira arctica*, *Achnanthes taeniata*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Diatoma*

\* Методы гидрохимических определений  $\text{SiO}_2$  позволяют судить о количестве взвешенной и растворенной форм аморфного кремнезема.

*elongatum*, *Hemiaulus hauckii*, *Bidulphia mobiliensis*, *Asterionella formosa*, *Navicula*, *Gomphonema*, *Amphora* и др.\*

По данным микроскопического изучения взвеси Балтийского моря, аморфный кремнезем составляет, в среднем 0,7 мг/л или 17% от веса взвеси (табл. 2). Максимальные его содержания характерны для кремнистого типа взвеси, распространение которого совпадает с зонами повышенной вегетации диатомового фитопланктона, охватывающими Рижский залив, некоторые приусьевые районы моря, а также Ландсортскую и Броунхольмскую впадины (рис. 2, а также Пустельников, 1974). Минимальное содержание аутигенного  $\text{SiO}_2$  характерно для органического и терригенного типов взвеси (табл. 2, рис. 2).

Таблица 2

Распределение аморфного кремнезема во взвеси и донных осадках Балтийского моря

| Типы взвеси и донных осадков             | Количество проб | Концентрация, мг/л |         | Содержание, %     |         |
|--|-----------------|--------------------|---------|-------------------|---------|
|  |                 | Пределы колебаний  | Среднее | Пределы колебаний | Среднее |
| <b>1. Взвесь (по данным микроскопии)</b> |                 |                    |         |                   |         |
| Терригенный                              | 32              | 0,0—2,0            | 0,2     | 0,0—21,4          | 4,9     |
| Переходный                               | 41              | 0,0—2,8            | 0,8     | 0,0—65,4          | 15,3    |
| Органический                             | 23              | 0,0—0,3            | следы   | 0,0—10,2          | 1,8     |
| Кремнистый                               | 17              | 0,2—9,0            | 2,3     | 19,2—98,2         | 73,6    |
| Среднее:                                 | 112             | 0,0—9,0            | 0,7     | 0,0—98,2          | 17,0    |
| <b>2. Осадки (слой 0—5 см)</b>           |                 |                    |         |                   |         |
| <b>Обломочные осадки:</b>                |                 |                    |         |                   |         |
| Пески                                    | 21              | —                  | —       | 0,73—1,65         | 1,10    |
| Крупные алевриты                         | 37              | —                  | —       | 0,50—2,80         | 1,15    |
| Мелкоалевритовые илы                     | 17              | —                  | —       | 0,65—3,97         | 1,76    |
| <b>Глинистые осадки:</b>                 |                 |                    |         |                   |         |
| Алевритово-пелитовые илы                 | 34              | —                  | —       | 1,01—4,87         | 2,33    |
| Пелитовые илы                            | 48              | —                  | —       | 0,68—3,48         | 2,15    |

В поверхностном слое вод (0—1 м) концентрация скелетных остатков диатомей составляет в среднем 0,9 мг/л. В промежуточном слое она снижается до 0,2 мг/л, а в придонном — вдоль увеличивается до 0,7 мг/л (табл. 2), что связано, видимо, с наличием турбулентности придонных вод. Турбулентность задерживает переход взвеси в осадок и тем самым способствует увеличению их концентрации в придонном слое вод.

Результаты химического анализа взвеси показали, что аутигенный  $\text{SiO}_2$  составляет в среднем 27% валового кремнезема, но лишь 4% веса всей взвеси. Это значительно меньше, чем в водах Мирового океана (38,9%) (Лисицын и др., 1966). Приведенные данные в 3,5—4 раза ниже результатов микроскопического анализа. Несоответствие этих данных, очевидно, связано с несовершенством метода прямого определения взвешенного кремнезема в микронавесках и влиянием органических и минеральных пленок, сорбированных на панцирях диатомей (Горшкова, 1959).

В донных осадках содержание аутигенного  $\text{SiO}_2$  колеблется в пределах от 0,5 до 4,9% (рис. 3, табл. 2). Наиболее обогащены этим компо-

\* Определения проф. И. Николаева, Н. Давыдовой, М. Кабайлена и В. Мухиной.

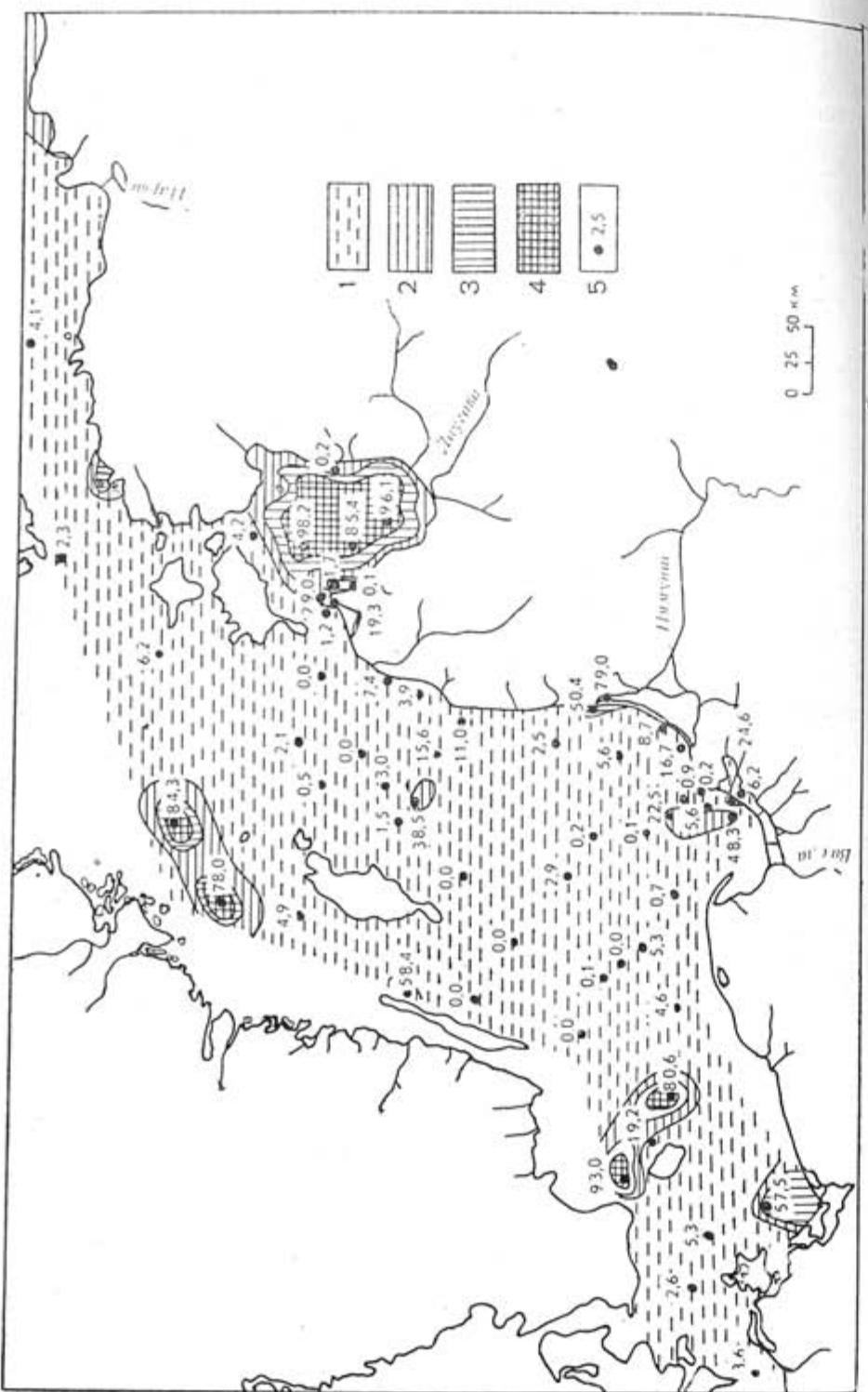


Рис. 2. Содержание  $\text{SiO}_2$  аморф. в поверхностном слое вод (горизонт 0—1 м), в % от веса взвеси.  
1 — <1%; 2 — 1—2%; 3 — 2—3%; 4 — >3%; 5 — местоположение изученных проб.



Рис. 3. Содержание  $\text{SiO}_2$  аморф. в поверхностном слое (0—10 см) донных осадков, в % от сухого вещества.  
1 — <1%; 2 — 1—2%; 3 — 2—3%; 4 — >3%; 5 — местоположение изученных проб.

ментом глинистые осадки (пелитовые и алевритово-пелитовые илы), а также обломочные мелкие алевриты, что связано с преимущественным накоплением скелетных остатков диатомей во фракциях 0,01—0,05 мм и частично 0,01—0,005 мм.

Распределение  $\text{SiO}_2$  аморфного в осадках Балтийского моря в общем отражает связь ареалов высоких содержаний компонентов с вышеотмеченными районами повышенной продуктивности планктона. Эти ареалы, однако, частично располагаются и в стороне от продуктивных районов — например, вдоль струи выходного течения через Эландскую впадину (рис. 3). При всем этом необходимо отметить, что указанные особенности распределения кремнезема проявляются только в случаях, если имеются условия для массового отложения материала размерностью 0,05—0,005 мм.

Сопоставление схем (рис. 2, 3) распределения аморфного кремнезема во взвеси и в осадках обнаруживает как частичное совпадение, так и несовпадение ареалов повышенных его содержаний. Несовпадение характерно, в первую очередь, для Рижского залива и глубоких впадин —

Готландской и, особенно, Ландсортской. Во взвеси концентрация  $\text{SiO}_2$  аморф здесь повышена, а в осадках понижена. Например, в Ландсортской впадине в осадках (илах) (ст. 1533, глубина 198 м) определено всего 2,16% аутигенного кремнезема, в то время как во взвеси на горизонте 0—1 м — 78%, на глубине 196 м — 32,3%. В Рижском заливе (ст. 1565, глубина 43 м) соответственно: в осадках — 1,37%, во взвеси — 85,4% (горизонт 0—1 м и 87% (глубина 42 м). В связи с этим можно сделать определенный вывод о том, что диатомовый дегрит в районах Рижского залива и глубоководных впадин подвержен растворению вблизи от поверхности дна.

Как известно, растворимость кремнезема возрастает с повышением pH и температуры. Глубинные воды Балтики более теплые, чем промежуточные, а в застойных условиях, кроме того, ко дну наблюдается повышение pH (Черновская и др., 1965). Таким образом, в Готландской и Ландсортской впадинах гидрологические условия в глубинных слоях теоретически способствуют растворению скелетных остатков диатомей.

Растворимость биогенного кремнезема доказана экспериментально рядом исследователей (Correns, 1940, Lewin, 1961 и др.— цитируется по Лисицыну, 1966), причем она возрастает с уменьшением размера частиц дегрита. Диатомовые также интенсивно поедаются копеподами, что способствует большему измельчению дегрита. Существование в твердом состоянии диатомовых частиц размером <0,005 мм вообще оспаривается (Богоявленский, 1966).

Степень растворения аутигенного кремнезема зависит также от видового состава диатомей. Тонкопанцирные диатомовые, широко распространенные во взвеси (такие как *Skeletonema costatum*, *Chaetoceras holsticus*, *Achnantes taeniata*, а также пресноводные формы), растворяются легче и в осадках либо отсутствуют, либо содержатся в незначительных количествах. Диатомей же с толстым панцирем (*Coscinodiscus granii*, *C. lacustris*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Melosira islandica*, *M. sulcata* и др.) в основном и представляют опаловый дегрит в донных осадках. Растворимость опалового кремнезема в морской воде подвержена и влиянию временного фактора. Длительное пребывание диатомового дегрита в зонах халистаз и в слое скачка плотности намного снижает его шансы перейти в грунт.

В целом для Балтийского моря характерна невысокая по сравнению с океаном продуктивность диатомовых водорослей и, как следствие этого, невысокие содержания аморфного кремнезема во взвеси и донных осадках. В то же время взвесь и донные осадки Балтики более обогащены аутигенным кремнем, чем аналогичные объекты других котловинных морей — Черного и Средиземного.

## 2. Элементы баланса биогенных компонентов.

Органический углерод и аутигенный кремнезем являются одними из немногих компонентов, в основной своей массе продуцируемых в море. Выявление особенностей их баланса позволяет оценить влияние биогенного фактора на седиментацию в водоеме. Элементы этого баланса даны в табл. 3. Для характеристики биогенного процесса в таблице подсчитан баланс общего органического вещества ( $C_{org} \times 1,82$ ).

**Баланс органического вещества.** Основной приходной частью баланса органических веществ является первичная продукция. Она составляет 115,7 млн. т (или 63,5 млн. т  $C_{org}$ ) в год (Пустельников, 1975). Для ее подсчета были использованы многочисленные данные по биомассам и

продукции фитопланктона, по расходу нитратов и фосфатов, продукции хлорофилла, результаты определений радиоуглеродным методом ( $C_{14}$ ), данные об интенсивности фотосинтеза, по величине солнечной радиации и связанным с ней количеством дней вегетации, а также некоторые гидрологические и гидрохимические материалы.

С водосборной площади ежегодно поступает 7 млн. т органики, за счет абразии берегов и дна — примерно 0,2 млн. т (Блажчишин, Шуйский, 1973). Принос из Северного моря определяется в 3,16 млн. т (Максимова, 1972).

Общее среднегодовое поступление органического вещества составляет 126,06 млн. т (табл. 3).

Основная часть прихода взвешенного органического вещества (116,7 млн. т) падает на первичную продукцию. С терригенным стоком и абразией поступает 0,93 млн. т (при средней концентрации взвешенного в речной воде органического вещества в 2 мг/л, по неопубликованным данным авторов), а из Северного моря — лишь 0,09 млн. т (при средней концентрации поступающей взвешенной органики в 0,2 мг/л).

Приход растворенной органики определен по разности между поступлением общей и взвешенной форм органического вещества.

Из рассмотренного колоссального количества поступления органического вещества в донных осадках захороняется лишь незначительная его часть. Согласно имеющимся данным (Богданов, Лисицын, 1968), в слое фотосинтеза продуцируемая органика практически должна растворяться полностью прежде, чем она достигнет дна. Органическое вещество во взвеси придонного слоя сохраняется в результате опускания его в процессе миграции пищевых цепей, за счет агрегации и при ускоренном поступлении его на глубину путем опускания вод и сорбирования органических коллоидов на глинистых минералах.

Подсчитано, что на дне осаждается 1,65 млн. т взвешенной органики или около 1,5% ежегодно продуцируемого органического вещества (Пустельников, 1975). В Северное море выносится 1,21 млн. т взвешенной органики (при средней ее концентрации в юго-западной части моря в 1,3 мг/л).

Распределение элементов баланса органики нами рассматривается как результат динамического равновесия между ее поступлением и рас-

Таблица 3

Элементы годового баланса биогенных компонентов Балтийского моря (млн. т)

|                         | Приход  |                                 |                          |                   | Расход                                    |                  |                   |                              | Сумма  |
|-------------------------|---|---------------------------------|--------------------------|-------------------|---|------------------|-------------------|------------------------------|--------|
|                         | При растворении скелетов диатомовых (или синезеленных) водорослей | С терригенным стоком и абразией | Продуцируется органиками | Из Северного моря | Растворение и потребление пищевыми цепями | В Северное море  | Осаждается на дно | Минерализация, органическими |        |
| Органическое взвешенное | 115,00  | 6,97                            | —                        | 3,07 124,34       | —   | 5,86 2,78 115,70 | 124,34            | —                            | 116,72 |
| Аморфный кремнезем      | —   | 0,93 115,70                     | 0,09 116,72              | 113,86 1,21 1,65  | —   | —                | —                 | —                            | —      |
| Аморфный кремнезем      | 56,14   | 1,12                            | —                        | 0,20 57,46        | —   | 0,96 0,10 56,40  | 57,46             | —                            | 57,46  |
|                         | —   | 0,88 56,40                      | 0,18 57,46               | 55,70 0,62 1,14   | —   | —                | —                 | —                            | —      |

ходом. Следовательно, основная масса взвешенного органического вещества (113,86 млн. т) растворяется либо, частично, потребляется различными звенями пищевых цепей.

Растворенная органика расходуется так. Основная ее масса — 115,7 млн. т минерализуется и потребляется организмами в результате бактериальной деятельности и для построения тела. В Северное море выносится 5,86 млн. т. По нашим подсчетам 2,78 млн. т растворенного органического вещества осаждается на дне. Это происходит, видимо, в результате сорбции его взвешенными минеральными частицами за счет взаимной коагуляции с растворенными гидроокисями и старения органических коллоидов.

**Баланс аморфного кремнезема.** Как отмечалось выше, аморфный кремнезем продуцируется диатомовыми водорослями, извлекающими растворенный компонент из морской воды.

Ежегодное поступление  $\text{SiO}_2$  аморф в море, рассчитанное по соотношению  $\text{SiO}_2/\text{C}_{\text{opt}} = 0,904$ , составляет 149,2 т/км<sup>2</sup> или 56,40 млн. т в год.

По определениям авторов микроскопическим методом, средняя концентрация взвешенного аутогенного  $\text{SiO}_2$  в поверхностном слое (0—1 м) вод составляет 0,9 мг/л. На всей площади Балтийского моря в этом слое одновременно находится 8,55 млн. т этого компонента.

Таким образом, из сопоставления вышеприведенных содержаний  $\text{SiO}_2$  аморф выходит, что уже в поверхностном слое вод после отмирания клеток растворяется примерно 85% кремнистых скелетов диатомей. В условиях Балтики, как указывает И. Деренбах (Derenbach, 1969), глубже 75 м количество клеток либо предельно мало, либо они практически отсутствуют. При допущении, что дна все-таки достигает 1—2% общего количества продуцируемого на поверхности моря  $\text{SiO}_2$  аморф это составит 1,14 млн. т. С орнестинными водами Балтики в Северное море его поступает 0,62 млн. т. Остальные 55,70 млн. т аморфного кремнезема переходят в раствор. Эта величина и является основным звеном приходной части растворенного  $\text{SiO}_2$ . С терригенным стоком поступает 1,12 млн. т\* и приносится из Северного моря — 0,2 млн. т.\*\*

Расходная часть баланса растворенного кремнезема состоит из основной статьи «минерализация и потребление организмами» — 56,4 млн. т, выноса в Северное море — 0,96 млн. т (при средней концентрации  $\text{SiO}_2$  около 1 мг/л) и перевода в иловые воды осадков — 0,1 млн. т (содержание  $\text{SiO}_2$  в последних принимается 0,25 мг/л — по Т. И. Горшковой, 1972).

Рассмотрим баланс той части  $\text{SiO}_2$ , которая находится во взвешенной форме. Приходные статьи включают: продуцирование организмами (56,40 млн. т), поступление с терригенным стоком и абразией (0,88 млн. т) и водообмен с Северным морем (0,18 млн. т).

Взвешенный аморфный  $\text{SiO}_2$  расходуется следующим образом: растворение и потребление в различных звеньях пищевых цепей — 55,7 млн. т, осаждение на дно — 1,14 млн. т и вынос в Северное море — 0,62 млн. т.

### Заключение.

Из рассмотрения составляющих баланса органических веществ и аутогенного кремнезема видно, что указанные компоненты в условиях Балтики в основной массе постоянно находятся в круговороте. Обмен

\* При среднем содержании растворенного  $\text{SiO}_2$  в реках — 2,5 мг/л.

\*\* При валовом содержании  $\text{SiO}_2$  — 0,8 мг/л, в том числе 0,4 мг/л растворенного компонента — по Федосову, Зайцеву, 1960; Черновской и др., 1965, с учетом наших данных.

биогенными компонентами с океаном незначителен, так что Балтийское море в первом приближении может рассматриваться как относительно закрытая геохимическая и биохимическая система.

Поступление в осадок биогенных компонентов в целом также невелико (в среднем органическое вещество и кремнезем составляют не более 1,5% сухого вещества осадков). На некоторых же этих участках дна (плохо вентилируемые впадины) содержание этих компонентов в осадке достигает 10—15%. Здесь происходит сложный процесс интенсивного обмена элементами между грунтом и придонной водой. Изучение этого процесса — дело дальнейших исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И.: 1972. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат докторской диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-мин. наук. Калининград.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ШУЙСКИЙ Ю. Д.: 1973. Питание Балтийского моря терригенным материалом. «Литология и полезные ископаемые», 3.
- БОГДАНОВ Ю. А., ЛИСИЦЫН А. П.: 1968. Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана. В сб. «Океанологические исследования», № 18. Изд-во «Наука», Москва.
- БОГОЯВЛЕНСКИЙ А. Н.: 1966. Распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океане. В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», Москва.
- ГОРШКОВА Т. И.: 1972. Органическое вещество осадков Балтийского моря и его биологическое значение. Тр. ВНИРО, т. 75. Бонитет Мирового океана. Издательство «Пищевая промышленность», Москва.
- ГОРЮНОВА С. В.: 1959. Некоторые закономерности развития и распада планктонных форм водорослей в дальневосточных морях. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, т. I—II, № 84.
- ЛИСИЦЫН А. П.: 1966. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. Изд-во «Наука», Москва.
- ЛИСИЦЫН А. П., БЕЛЯЕВ Ю. И., БОГДАНОВ Ю. А., БОГОЯВЛЕНСКИЙ А. Н.: 1966. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», Москва.
- МАКСИМОВА М. П.: 1972. Баланс органического вещества внутриматериковых морей. Тезисы докладов VI-ой научной конференции по химии моря. Москва.
- ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1974. Вещественно-генетические типы взвеси Балтийского моря. В сб. «Вопросы четвертичной геологии». Рига.
- ПУСТЕЛЬНИКОВ О. С.: 1975. Органическое вещество во взвеси и его поступление на дно Балтийского моря. «Океанология», т. XV, вып. 6.
- ЧЕРНОВСКАЯ Е. Н., ПАСТУХОВА Н. М., БУЯНЕВИЧ А. Г., КУДРЯВЦЕВА М. Э., АУНИНЬШ Э. А.: 1965. Гидрохимический режим Балтийского моря. Гидрометиздат, Ленинград.
- ФЕДОСОВ М. В., ЗАЙЦЕВ Г. Н.: 1960. Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов. Сб. «Рыбохозяйственные исследования в Балтийском море». Тр. ВНИРО, т. 42. Пищепромиздат, Москва.
- ЮРКОВСКИЙ А. К.: 1972. О роли железогуматных коагулятов в накоплении фосфатов в глубинах стагнированных впадин Балтийского моря. В кн. «Исследования по теоретической и прикладной химии моря». Москва, «Наука».
- DERENBACH J. B.: 1969. Partikuläre Substanz und Plankton an Hand chemischer und biologischer Daten gemessen in der oberen Wasserschichten des Gotland-Tief in Mai 1968. „Kieler Meeresforschungen“, Bd. XXX, N. 2, p. 279—289, Kiel.

Поступило: 17.5.1973

by

A. I. BLASHCHISHIN, O. S. PUSTELNIKOV

ABSTRACT

The distribution and balance of biogenic components in water, suspension and bottom sediments of the Baltic Sea is discussed. 585 samples of suspension and bottom sediments are analysed by chemical and microscopical methods; the published data on dissolved forms of these elements are summarized. The relationship of biogenic components in suspension with plankton development and migration as well as with water dynamics is shown. The distribution of biogenic components in sediments is resulted from plankton productivity, sedimentation rates in some basin parts and the depth. The dependence of organic and siliceous remains accumulation on pelitic and aleurite-pelitic sediments is shown. The river drift participation in biogenic components supplying into the sea is found out.

The determination of biogenic components balance properties (the elements are given in Table 3) made it possible to discover the slight influence of the biogenic factor on the recent sedimentation in the basin.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТИ ЗВУКА  
В ДОННЫХ ОСАДКАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Н. И. СВИРИДОВ, Калининград

В связи с быстрым развитием морских сейсмических исследований в настоящее время все больше внимания уделяется изучению физических свойств рыхлых осадков. Особый интерес для геофизиков представляют акустические свойства донных отложений, то есть скорость прохождения в них звуковых волн. Эти сведения необходимы прежде всего для однозначной интерпретации материалов сейсмопрофилирования, а также для установления закономерностей изменения скорости звука с глубиной.

Изучение акустических свойств донных осадков Балтийского моря были проведены Атлантическим отделением Института океанологии АН СССР (АО ИОАН) в 11-м и 14-м рейсах н/с «Профессор Добрынин» в 1969—1970 гг. Районы исследований охватывали восточную часть Балтийского моря и Рижский залив (рис. 1). Всего было изучено 40 колонок, из которых половина взята вибропоршневой трубкой. Средняя длина керна вибропоршневых трубок составляла 3,0 м, ударных — 1,8 м.

Измерения скорости звука проводились с помощью серийной импульсной аппаратуры ИПА в ультразвуковом диапазоне частот 30—200 кгц. Длительность излучаемого импульса изменялась в пределах 5—30 мксек. Все колонки были исследованы методом прозвучивания, сущность которого заключалась в следующем. Керн свежеподнятой колонки разрезался на части длиной 50—60 см, каждая из которых, начиная с нижележащих горизонтов, поочередно укладывалась в звукопоглощающий (пенопластовый) лоток. К торцам отрезка керна плотно прижимались датчики и на экране электронно-лучевого индикатора ИПА отсчитывалось время пробега импульса через образец. После этого тщательно измерялось расстояние между датчиками. Последовательно уменьшая длину образца на определенную величину (5—8 см) повторяли операцию прозвучивания.

В результате получали зависимость времени прохождения импульсов от длины измеряемого образца.

Скорость звука определялась по формуле

$$\bar{V} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{t_i}$$

где  $l$  — длина образца, см;  $t$  — время пробега импульса, мксек;  $n$  — количество единичных измерений на каждой станции.

Для оценки точности измерений необходимо учесть, что при уменьшении длины образца скорость звука все больше отклоняется от своих средних значений (рис. 2в). Наибольшее отклонение наблюдается при длине образца не превышающей 20 см. Так как в нашем случае длина измеряемого образца менялась от 65 до 5 см, а время прохождения импульса при этом — от 450 до 40 мкsec, то для оценки средней ошибки

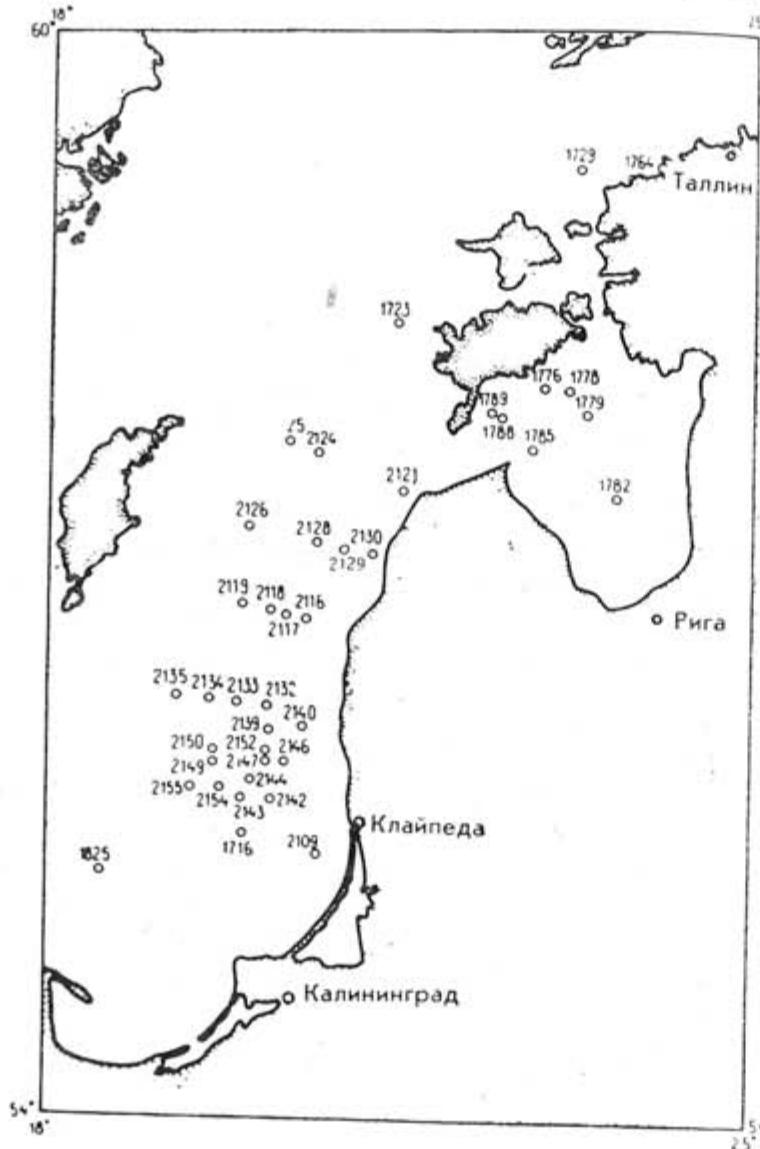


Рис. 1. Схема расположения станций, в которых взяты колонки для измерения скорости звука в осадках.

необходимо взять промежуточные значения этих величин, например, 30 см и 200 мкsec. Исходя из принятых условий, определим общую погрешность измерений скорости звука.

Погрешность за счет нестабильности работы генератора марок времени ИПА по паспортным данным составляет 0,5%. Отсчет времени вступле-

ния волны производится с точностью до половины основной марки, то есть на первом диапазоне составляет 1 мкsec, на втором — 5 мкsec. Длина образца измеряется с ошибкой, не превращающей 0,2 см. Учитывая принятые выше условия получим: погрешность отсчета времени на первом диапазоне — 0,5%, на втором — 2,5%; погрешность измерения длины образца — 0,7%. Из приведенной оценки следует, что суммарная погрешность определения скорости звука в образцах методом прозвучивания составляет 2—4%.

На рис. 2а приведена гистограмма скоростей, наблюдающихся в донных осадках Балтийского моря. Как видно из гистограммы диапазон изменения скоростей весьма значителен и колеблется в пределах 0,4—2,0 км/сек. Большая часть значений сосредоточена в сравнительно узком интервале 1,32—1,58 км/сек с преобладающими скоростями 1,39—1,43 км/сек. Почти 77% всех измерений имеют значения меньше скорости звука в морской воде, составляющей для Балтики 1,46—1,49 км/сек (Иофе, Ямпольский, 1954; Ulonsca, Jarke, 1966).

Распределение скоростей звука в осадках в зависимости от глубины места взятия колонок (рис. 2б) показывает, что «низкоскоростные» осадки залегают на различных глубинах (от 18 до 218 м), в то время как «высокоскоростные» тяготеют преимущественно к мелководным участкам, глубина на которых составляет 30—60 м. Детальное изучение литологического состава колонок в Лаборатории геологии Атлантики АО ИОАН позволило установить, что изменение акустических свойств непосредственно связано с литологическим составом донных отложений и не зависит от глубины моря, на которой залегают осадки.

По скоростям звука в Балтийском море выделено три типа донных осадков, характеризующихся определенным литологическим составом: голоценовые илы, позднеледниковые глины и моренные суглинки. Пределы скоростей для каждого из них были установлены по сводным гидографам, построенным с учетом глубины горизонта, из которого взят образец (рис. 3в).

Необычно малые скорости звука (0,40—1,04 км/сек) отмечены в илах, залегающих в окрестностях островов Сарема, Хиума, в Рижском заливе и в районе Клайпеды (ст. ст. 1723, 1729, 1764, 1716). Образцы этих илов, отобранные преимущественно из нижних горизонтов, отличаются высокой пористостью и сильным запахом сероводорода.

Низкие скорости звука (1,30—1,48 км/сек, преобладающая 1,40 км/сек) наблюдаются в голоценовых илах Центральной и Восточной Балтики, залегающих во впадинах и в отдельных понижениях на мелководье. Эти илы имеют темносерый цвет до черного, очень рыхлые (в верхней части разреза — полужидкие); значительная часть образцов илистых отложений насыщена сероводородом.

Причиной столь резкого понижения скорости звука в илах является, вероятно, присутствие пузырьков газа (метана, сероводорода и др.), которые способствуют сильному рассеянию и поглощению звуковой энергии (Сташкевич, 1966). Геохимические исследования в Балтийском море и Рижском заливе показали, что современные осадки, особенно илы, отличаются повышенным содержанием органического вещества (Горшкова, 1966), разложение которого при захоронении сопровождается выделением газов, насыщающих верхние осадочные горизонты (Вебер, 1966). Значительное уменьшение скорости звука в водоемах, донные отложения которых обогащены органикой, отмечалось и другими исследователями. Так, например, исследования дна озера Триадельфия (в 25 милях от Вашингтона) показали, что скорость звука в его грунтах на частоте 0,5—1,6 кгц лежала в пределах 0,11—1,47 км/сек. При этом

затухание звука в области частот 1,2—2,4 кгц достигало 105 дБ/м (Jones и др., 1959).

Сравнительные высокие скорости звука (1,36—1,72 км/сек, преобладающая 1,50 км/сек) отмечаются в позднеледниковых глинах, широко распространенных на дне Балтийского моря (Блажчишин, Емельянов, 1969; Блажчишин и др., 1970). Глины имеют темно-коричневую окраску, обладают значительной плотностью (по сравнению с илами) и высокой пластичностью. В глинах Рижского залива наблюдаются пониженные

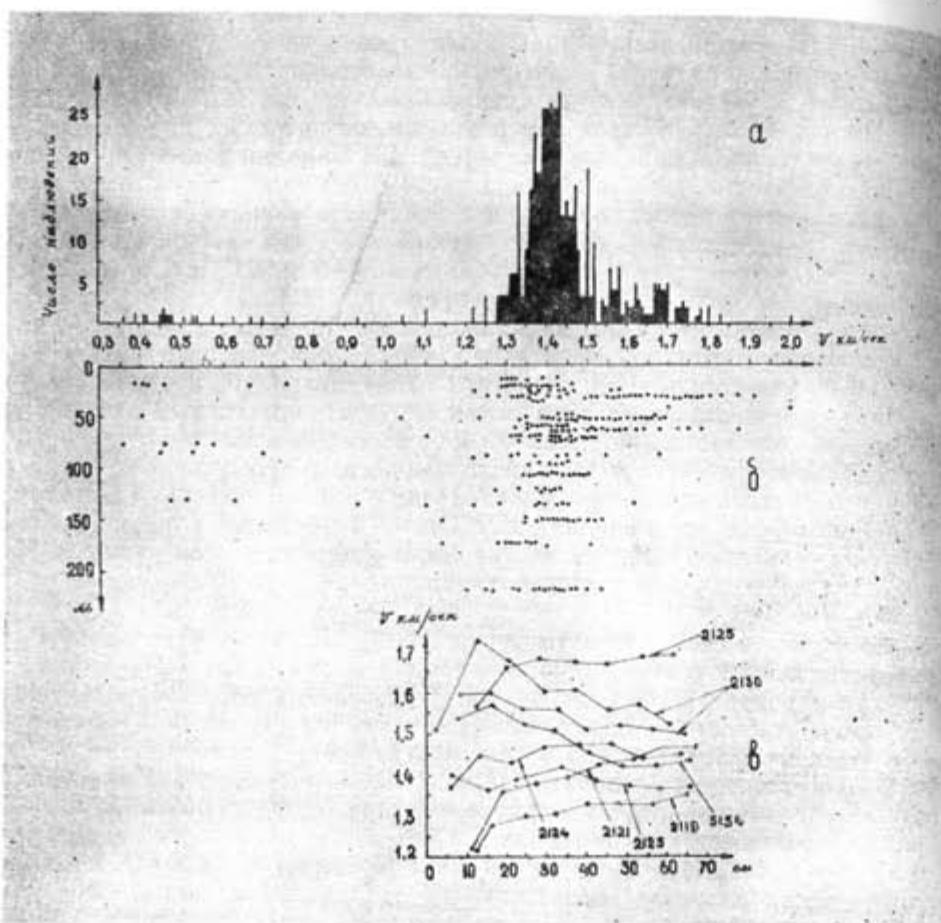


Рис. 2. а — Гистограмма скоростей звука, наблюдающихся в донных осадках Балтийского моря; б — Распределение скоростей звука с глубиной моря; в — Зависимость скорости звука от длины измеряемого образца.

значения скоростей звука (1,28—1,40 км/сек, преобладающая 1,35 км/сек), величина которых меньше, чем скорость звука в илах центральной Балтики.

Самые высокие скорости звука, отмеченные в осадках Балтийского моря (1,50—1,80 км/сек, преобладающая 1,69 км/сек) наблюдаются в моренных суглинках коричневого или темносерого цвета, отличающихся высокой плотностью, плохой сортировкой твердых частиц и повышенным содержанием гравийно-галечного материала. В одном образце такого суглинка (ст. 2147) скорость звука составляла 2,0 км/сек.

Результаты измерений, полученные в наиболее длинных колонках, обнаруживают в верхнем слое осадков (0—3 м) ярко выраженные градиентные свойства. В зависимости от литологического состава градиенты могут быть как положительными, так и отрицательными.

Голоценовым илам (I) присущи отрицательные градиенты скорости звука  $-0,007 \div -0,276 \frac{\text{км/сек}}{\text{м}}$ ; позднеледниковым глинам (II) и моренным суглинкам (III) — положительные градиенты, величина которых составляет  $+0,040 \div +0,294 \frac{\text{км/сек}}{\text{м}}$  и  $+0,106 \div +0,288 \frac{\text{км/сек}}{\text{м}}$  соответственно.

Во многих случаях на глубине 0,5—1,5 м происходит смена знака градиента или его резкое возрастание (ст. ст. 2125, 2126, 2142, 2154). Эта же особенность отмечается на графиках распределения скорости звука с глубиной (б) и на сводных годографах (в). Здесь ясно выражена не только общая тенденция убывания или возрастания скорости звука для каждого типа осадков, но и прослеживается изменение градиентных свойств в различных горизонтах осадочного слоя.

Градиентные свойства илов, обогащенных органикой, были отмечены также немецкими исследователями, проводившими измерения скорости звука *in situ* в Кильской бухте (Ulonsca, Jarke, 1966). В приповерхностном слое илов (0—1 м) был отмечен резкий скачок скорости в сторону малых значений от 1,49 км/сек (скорость звука в воде) до 1,36 км/сек. На глубине 0,75—1,0 м скорость звука так же резко возрастила до первоначального значения и затем медленно убывала до глубины 2,5 м со средним градиентом  $-0,040 \frac{\text{км/сек}}{\text{м}}$ .

Такое необычное изменение акустических свойств илов с глубиной зависит от нескольких причин: от их гранулометрического состава влажности и газонасыщенности.

Измерение физических свойств морских осадков показало, что максимум поглощения звуковой энергии на частотах 20—40 кгц происходит в осадках, размеры зерен твердых частиц которых лежат в пределах 0,25—0,03 мм (Shumway, 1960). Такой гранулометрический состав соответствует мелким пескам и алевритам, широко распространенным на дне Балтийского моря (Блажчишин, Емельянов, 1969).

Большое влияние на акустические свойства оказывает влажность и газонасыщенность осадков. Уже при влажности 30% скорость звука становится меньше 1,50 км/сек и достигает минимального значения (примерно 1,40 км/сек) при влажности 60—80%. Насыщение осадка газом от 0,2 до 2,0% приводит к снижению скорости на 140 км/сек (Сташкевич, 1966).

По данным, полученным в Лаборатории геологии Атлантического отделения Института океанологии, влажность илистых отложений Балтийского моря составляет 60—79%, а содержание метана в илах Рижского залива (Вебер, 1966) — до 5%. В то же время некоторые образцы илистых отложений, как отмечено выше, отличаются сравнительно высокой концентрацией сероводорода.

Таким образом, пониженные значения скорости звука в голоценовых илах, а также аномальное изменение акустических свойств на границе раздела вода-осадки могут быть объяснены высокой влажностью верхнего слоя илов (0—1 м), а постепенное убывание скорости звука с глубиной вероятно связано с присутствием газов, концентрация которых увеличивается вниз по разрезу. Так, например, отдельные образцы длиной 5—8 см. взятые из нижних горизонтов (2—3 м), иногда совсем не

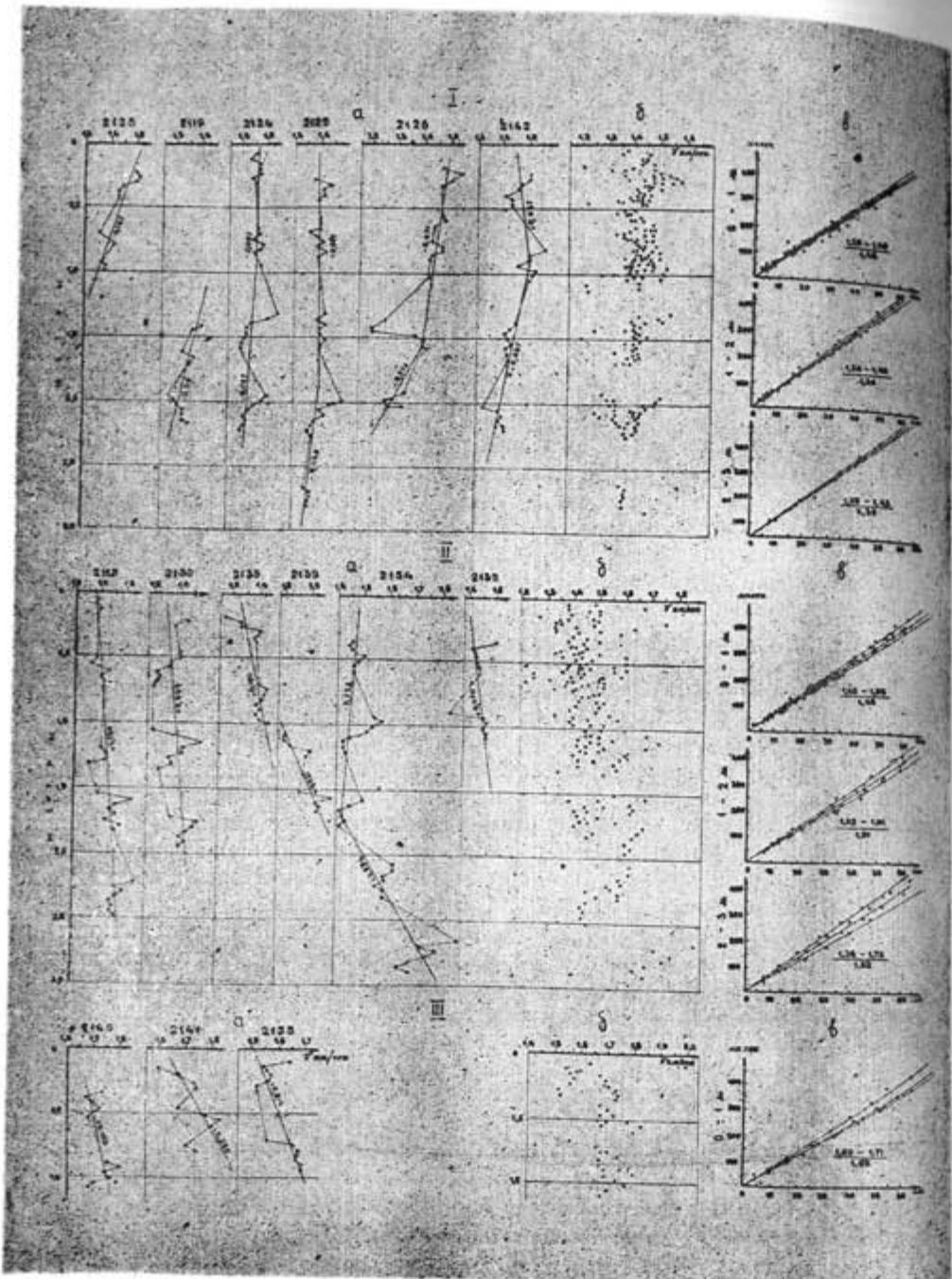


Рис. 3. Изменение скорости звука с глубиной в зависимости от типа донных отложений.  
 I — голоценовые илы; II — позднеледниковые глины; III — моренные суглинки; а — изменение скоростей звука с глубиной в колонках; б — общее распределение скоростей звука с глубиной в исследуемой толще донных отложений (0—3 м); в — сводные гидографы, построенные для горизонтов 0—1, 1—2, 2—3 м и пределы скоростей для каждого из них с преобладающими значениями.

прозвучивались, а из верхних (0—1 м) — прозвучивались при максимальной мощности излучаемого импульса (ст. 2129, рис. 1).

Возрастание градиента скорости с глубиной или смена его знака связано с неоднородностью литологического состава по разрезу, в верхней части которого залегают современные илы, а в нижней — позднеледниковые глины.

Проведенные исследования позволяют получить информацию об упругих свойствах осадков Балтийского моря. Они еще раз подтверждают, что в большинстве случаев в верхнем слое рыхлых морских отложений наблюдаются скорости звука, величина которых меньше скорости звука в воде.

Результаты измерений скорости звука в донных осадках и данные о градиентных свойствах различного типа отложений несомненно, окажутся полезны при интерпретации материалов МОВ, МПВ и геоакустических разрезов сейсмопрофилирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море на н/с «Проф. Добринин». Океанология, 6.
- БЛАЖЧИШИН А. И., УСОННИС М. М.: 1970. Особенности осадкообразования в юго-восточной части Балтийского моря по данным минералогического анализа. *Baltica*, 4, Вильнюс.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧУС Л. С., РУДЕНКО М. В.: 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря. *Baltica*, 4, Вильнюс.
- БОРДОВСКИЙ О. К.: 1966. Процессы накопления и пути преобразования органического вещества в океанских донных осадках. Химические процессы в морях и океанах, М.
- ВЕБЕР В. В.: 1966. Изменение состава органического вещества современных морских осадков в зависимости от фаций отложений. Химические процессы в морях и океанах, М.
- ГОРШКОВА Т. И.: 1963. Донные отложения Балтийского моря. *Baltica*, 1. Вильнюс.
- ГОРШКОВА Т. И.: 1966. Органическое вещество донных отложений Балтийского моря. Химические процессы в морях и океанах, М.
- НОФЕ В. К., ЯМПОЛЬСКИЙ А. А.: 1954. Расчетные графики и таблицы по электроакустике. Госэнергоиздат, М.—Л.
- СТАШКЕВИЧ А. П.: 1966. Акустика моря. Изд-во «Судостроение», Л.
- ШИШКИНА О. В.: 1966. К определению интенсивности обмена химическими элементами на границе раздела придонные воды — морские осадки. Химические процессы в морях и океанах, М.
- BUNCE E. T.: 1969. Seismic refraction measurements in the Baltic Sea. Geophysical prospecting, vol. XVII, No 1.
- JONES J. L.; LESLIE C. B., BARTON L. E.: 1958. Acoustic characteristics of a rock bottom. *JASA*, vol. 30, No 2.
- SHUMWEY G.: 1960. Sound Speed Absorption Studies of Marine Sediments by a Resonance Method. Part I, *Geophysics*, vol. XXV, No 2.
- ULONSCA A., JARKE J.: 1966. Ein Gerät zur in situ-Messung der Schallgeschwindigkeit in marinen Sedimenten. *Dtsch. hydrogr. Z. Jahrgang 19, Heft 3*, Hamburg.

Поступило: 30.11.1972

by

N. I. SVIRIDOV

ABSTRACT

Results of sound velocity measurements in bottom sediments of the East Baltic Sea and the Gulf of Riga are given. The measurements are made in 40 columns within a frequency band of 30—200 kc/sec. The measurement error is 2—4%.

As to acoustic properties of bottom sediments the three types are distinguished in the Baltic Sea:

1. Holocene muds, sound velocity is 1.30—1.48 km/sec (velocity of 1.40 km/sec prevails);
2. Late-glacial clays, sound velocity is 1.36—1.72 km/sec (velocity of 1.50 km/sec prevails);
3. Morainic loams, sound velocity is 1.50—1.80 km/sec (velocity of 1.69 km/sec prevails).

Within the limits of the measured horizon (0—3 m) the sediments show sharply pronounced gradient properties: negative gradients are observed in Holocene muds and positive ones are in late-glacial clays and morainic loams.

Low sound velocities and gradient properties of muds are related to their higher moisture and gas-saturation. In some cases the gradient variation in different types of bottom sediments is caused by a non-uniformity of the lithological composition throughout the section.

The obtained data on sound velocities and gradient properties of the upper sediment layer may be used in an interpretation of seismic profiling sections.

О СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ МОРСКИХ  
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ЛИЧУПЕ

М. Я. КРУКЛЕ, Х. А. АРСЛАНОВ, Рига—Ленинград

Морские плейстоценовые отложения обнажения Личупе (рис. 1), богатые моллюсками *Portlandia arctica* Gray, впервые описаны Афанасьевым (1967, 1968), а несколько позже Даниловым и др. (1968), Коншиным и др. (1969), Даниловым (1970). Не имея точных сведений о возрасте этих моллюсков указанные авторы высказывают разные мнения о возрасте морских плейстоценовых отложений данного обнажения. Афанасьев формирование их относит к рисскому периоду, Коншин и др. считают их образовавшимися после франкфуртской стадии, по И. Данилову же глины «Личупского озера» и залегают ниже мгинских морских глин между рисским ледниково-морским слоем и летижскими ледниково-морскими суглинками.

С целью сбора моллюсков *Portlandia arctica* Gray для определения их абсолютного возраста, а также получения других дополнительных данных, в 1970 г. авторами были сделаны новые расчистки обнажения Личупе, расположенные несколько метров справа от описанной Коншином и др. (1964) расчистки. В этом обнажении (рис. 2) под 4,0 метровым оползнем вскрыты (сверху вниз):

|   | мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Песок глинистый с гравием и галькой .....  | 0,20        |
| 2. Песок с гравием и галькой .....  | 0,50        |
| 3. Суглинок мореный, серовато-коричневый с галькой .....  | 0,18        |
| 4. Песок разнозернистый, желтый .....   | 0,02        |
| 5. Глина (морена) серая с фиолетово-коричневатым оттенком, пылеватая с окатанными и угловатыми глинистыми конкрециями различного размера ( $1 \times 2$ см и меньше), зернами гравия и галькой разной величины, в большинстве случаев мелкой ( $1 \times 2$ см) ..... | 1,20        |
| 6. Песок разнозернистый, желтовато-коричневатый .....   | 0,03        |
| 7. Глина безвалунная, коричневато-серая, плотная, пылеватая, с карманообразными линзами черной глины (на воздухе становится зеленовато-серой), в которой в большом количестве содержатся хорошо сохранившиеся моллюски <i>Portlandia arctica</i> (рис. 4) .....       | 0,40        |
| 8. Глина (морена?), коричневато-серая, пылеватая, плотная, с редкой различной величины галькой и зернами гравия .....   | 0,37        |
| 9. Песок разнозернистый, серовато-коричневый .....  | 0,05        |
| 10. Глина (морена) коричневато-серая, пылеватая с галькой .....   | 0,05        |
| 11. Алеврит глинистый, серый с примесью комочеков черной глины, в которых содержатся моллюски <i>Portlandia arctica</i> Gray .....  | 0,05        |
| 12. Глина (морена?) коричневато-серая, пылеватая с галькой (подобная слою 8) .....  | 0,03        |

13. Алеврит глинистый, серый (подобный слою 11) ..... 0,0  
 14. Глина (морена?) коричневато-серая, пылеватая с редкой галькой, гравием и валунами. В нижней части слоя встречена линза синевато-серой алевритистой глины ..... 0,6

Далее, до уровня воды в реке Огре следует насыпь мощностью — 0,40 м. По нашему мнению морскими плейстоценовыми отложениями являются слои 7—14.

Гранулометрические исследования (табл. 1), выполненные в лаборатории Управления геологии Латвийской ССР, показывают, что глина с редкой галькой и валунами (слои 8, 10, 12, 14, обр. IV, V, VI, VII) содержит фракцию  $>2,0$  мм 0,9—1,7%, песчаную 12,8—20,0%, алевритовую 15,9—22,2% и глинистую 56,0—70,4%. Во всех образцах преобладает глинистая фракция (максимально 70,4%). Коричневато-серые безвалунные глины (слой 7, обр. VIII, IX), относящиеся к типу тонких глин, содержат песчаных частиц 1,1—1,9%, алевритовых 14,1—18,9% и глинистых частиц 79,2—84,8%. Черные тонкие глины, безусловно относящиеся к межморенным морским отложениям с богатым включением моллюсков *Portlandia* (обр. X, XI), содержат 0,2—1,0% песка, 28,6% алеврита и 70,4—71,2% глинистых частиц. Данные показывают, что обе глины — коричневато-серые и черные, имеют сравнительно одинаковый гранулометрический состав. Состав, перекрывающего эти глины коричневато-серого тонкого валунного суглинка, (слой 5, обр. II, III), в обоих образцах одинаков — фр.  $>2,0$  мм 2,1%, песка 22,3—22,8%, алеврита 27,9—28,7% и глинистых частиц — 47,2%. Верхняя, буровато-коричневая морена (слой 3, обр. I), относящаяся к типу грубого валунного суглинка — имеет фр.  $>2,0$  мм — 1%, песка — 35,5%, алеврита — 20,1% и глинистых частиц 34,4%. Обе верхние морены, перекрывающие безвалунные глины, по своему составу отличаются друг от друга. Верхняя морена имеет значительно более песчанистый состав. Гранулометриче-

### Таблица 1

### Гранулометрический состав (%) отложений в разрезе Личупе

| № образца | Глубина взятия образца м | Фракции, мм          |               |                  |             | Общая характеристика отложений                     | Классификация гранулометрического состава по Н. М. Сибирцеву (1951) |
|-----------|--------------------------|----------------------|---------------|------------------|-------------|--|---|
|           |                          | Галька и гравий >2,0 | Песок 2,0—0,1 | Алеврит 0,1—0,01 | Глина <0,01 |  |   |
| I         | Из верхней морены        | 1,0                  | 35,5          | 29,1             | 34,4        | Морена рыжевато-красно-бурая                       | Суглинок грубыЙ (валунный   |
| II        | 0,7—0,9                  | 1,8                  | 22,3          | 28,7             | 47,2        | Морена коричневато-серая                           | " "   |
| III       | 1,0—2,1                  | 2,1                  | 22,8          | 27,9             | 47,2        | Глина "бровато-серая                               | Глина "тонкая   |
| VIII      | 2,15—2,30                | —                    | 1,0           | 28,6             | 70,4        | Глина "черная (свежая) на воздухе зеленовато-серая | безвалунная   |
| IX        | 2,30—2,50                | —                    | 0,2           | 28,6             | 71,2        | " "  | " "   |
| X         | Верхняя часть слоя       | —                    | 1,9           | 18,9             | 79,2        | " "  | " "   |
| XI        | Нижняя часть слоя        | —                    | 1,1           | 14,1             | 84,8        | " "  | " "   |
| IV        | 2,50—2,65                | 1,7                  | 14,2          | 20,9             | 63,2        | Глина коричневато-серая с редкими валунами         | Глина тонкая валунная   |
| V         | 2,65—2,85                | 0,9                  | 12,8          | 15,9             | 70,4        | " "  | " "   |
| VI        | 3,10—3,40                | 1,0                  | 20,8          | 22,2             | 56,0        | " "  | Глина "грубая"  |
| VII       | 3,40—3,70                | 1,50                 | 15,8          | 19,0             | 64,0        | " "  | Глина тонкая  |

ский состав указывает, что слои 7–14 формировались в водных (морских) бассейновых условиях.

Диатомеи (табл. 2) в большем или меньшем количестве содержатся во всех отложениях Личупского разреза. Определение диатомовых водорослей выполнялось в лаборатории Управления геологии Латвийской ССР (Озолинь В., Целма В.). В нижней части разреза (обр. 21), сложенной синевато-серыми алевритами, содержатся главным образом пресноводные диатомеи — *Cyclotella baicalensis* f. *minuta* Skv., *Epithe-*



Рис. 1. Схема расположения разреза Личупе

*mia argus* var. *alpestris* (Grun.) Hust., *Melosira ambigua* (Grun.) O. Müll., и др. Морские диатомы представлены только *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun. В коричневато-серых мореноподобных глинах, (обр. 14, 15, 19, 20), имеющих включение вышеупомянутых алевритов, обнаружены лишь пресноводные диатомы — *Melosira islandica* O. Müll. В верхней части этого слоя глины, наряду с отмеченными пресноводными формами диатомой определены морские виды — *Coscinodiscus radiatus* Ehr. Более богатым составом пресноводных и морских диатомей характеризуются коричневато-серые безвалунные глины (обр. 8, 9, 10, 11, 12, 13.). Из пресноводных видов в них дополнительно определены *Fragilaria intermedia* Grun., *Tabellaria binalis* (Ehr.) Grun. Появляются диатомы пресноводно-солоноватоводные — *Cymatopleura elliptica* (Breb. W. Sm.), *Epithemia turgida* (Ehr) Kitz., и морские — *Diploneis smithii* (Breb) Cl. Выше перечисленные диатомы дополняются солоноватоводно-морскими и морскими — *Amphora crassi* Greg., *Cocconeis smithii* (J. Kiss), *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Rhabdonema arcuatum* f. *contracta* Fricke. Наибольшим разнообразием диатомовой флоры отличаются черные глины, содержащие много включений раковин *Portlandia*. Здесь пресноводные диатомы представлены — *Diatoma vulgare* var. *brevis* Grun., *Eunotia robusta* var. *tetradon* (Ehr.) Ralfs, *Fragilaria pinnata* var. *trigona* (Brun et Herib) Hust., *Melosira*, *Nitzschia* Grun., *Opephora martyi* Heryb., *Tabellaria binalis* (Ehr.) Grun. Пресноводно-солоноватоводные — *Cocconeis placentula* Ehr., *Fragilaria capucina* Desm., и морские — *Coscinodiscus Rothii* var. *minor* Grun., *Actinocyclus Ehrenbergii* Ralfs, *Actinocyclus Ehrenbergii* var. *tenella* (Breb) Hust., *Coscinodiscus obscurus* A. S.,

Таблица 2

Распределение диатомовых водорослей (абс. числа) в отложениях разреза Лицуне (по данным 1970 года)

| Название<br>водорослей   | Отложение<br>(стекло-<br>ватка) | Массово-сцепка | Глина белозунная<br>коричнево-серая          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    | Ареалы |    |    |    |    |    |    |    |    |    |   |
|--|---------------------------------|----------------|--|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|--------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|
|  |                                 |                | № образца (глуб. отбора<br>обр. мак. рис. 2) | 1 | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12     | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |   |
| <b>Пресноводные</b>  |                                 |                |  |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |        |    |    |    |    |    |    |    |    |    |   |
| <i>Coscinodiscus plicatus</i><br>Grun.                                       | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | 14 | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |   |
| <i>Cyclotella baicalensis</i><br><i>t. minuta</i> Skv.                       | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | —  | 1  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |   |
| <i>Diatoma vulgare</i> var.<br><i>brevis</i> Grun.                           | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |   |
| <i>Epithemia argus</i> var.<br><i>alpestris</i> (Grun.) Hust.                | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |   |
| <i>Eunoia robusta</i> var.<br><i>tetradron</i> (Ehr.) Ralfs.                 | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 1  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | 2  | —  |   |
| <i>Fragilaria intermedia</i><br>Grun.  | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Fragilaria pinnata</i> var.<br><i>trigona</i> (Brun et He-<br>rib.) Hust. | —                               | —              | —  | — | 3  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Melosira ambigua</i><br>(Grun.) O. Müll.                                  | 2                               | 3              | 3  | — | 7  | 5  | 6  | —  | —  | 4  | 1  | 4  | 7  | —  | —      | 1  | 2  | 2  | —  | —  | 1  | —  | —  | —  | — |
| <i>Melosira arenaria</i> Mo-<br>ore  | —                               | —              | 23   | 3 | —  | 7  | —  | 13 | 8  | 15 | 4  | 8  | 5  | —  | —      | 2  | 3  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | 4  |   |
| <i>Melosira granulata</i><br>(Ehr.) Ralfs.                                   | —                               | —              | 18   | — | —  | —  | —  | 3  | 6  | 1  | —  | 3  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Melosira islandica</i><br>O. Müll.  | 2                               | 5              | 22   | 5 | —  | 4  | 7  | 20 | 40 | 18 | —  | 23 | 10 | 2  | —      | 5  | 10 | 10 | 2  | —  | 2  | —  | —  | —  |   |
| <i>Melosira undulata</i><br>(Ehr.) Ktz.                                      | —                               | —              | 9  | — | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <b>Пресноводно-<br/>солоноватоводные</b>                                     |                                 |                |  |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |        |    |    |    |    |    |    |    |    |    |   |
| <i>Melosira Nitczschiae</i><br>Grun.   | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Opephora Martyi He-<br/>rib.</i>  | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Tabellaria binalis</i><br>(Ehr.) Grun.                                    | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | 1  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <b>Морские</b>   |                                 |                |  |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |        |    |    |    |    |    |    |    |    |    |   |
| <i>Actinocyclus Ehrenber-<br/>gi</i> Ralfs.                                  | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 6  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Actinocyclus Ehr. var.<br/>tenella</i> (Breb.) Hust.                      | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 4  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —      | —  | 1  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Amphora crassa</i> Greg.<br><i>Cocconeis Schmidti</i><br>(J. Kiss.)       | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | —  | —  | 3  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Coscinodiscus obscu-<br/>rus A. S.</i>                                    | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 3  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Coscinodiscus radiatus</i><br>Ehr.  | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 3  | 8  | 12 | 12 | 4  | 6  | 3  | 2      | 2  | 1  | —  | 1  | 2  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Coscinodiscus Rothii</i><br>var. <i>minor</i> Grun.                       | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 15 | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Coscinodiscus stellaris</i><br>Roper.                                     | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | —  | 3  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Diploneis smithii</i><br>(Breb.) Cl.                                      | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | 2  | —  | 1  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Grannathomphora mari-<br/>na</i> (Lungb.) Ktz.                            | —                               | —              | —  | — | —  | —  | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —      | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | — |
| <i>Hyalodiscus scoticus</i><br>(Ktz.) Grun.                                  | 5                               | —              | —  | — | 13 | 12 | 20 | 36 | 15 | 6  | 5  | —  | 10 | 1  | —      | 2  | 5  | 10 | —  | —  | 2  | —  | —  | —  | 2 |

184

185

*Grammatophora marina* (Lungb.) Ktz., *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Rhabdonema arcuatum* (Lungb.) Ktz., *Rhabdonema arcuatum robusta* (Grun.) Hust., *Surirella conifera* var. *punctata* Skv. В верхней части обнажения, в мореноподобной глине, (обр. 1, 2) найдено только несколько переотложенных пресноводных и морских диатомей. Состав и количество диатомей меняется вместе с характером пород. Таким образом, морские диатомы в больших количествах встречаются в черных безвалунных глинах, несколько меньше их в коричневато-серых безвалунных глинах. Остальные породы или бедны, или вообще их не содержат.

Результаты палинологического изучения (определенны В. Озолиня и В. Цельма. Управление геологии при СМ Латв. ССР) указывают на всей кривой сравнительно однообразный вид спектров (рис. 3). Повсеместно доминирует пыльца древесных пород, составляя 59,5—92,4 %. Содержание спор 6,9—36,3 %, пыльцы травянистых и кустарниковых — 0,6—5,7 %. Среди пыльцы древесных пород повсеместно доминирует *Pinus* — 16,0—90,0 %. Второе место занимает *Betula* 0,6—66,0 %. Повсеместно присутствует пыльца *Picea* 1,0—32,5 % и *Alnus* 4,0—17,6 %. Пыльца широколиственных — *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer* и *Fagus* присутствуют спорадически и в небольших количествах — 0,4—12,0 %. *Corylus* образует почти непрерывную кривую — 0,8—15 %. В глине, похожей на морену, выявлена *Ephedra* — 0,4 %. Из спор наибольшие количества приходятся на *Bryales* — 10—84,3 % и *Polypodiaceae* — 8,6—58,8 %. Довольно много *Lycopodiaceae* — 1,7—9,1 % и *Selaginella selaginoides* — 3,4—11,1 %. Мореноподобные отложения (обр. 19, 20) и включенные в них прослойки алеврита и песка содержат одинаковую пыльцу. Местами в незначительных количествах появляются широколиственные. Нижняя часть слоя безвалунной морской глины содержит включения *Selaginella selaginoides* — 3,4—4,0 %. Преобладает в это время *Pinus*. Наполовину меньше встречается пыльцы *Betula* — 7,6—6,9 % и *Picea*. Широколиственных очень мало — 0,4—1,0 %. Количество *Alnus* и *Corylus* местами возрастает, местами несколько сокращается, тоже происходит с *Bryales* и *Sphagnales*. Для спорово-пыльцевого состава черных глин характерен более разнообразный состав спектра. Максимума достигает *Picea* — 32,1 %. *Pinus* быстро сокращается в нижней части слоя, а на контакте с коричневато-серыми глинами снова возрастает. Значительно сократилось количество *Betula*, но возрастает *Alnus*. Несколько меньше *Corylus* и *Bryales*. Как уменьшается, так и возрастает *Sphagnales* и *Polypodiaceae*. Обнаружены также *Lycopodiaceae*. В период образования черных глин наблюдается некоторое улучшение климата (*Carpinus* 11—12 %, максимум *Picea* 32,5 %). Спорово-пыльцевой состав меняется в верхней части разреза в слое коричневато-серой морской безвалунной глины. Уменьшается *Pinus*, возрастает *Betula*, которая достигает своего максимума (66 %). Резко уменьшается *Picea* и *Alnus*. Из спор сокращается *Polypodiaceae* и возрастает *Bryales*. В тонкой прослойке песка, залегающей под безвалунной глиной, снова появляется *Selaginella selaginoides* (4,0—0,9 %). В начале и в конце образования коричневато-серой безвалунной глины климатические условия как будто ухудшаются (*Selaginella selaginoides*).

Вышеописанный спорово-пыльцевой состав показывает, что морские плейстоценовые отложения разреза Личупе образовались в условиях холодного — субарктического климата (*Selaginella selaginoides*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, незначительное количество широколиственных).

Как уже отмечалось при описании обнажения, моллюски *Portlandia* имеют очень хорошую сохранность (рис. 4) и на месте расчистки изу-

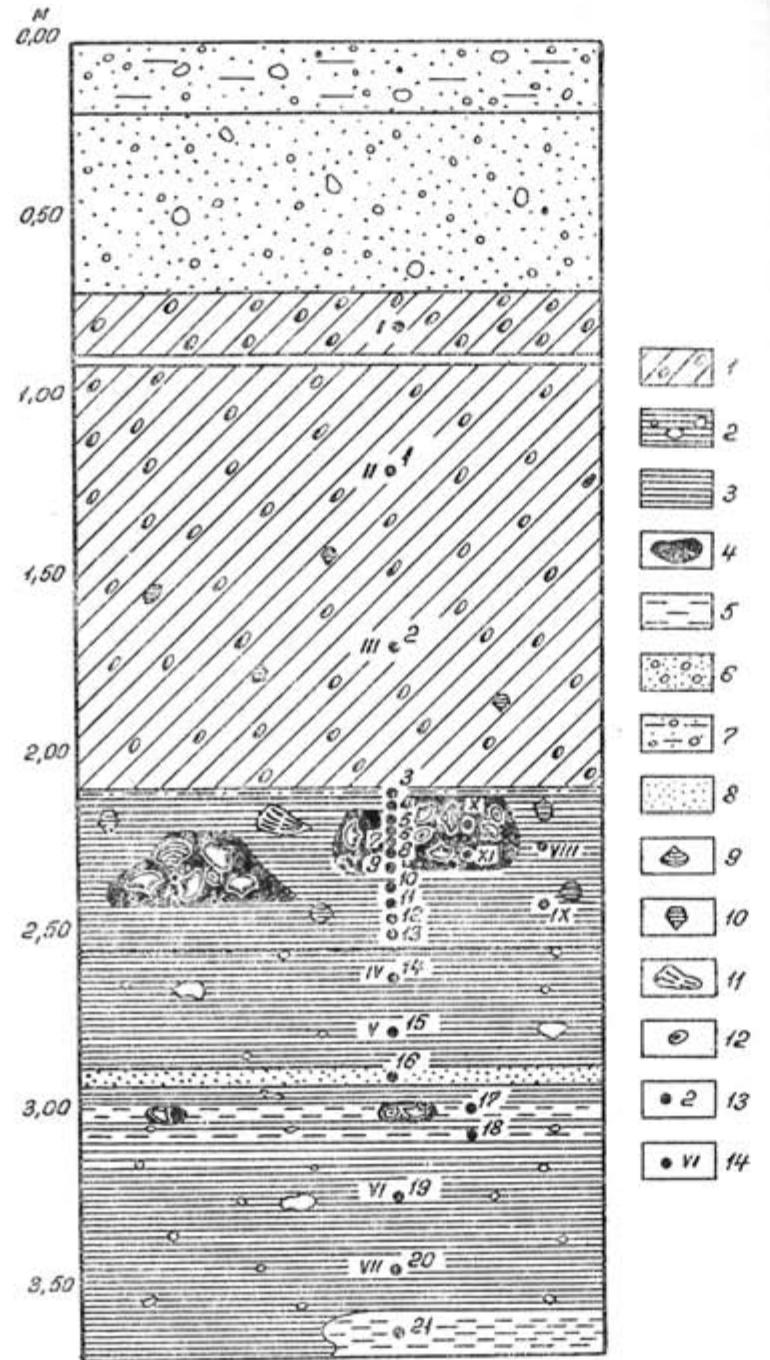


Рис. 2. Геологическое строение обнажения Личупе по данным расчистки 1970 года:

1 — морена серовато-коричневая, коричнево-серая; 2 — глина с редкой галькой и валунами; 3 — глина коричнево-серая; 4 — глина черная; 5 — алеврит; 6 — гравий с галькой; 7 — глинистые пески с гравием и галькой; 8 — песок; 9 — раковины моллюсков *Portlandia*; 10 — брекчии глии; 11 — неопределенный фрагмент морской фауны; 12 — скопления вивианита; 13 — образцы, отобранные для изучения спор — пыльцы и диатомовых; 14 — образцы, отобранные для изучения литологического состава.

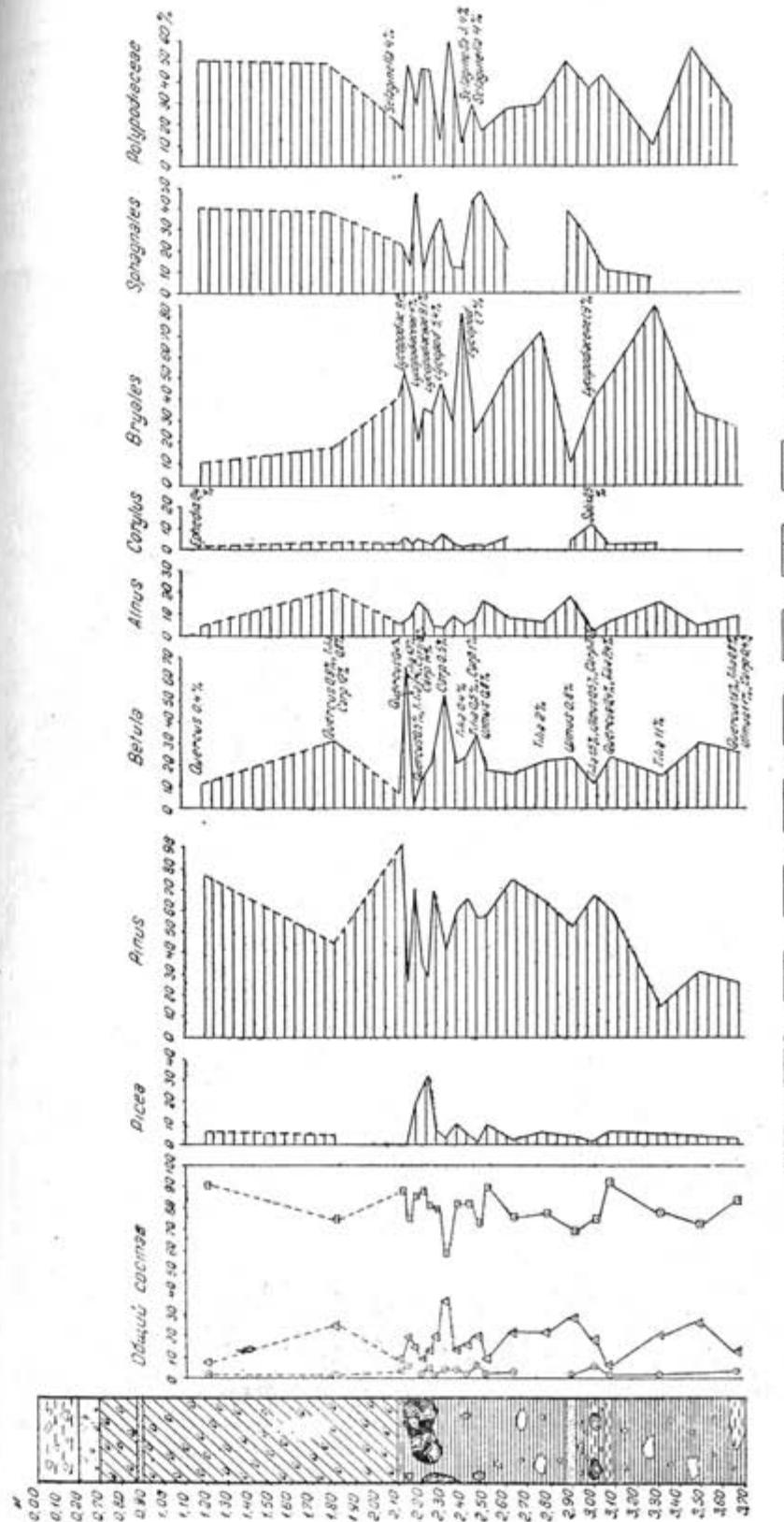


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных отложений разреза Личупе (по данным 1970 года);  
1 — морена серовато-коричневая, коричнево-серая; 2 — глина и валуны; 3 — гравий с галькой; 4 — алевролит; 5 — песок; 6 — гравий с галькой; 7 — глина; 8 — глина (черная); 9 — глина с галькой и валунами; 10 — гравий с галькой; 11 — гравий с галькой; 12 — споры древесных пород; 13 — пыльца древесных пород; 14 — вивианит; 15 — глинистые пески с гравием и галькой; 16 — гравий с галькой; 17 — гравий с галькой; 18 — гравий с галькой; 19 — гравий с галькой; 20 — гравий с галькой; 21 — гравий с галькой.

ченного обнажения они обнаруживаются только в черных безвалунных глинах, которые в виде разнообразных линз (рис. 2) залегают среди буровато-серых безвалунных глин. Из этих линз черных безвалунных глин моллюски *Portlandia* отобраны для определения абсолютного возраста. Датирование этих раковин было проведено в лаборатории Геохронологии НИГЭИ Ленинградского университета. Для обнаружения возможного загрязнения более молодым или современным углеродом датирование проводилось по двум фракциям — внешней и внутренней. По-

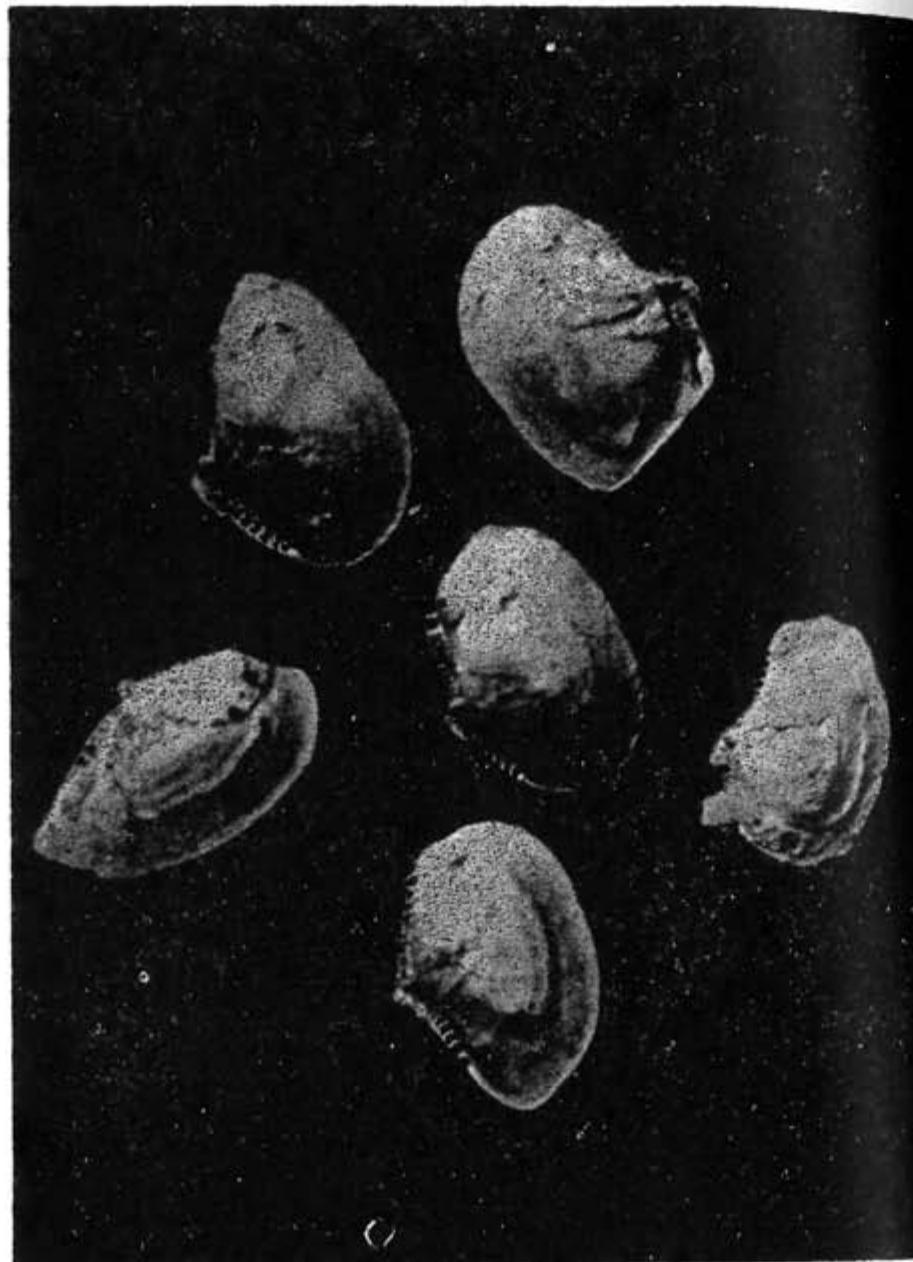


Рис. 4. Находки раковин моллюска *Portlandia articata* Gray

верхностный слой, составляющий 30% от первоначального веса раковин, удалялся растворением в соляной кислоте. Получены следующие значения возраста: ЛУ-198 А внешняя фракция —  $34300 \pm 2320$  лет. ЛУ-198 В. внутренняя фракция  $>41160$  лет.

Полученные результаты свидетельствуют, что внешняя фракция загрязнена более молодыми или современными карбонатами, приносимыми грунтовыми водами. Однако во внутреннюю фракцию загрязнение не проникло и датировка ЛУ-198 В отражает верхний достоверный предел возраста ( $>41160$  лет) этих раковин. Аналогичная ситуация (значительно меньший возраст внешней фракции по сравнению с внутренней фракцией) установлена нами при послойном датировании многих древних раковин (Арсланов, 1972). Из-за ограниченного количества раковин на данном этапе исследования разреза Личуле нам не удалось отобрать достаточное количество проб для достижения предела датирования (50—55 тыс. лет).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что образование морских межморенных отложений с раковинами *Portlandia articata* происходило не позже первой половины длительного внутривалдайского безледного периода — средневалдайского интерстадиального (?) комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АРСЛАНОВ Х. А.; 1972. Дендроклиматохронология и радиоуглерод. Каунас.  
 АФАНАСЬЕВ Б. Л.; 1967. Морские морены в Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. Baltica, 3. Вильнюс.  
 АФАНАСЬЕВ Б. Л.: 1968. О находках и значении фауны фораминифер в моренах Прибалтики. Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Изд-во «Периодика», Вильнюс.  
 ДАНИЛОВ И. Д. и др.: 1968. К вопросу о ледниково-морских плейстоценовых отложениях Латвии. Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Изд-во «Периодика», Вильнюс.  
 ДАНИЛОВ И. Д.: 1970. Корреляция плейстоценовых отложений севера Русской равнины и Западной Сибири. Материалы к симпозиуму, Ленинград.  
 КОНШИН Г. И. и др.: 1969. Морские отложения в плейстоцене центральной Латвии. В кн: Вопросы четвертичной геологии, 4, Рига.  
 ЯКОВЛЕВ С. А.: 1954. Литологический состав. В кн: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Часть I. Москва.

Поступило: 4.3.1973

#### ON STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF MARINE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE LIČUPE SECTION

by

M. KROKLE, H. ARSLANOV

#### ABSTRACT

The outcrops of marine pleistocene deposits on the river bank Ličupe are known since 1967. They are exposed at the height of 90—110 metres above

the sea-level and are more as 2 m thick. The deposits mentioned are underlaid by grey-brown, in some places, dark-brown or reddish-brown loam or loamy sand. In turn they are covered by grey or reddish-brown loamy sand. Ličupe marine deposits consist mainly of loam, silts and sand, sometimes, with gravel-pebble intercollations and scattered boulders (marine moraine). In black boulderless marine loams great quantities of well-preserved *Portlandia arctica* shells are present. The data of micropaleontological analysis testifies to the formation of Ličupe pleistocene marine deposits in a cold water under subarctic environmental conditions.

$C^{14}$  datings of the *Portlandia arctica* shells ( $>41160$  B.P.) indicate that the Ličupe marine beds were formed during the Middle-Valdai (Middle-Weichselian) period.

## ТЕРРАСЫ НЕМАНА, ИХ ВОЗРАСТ И СООТНОШЕНИЯ С БЕРЕГОВЫМИ ЛИНИЯМИ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ВОДОЕМОВ И БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

(Предварительное сообщение)

Л. Н. ВОЗНЯЧУК и М. А. ВАЛЬЧИК, Минск

Основу современных представлений о строении, морфологии и истории развития долины Нямунаса (Немана) на территории Литвы составляют результаты исследований А. А. Иностранцева (1882), Людомира Савицкого (Sawicki, 1909), Н. Н. Соболева (1910), Б. Кёрике (Körgne, 1930), Е. Кондрацкого (Kondracki, 1947), А. Б. Басаликаса (1955—1967; Basalykas, 1955—1965), Л. С. Мицаса (1960—1974; Micas, 1959), А. Микалаускаса (Mikalauskas, 1961) и Р. Кунскаса (Kunskas, 1963—1964, 1969). Особо важное значение имеют работы А. Б. Басаликаса. В них намечена естественная последовательность этапов в ходе формирования неманской долины, охарактеризовано строение древнего и современного аллювия и выделены палеодинамические фазы реки, уточнены количество, геоморфологические особенности и геологический возраст ее террас, а также их соотношения с береговыми линиями приледниковых озер и Балтийского моря.

Достижения в деле изучения долины Нямунаса тесно связаны с успехами осуществленных В. К. Гуделисом (1954—1973; Gudelis, 1955—1969) исследований проблем неотектоники, системы краевых ледниковых образований Северо-Запада Европейской части СССР и литовского побережья Балтийского моря, позволивших воссоздать весьма сложную картину деградации валдайского ледникового покрова, движений земной коры и колебаний уровня Балтики в голоцене и голоцене.

Геолого-геоморфологические материалы по долине Немана на территории Белоруссии, накопленные в течение XIX и первой половины XX веков, сводились главным образом к отрывочным сведениям о террасах и отдельных обнажениях четвертичных отложений, приведенным в работах В. М. Севергина (1803), А. Э. Гедройца (1895, Giedroyć, 1886), А. Б. Миссуны (1909), Н. Н. Соболева (1910), Б. Рыдзевского (Rydzewski, 1927), В. Ревеньской (Rewieńska, 1933), Б. Галицкого и Л. Савицкого (Halicki i Sawicki, 1937; Halicki, 1951), В. А. Дементьева (1948, 1954).

Коренной перелом в изучении Белорусского Понеманья произошел в 50-х годах, когда на этой территории начались государственные геологические съемки, при проведении которых большое внимание уделялось и долине Немана. Как показали эти работы и специальные исследования,

проведенные в 1955—1958 и 1961—1969 годах, строение ее гораздо сложнее, чем предполагалось ранее (Басаликас, 1955). Помимо голоценовых, готигляциальных, поморских и древнейших морфологически выраженных верхнеплейстоценовых террас, на этом участке были выделены средне-нововалдайская («мостовская»), погребенная рисско-вюрмская (горницкая) террасы и эрозионные террасовидные уровни, сформировавшиеся в позднерисское время. Возраст аллювия некоторых террас впервые удалось непосредственно установить по палинологическим, карологическим, конхиологическим, палеотериологическим и археологическим данным (Вознячук, 1959—1972; Л. Н. Вознячук и Н. Т. Вознячук, 1965). Для образцов, отобранных Л. Н. Вознячуком в 1955—1956 и 1968 годах у д. Гожа, были получены впервые радиоуглеродные датировки старичных отложений средне-нововалдайской (плениглациальной) и 9—12-метровой террас (Виноградов и др., 1959, 1962; Арсланов, Вознячук и др., 1972; Вознячук, 1971, 1972).

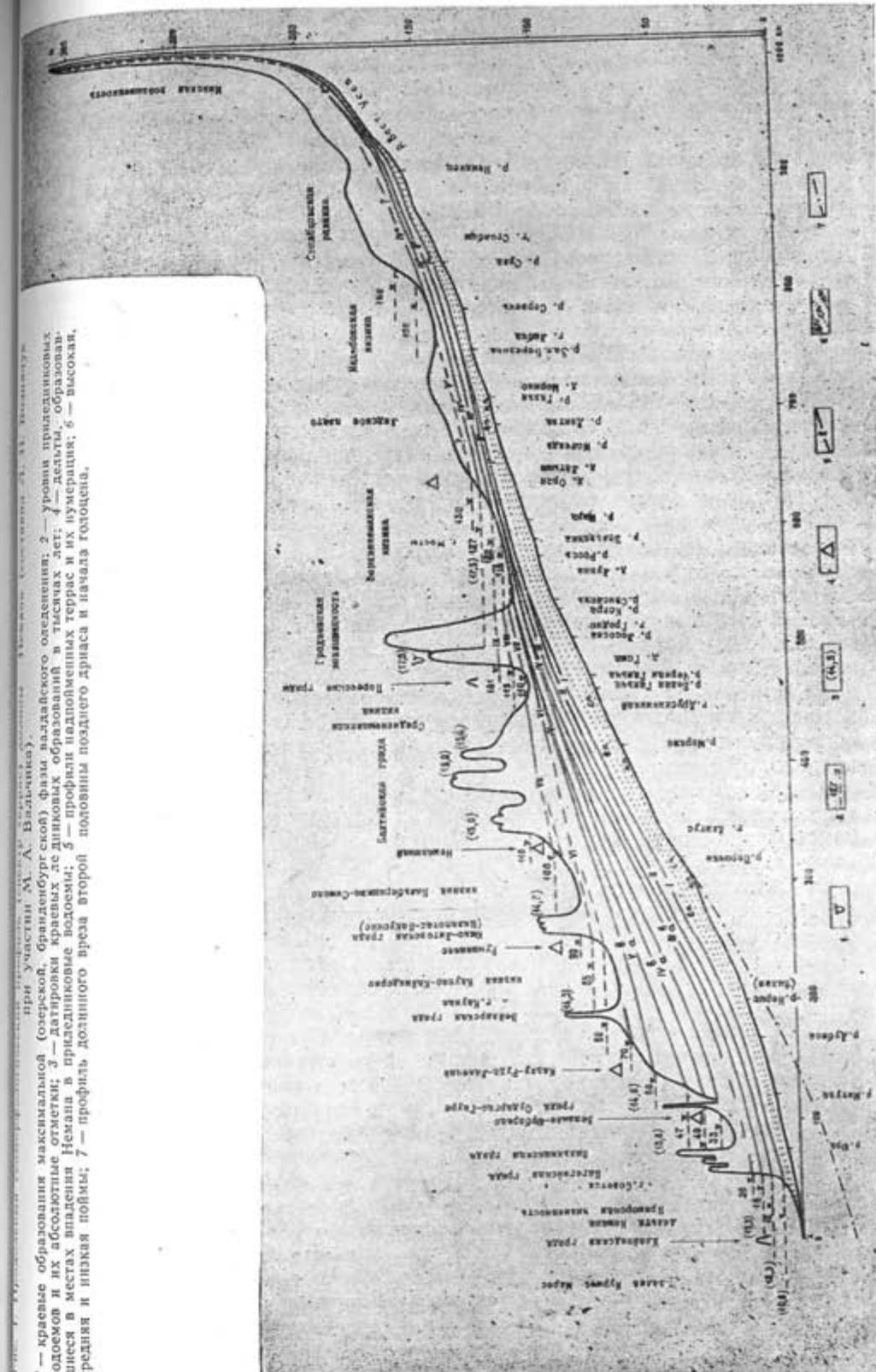
Весьма весомый вклад в познание геоморфологии и истории долины Немана внесли исследования Неманской экспедиции Отдела геологии и палеопотамологии антропогена Института геохимии и геофизики АН БССР, в ходе которых на протяжении 1970—1974 годов долина реки была систематически изучена авторами от ее истинного истока — верховьев р. Восточной Усы до г. Друскининкай. Это позволило существенно уточнить особенности геоморфологии долины на разных ее участках, проследить изменения в строении террас и их соотношения друг с другом и с приледникими водоемами, выявить много ранее неизвестных стоянок каменного века, в частности, финальнопалеолитических, и ряд новых разрезов с органогенными озерно-старичными образованиями (Княжеводцы, Мигово, Кукали, Плаковцы, Латыши, Нов. Свержен, Понемонь, Морино, Кремушевка, Ятвэзь, Дэмисевичи и др.). Всестороннее изучение их комплексом методов привело к значительному обогащению представлений об истории неманской долины (Вознячук, 1972, 1973; Вознячук и др., 1972, 1975; Вальчик, 1974; Вознячук, Вальчик, Шулия, 1975; Вознячук, Пуннинг и др., 1975).

Исследования послевоенного периода, проведенные на территории Литвы и Белоруссии, создали реальную возможность для построения продольных геоморфологических профилей и выяснения особенностей спектра (спектров) террас долины Немана на всем ее протяжении от истока реки до устья. Первые опыты обобщений такого рода предпринимались одним из авторов в 1957 и 1963 годах, однако практическое обоснование их и соответствующие графические материалы, хранящиеся в фондах ряда производственных и научных учреждений Минска и Москвы, остались неопубликованными. По этому поводу была напечатана лишь небольшая информационная заметка (Л. Н. и Н. Т. Вознячук, 1965).

На рис. 1 представлен новый, уточненный в результате работ Неманской экспедиции, вариант продольного геоморфологического профиля всей неманской долины, который составлен авторами в декабре 1974 г. На этом профиле хорошо видны либо так или иначе отражены следующие характеристики, морфолого-хронологические параметры и особенности долины Немана и его террас.

1. Увеличение глубины долины вниз по реке от 10—15 м в верхнем до 30—50, а местами даже до 70 м (на участке Алитус—Пуня; Basalykas, 1956) в среднем и нижнем течении (выше г. Советска).

2. Дивергенция, расхождение и увеличение относительной высоты террас (при уменьшении их абсолютной высоты) в верхнем и среднем течении по мере движения вниз по реке.



3. Расщепление более древних террас и увеличение их количества в результате появления более молодых террасовых уровней, приводящего к усложнению общего спектра террас и возникновению локальных (частных) террасовых спектров; чаще всего оно наблюдается в местах увеличения падения реки и продольных профилей террасовых уровней, в так называемых «воротах», местных сужениях долины, расположенных, как правило, непосредственно ниже устьев крупных притоков Немана — рек Перетути (Узденские ворота), Западной Березины (Николаевские ворота), Щары (Мостовские ворота), Свислочи и Котры (Комотовские, Гродненские ворота), Черной и Белой Ганьчи (Свентоянские, Друскининкайские ворота) и Мяркис (Мяркинские ворота).

4. Уменьшение высоты и слияние, конвергенция, нижних (голоценовых и готигляциальных) террасовых уровней в нижнем течении реки при приближении к заливу Куршес Марес.

5. Выпуклая форма продольных профилей VI—I надпойменных террас, пойм и свободной водной поверхности Немана между гг. Любча и Пуня. Она связана не только с общей невыработанностью продольного профиля реки в средней и нижней части ее верхнего течения, с быстрым затуханием при движении вверх по реке волн регрессивной (попятной) эрозии (вызванных многократными резкими снижениями базиса эрозии в результате падения уровней приледниковых водоемов в ходе прерывистого направленно-ритмического процесса деградации валдайского ледникового покрова и отступания его края), а также нахождением былых «вершинных перепадов» и точек дивергенции террас на разных расстояниях — чем моложе терраса, тем дальше — от устья Немана. Эта выпуклость, выпуклая деформация профилей вызвана также, если не в первую очередь, прерывистым поднятием земной коры в западной части Белорусского кристаллического массива (по отношению к Балтийской синеклизе), которое началось как гляциоизостатическое компенсационное воздымание не менее 14000 лет назад (л. н.), т. е. сразу после начала отступания ледника от предельных поморских конечных морен, и продолжается в настоящее время.

6. Связь наиболее молодых генераций аллювия высоких террас Немана с береговыми линиями приледниковых водоемов не только в Литве, но и на территории Белоруссии, где выявлены лимногляциальные береговые линии высотой 170, 160, 150 и 130 м (фазы деградации последнего среднеплейстоценового, днепровского ледникового покрова), 127 м (максимальная, озерская, бранденбургская, фаза валдайского оледенения), 125—123 м (поречская, жёгальская, франкфуртская субфаза), 122—121 м и 115 м (поморская, померанская фаза); эта связь указывает на эвстатическую природу и ряда террас Верхнего Немана.

7. Нумерация террасовых уровней, отличающаяся от счета террас Немана, предложенного А. Б. Басаликасом (Basalykas, 1955—1965), тем, что за первую надпойменную принята самая низкая плейстоценовая (позднедриасовая) терраса, высотой 9—12 м в среднем течении, а не высокая (5—8 м) пойма (1 надпойменная терраса А. Б. Басаликаса), формирование которой началось в конце дриаса 3 или в начале предбюреала.

8. Возраст парагенезов поздневалдайских ледниковых образований, приледниковых водоемов и сопряженных с ними речных террас. Принятые на рис. I датировки соответствуют хронологии послепоморского этапа деградации ледникового покрова, предложенной В. К. Гуделисом (Gudelis, 1958), и оценкам времени формирования конечных морен, которые рассчитаны путем интерполяции по данным об абсолютном возрасте максимальной, озерской, фазы — 18000—17000 л. н. (Арсланов,

Вознячук и др., 1971; Вазнячук, 1971), поморских конечных морен — не менее 14000 л. н. (Berthelsen, 1973) и не более 15500 л. н. (Mörgner, Dreimanis, 1973), Вилькишской (=среднелитовской) гряды, образование которой произошло до начала раунисского потепления, — около 13800 л. н., Клайпедской гряды, возникшей в промежутке между раунисским и бёллингским потеплениями, — 13300—13000 л. н.

Существенная разница (около 2000 лет) в возрасте предельных озерских и поморских конечных морен объясняется, по-видимому, тем, что в течение этого времени, точнее в оптимальную фазу слабого франкфуртско-поморского потепления, соответствующего «интерстадии Эри» (Mörgner, Dreimanis, 1973), край ледникового покрова около 16500 л. н. отступил, вероятно, до линии южнолитовских конечных морен, чтобы затем, в ходе последующего похолодания, продвинуться до границы поморской фазы около 15500—15000 л. н..

Балтийская гряда и полоса, занятая грядами Сударгас-Гяуре, Вилькишикис—Гвардейск и Пагегай—Гаргждай, а также низинами между ними, имеют примерно одинаковую ширину, равную 75—80 км. Расстояние между самой молодой собственно поморской цепью конечных морен и Южнолитовской грядой — 75 км, между Южнолитовской и Вейварской грядами — 80 км и между последней и грядой Сударгас-Гяуре — также 80 км. Формирование конечных морен и отступление края активного ледника в пределах каждой из этих полос, шириной 75—80 км, происходило в течение 300—400 лет со скоростями от 190 м/год (Балтийская гряда) до 250 м/год (полоса между Пагегайской и Клайпедской грядами, оставленная ледником во время раунисского потепления). Эти цифры весьма близки к значениям средних скоростей отступления ледника (190—200 м/год), установленным в Литве варвометрически (Gudelis and Mikailla, 1960).

Ритм с периодом около 300—400 лет, из которых примерно 100—130 лет приходится на формирование конечных морен (Gudelis and Mikailla, 1960) и стабилизацию на их предполье наиболее высоких уровней приледниковых водоемов, проявился и в чередовании основных фаз углубления долины и накопления аллювия высоких (VII, VI, V, IVa и IIIa) террас Немана на территории Литвы. Такому же ритму подчинились, вероятно, и изостатические движения земной коры, вызванные прерывистым отступанием ледника и снятием ледниковых нагрузок.

Столь большие скорости отступания края ледникового покрова и снижения уровней последовательно возникавших приледниковых водоемов обусловили особенно быстрое (от 2 до 6 см в год) углубление долины Немана в пределах покатости между северным подножьем Балтийской гряды и побережьем Балтики (береговой линией Балтийского ледникового озера). В готигляциальном периоде скорость врезания реки в фазы углубления долины были значительными (до 1,5 см/год) только в изловьях реки. В среднем течении ее, у Гожи, средняя скорость углубления долины в позднеледниковое время составляла всего 2 мм/год, а в верхнем течении — не более 1 мм/год.

Не исключено, что во время франкфуртско-поморского интервала воды Немана впервые прорвались через Балтийскую гряду, в результате чего произошло углубление латеральной прадолины Юго-восточной Литвы и Средненеманской низины и долины Верхнего Немана. Этот врез впоследствии был частично заполнен поморскими водноледниками и аллювиальными отложениями.

Сток на запад в прадолину Бебжи-Нарева и далее по Варшавско-Берлинской прадолине из бассейна Немана мог происходить только во время максимальной стадии (озерской фазы) валдайского оледенения

по сквозной долине Припилии-Нурки с ее порогом стока на высоте около 126 м над уровнем моря и в течение поречской (франкфуртской) и по-морской фаз по сквозной долине Волкушанки-Бебжи (порог стока у Липска около 120 м н. у. м.). Представления Л. С. Мицаса (1965—1974), П. П. Вайтекунаса (1968) и некоторых других исследователей, считающих что сток из латеральной прадолины Юго-восточной Литвы на запад к Августову или вверх по Неману (?) (Мицас, 1974) направлялся во время формирования нижней флювиогляциальной террасы Мяркис на абсолютных отметках 115—110 м, не соответствуют действительности.

Готигляциал, т. е. валдайское позднеледниковые в узком смысле слова,—этап, с которого начинается современная эпоха в развитии речных долин на равнинах умеренного пояса Европы, и в частности, долины Среднего Немана. Глубина ее вследствие быстрого врезания реки накануне и в начальные фазы бёллинга и аллераода вплотную приближается к наблюдаемой в настоящее время, склоны в основном приобретают свой нынешний облик, впервые после гожского кроноинтерстадиала (Вазнячук, 1971) рекой отлагаются толщи «настоящего» аллювия, в строении которого принимают участие отложения русловых, пойменных и старичных фаций. На протяжении готигляциала вследствие прерывистого тектонического поднятия территории, резких колебаний климата и базиса эрозии, фазы углубления долины неоднократно сменялись фазами ее расширения и перстративной аллювиальной аккумуляции. В результате между Гродно и Каунасом сформировались террасы высотой 15—17, 13—14 и 10 (9—12) м (Басаликас, 1955, 1967; Мицас, 1959; Л. Н. и Н. Т. Вознячук, 1965). Последние две представляют собой лишь высокий и низкий уровни первой надпойменной террасы Верхнего Немана, не всегда достаточно отчетливо выраженные, заметно (до 6—7 и 4—5 м) поникающиеся в низовьях и сливающиеся вверх по течению реки и ее притоков.

Образование террасовых площадок высотой 15—17 и 13—14 м, по всей вероятности, связано с фазами стабилизации уровня раннего Балтийского ледникового озера (BG 1) на абсолютных отметках 16 и 12 м и может быть отнесено к концу раннедриасового времени (интервалу между раунисским и бёдлингским потеплениеми) и первой половине дриаса 2 (Gudelis, 1969).

10-метровая терраса принадлежит к числу важнейших геоморфологических элементов долины Среднего Немана. В отличие от более высоких уровней, по своей природе в основном эрозионных или эрозионно-равновесных, она, подобно высокой пойме, имеет довольно мощный (до 6—8 м) покров аллювия и является аккумулятивно-равновесной. Вместе с тем, это единственная из голигляциальных террас, аллювий которой удалось датировать не только путем увязки с соответствующей береговой линией BG, но и непосредственно. Особый интерес в этом отношении представляет обнажение аллювия террасы с линзой старичных органогенных отложений, обнаруженной на правом берегу Немана в 12 км севернее г. Гродно и у. Гожа (рис. 2). Здесь, в 750 м ниже устья р. Гожки под аллювиальным покровом террасы высотой 10—12 м выявлена погребенная ложбина ледникового выпахивания глубиной не менее 13—15 м и шириной до 250 м, выполненная коричневыми и зеленовато-серыми алевритами и глинами, сходными с ленточными озерно-ледниковыми образованиями (Вазячук, 1971). Слои глин круто наклонены к оси древней ложбины и во многих местах сильно дислоцированы при доаллерёдских термокарстовых просадках и обрушениях.

Гожская ложбина является непосредственным северным продолжением Маньковецкой гляцигенной рывтины, которая выпахана в макси-

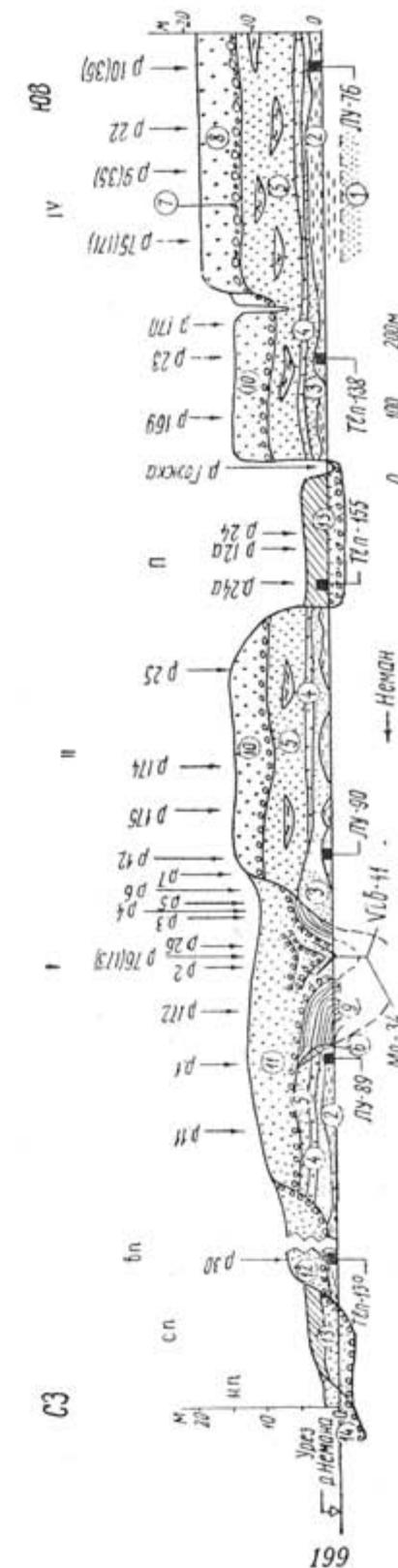


Рис. 2. Геологический профиль правого берега Немана у д. Гожа и Плаковцы (составил Л. Н. Вознячук).

мальную стадию последнего оледенения, около 17 тыс. лет назад (Вазячук, 1971) неманским ледником языком на поверхности средне-нововалдайской террасы, ныне погребенной под валдайской мореной или водноледниковыми песками и глинами, а также под аллювием более молодых террас Немана. Ложбина частично врезана в озерно-старичные алевриты с дриасовой флорой, подчиненные средне-нововалдайской аллювиальной свите и накапливавшиеся 25—23 тыс. лет назад во время последнего, «гожского» потепления дунаевского интерстадиала (Вазячук, 1971). В течение нескольких тысячелетий после отступания ледника Маньковецкая ложбина была «запломбирована» погребенным мертвым глетчерным льдом. Вытаивание его, сопровождавшееся проявлениями термокарста, ускорилось в руине 13,7—13,3 тыс. лет назад) и особенно в бёллинге (12,8—12,3 тыс. лет назад) и позднее, когда на месте Маньковецкой ложбины образовались первые глубокие замкнутые пади. В них, преимущественно на протяжении среднедриасовой фазы (дриаса 2; 12,3—12,0 тыс. лет назад), в ходе накопления аллювия 13—14-метровой террасы при разливах реки попадали ее полые воды, осаждавшие взвешенный алевропелитовый материал. Из последнего и сформировались упомянутые выше «ленточные глины». В настоящее время они залегают на крутых бортах древней Гожской ложбины в виде двух массивов, разделенных более молодой и узкой (до 100 м) термокарстово-старичной ложбиной, дно которой, покрытое галечниками и грубыми песками, находится примерно на 3—5 м ниже уровня реки. Ложбина образовалась накануне аллерёда в результате прорыва в одну из термокарстовых падей быстро врезавшегося тогда Немана. Заполнена она в основном мелкими речными песками, к средней части которых приурочена линза старичных отложений, имеющая мощность до 0,8 м и длину 35—37 м. Центральная, наиболее мощная часть линзы залегает на уровне Немана (подошва минимум 0,5 м ниже меженного уреза), а крылья поднимаются над ним на 1,5—2,0 м (рис. 2).

Старичные отложения представлены серыми тонкими песками, мергелями, гумусированными и торфянистыми иловатыми супесями, оливковыми и темно-серыми гиттиями с многочисленными органическими остатками (растительный детрит, листья, ветки, хвоя, шишки сосны, семена, раковины моллюсков и остракод, надкрылья жуков и кости рыб). Судя по спорово-пыльцевым анализам (рис. 3), выполненным М. А. Вальчиком, они относятся к концу среднего дриаса (DR 2), средне- и верхнеаллерёдской палинозонам сосны (AL 2) и сосны и березы (AL 3), а также к началу позднего дриаса (DR 3). Этот вывод подкрепляется данными о составе семенной флоры, изученной по нашим полевым сборам и частично опубликованной в качестве голоценовой П. И. Дорофеевым (1963) и Ф. Ю. Величковичем (1973). Установленные здесь виды в основном свойственны современной флоре данной территории, однако набор их отражает более бедный состав пионерной лесной растительности аллера. Присутствие среди них *Betula alba* L., *Pinus sylvestris* L. и особенно *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn. указывает на заметное потепление климата в аллере (12,0—10,8 тыс. лет назад), наличие же остатков *Betula nana* L. и *Selaginella selaginoides* (L.) Link говорит о том, что в аллередской флоре еще сохранились реликты ледниковой эпохи. В целом она воспроизводит, как и палиноспектры старичных отложений (рис. 3), сухие брусличные и черничные боры, а также светлые бересово-сосовые леса с подлеском из можжевельника и с толокнянкой, черникой, костянкой и земляникой в кустарниковом и травяном покрове. Вместе с тем, приметной особенностью этой флоры является наличие в ее составе *Polygonum aviculare* L., *P. lapathifolium*

*L.*, *Rumex acetosella* L., *Chenopodium album* L., *Atriplex* sp., *Stellaria* sp., *Scleranthus annuus* L., *Spergula vulgaris* Boenningh., *Lychnis* cf. *chalconica* L., *Potentilla anserina* L., *Hypericum* sp., *Androsace* sp., *Mentha arvensis* L., и других растений открытых местообитаний — песчаных отмелей рек, сухих лугов и склонов, опушек сосновых лесов и т. д. Обильные остатки водных растений указывают на то, что старица имела глубину до 3—4 м, обогащенную карбонатами воду, и все ее дно было покрыто зарослями макрофитов с хорошо выраженной зональностью.

В старичной линзе нами собрана довольно богатая фауна речных моллюсков. По определениям И. В. Даниловского и В. М. Мотузя, она состоит в основном из тех же видов, что и конхилофауна залегающего выше руслового аллювия террасы, но включает значительно больше обитателей озер, старич и рек со слабым течением и илистым дном, таких, как *Lymnaea auricularia* (L.), *L. ovata* (Drap.), *Planorbis planorbis* (L.), *Gyraulus albus* (Müll.), *G. laevis* (Alder), *Valvata piscinalis antiqua* Sow., *Bithynia tentaculata* (L.), *B. leachi* Shep., *Anodonta cellenensis* (Schr.), *Pisidium henslowanum* (Shep.), *P. lilljeborgi* Cles., *P. milium* Held., *P. ponderosum* Stelfox. В этот комплекс входит и ряд наземных видов: *Succinea pfeifferi* Rossini, *S. putris* L., *Punctum rugatum* (Drap.).

Убедительным подтверждением вывода об аллерёдском возрасте рассматриваемой линзы служат полученные в Радиоуглеродной лаборатории Института ботаники АН Литовской ССР (г. Вильнюс) под руководством К. С. Шулия следующие датировки для образца растительного детрита и шишечек сосны из самого верхнего горизонта старичных отложений:  $11050 \pm 100$  лет (Vib-41А) и  $11080 \pm 100$  лет (Vib-41Б) ( $11060 \pm 100$  лет: Vib-41). Эти датировки показали правильность давнего предположения (Басаликас, 1961) о том, что накопление наиболее древних генераций аллювия 10-метровой террасы происходило в аллерёдское время (12,0—10,8 тыс. лет назад), а более молодых — в позднедриасовое.

На мелких песках с подчиненной им линзой аллерёдских озерно-старичных отложений и на «ленточных» глинах, а вне Гожской экзарации — на валдайских подморенных песках и гожских алевритах с дриасовой флорой залегает «нормальный» аллювиальный покров первой надпойменной террасы, мощность которого достигает 7—8 м. Сложен он пойменными образованиями, мощностью 2—3 м, и 5-метровой толщей русловых песков. В их наиболее грубых гравелистых периферийно-русловой и стрежневой фациях с косой слоистостью нами собраны раковины вымершего на территории Белоруссии в конце неоплейстоцена *Gyraulus acronicus* (Fer.) var. *stroemi* Westerlund (*Gyraulus gredleri* Gredler stroemi Westerlund), а также вновь вселившихся в реки бассейна Немана в основном на протяжении готигляциала реофильных моллюсков *Ancylus fluviatilis* Müller, *Borysthenia naticina* Menke, *Valvata piscinalis* Müller, *Viviparus viviparus* (L.), *Unio crassus* Philipsson, *Sphaerium scaldianum* (Normand), *Sph. solidum* (Normand), *Pisidium amnicum* (Müller), *P. nitidum* Jenyns, *P. subtruncatum* Malm. (определения И. В. Даниловского и В. М. Мотузя).

Первая надпойменная, 10-метровая, терраса в верхнем и нижнем течении Немана, выше устья Свисочи и ниже г. Юрбаркас, снижается до 5—6 м над его меженным уровнем. Более молодые генерации ее аллювия в низовьях реки, по данным А. Б. Басаликаса (1967) сопряжены с береговыми дюнами и перевеянными береговыми валами трансгрес-

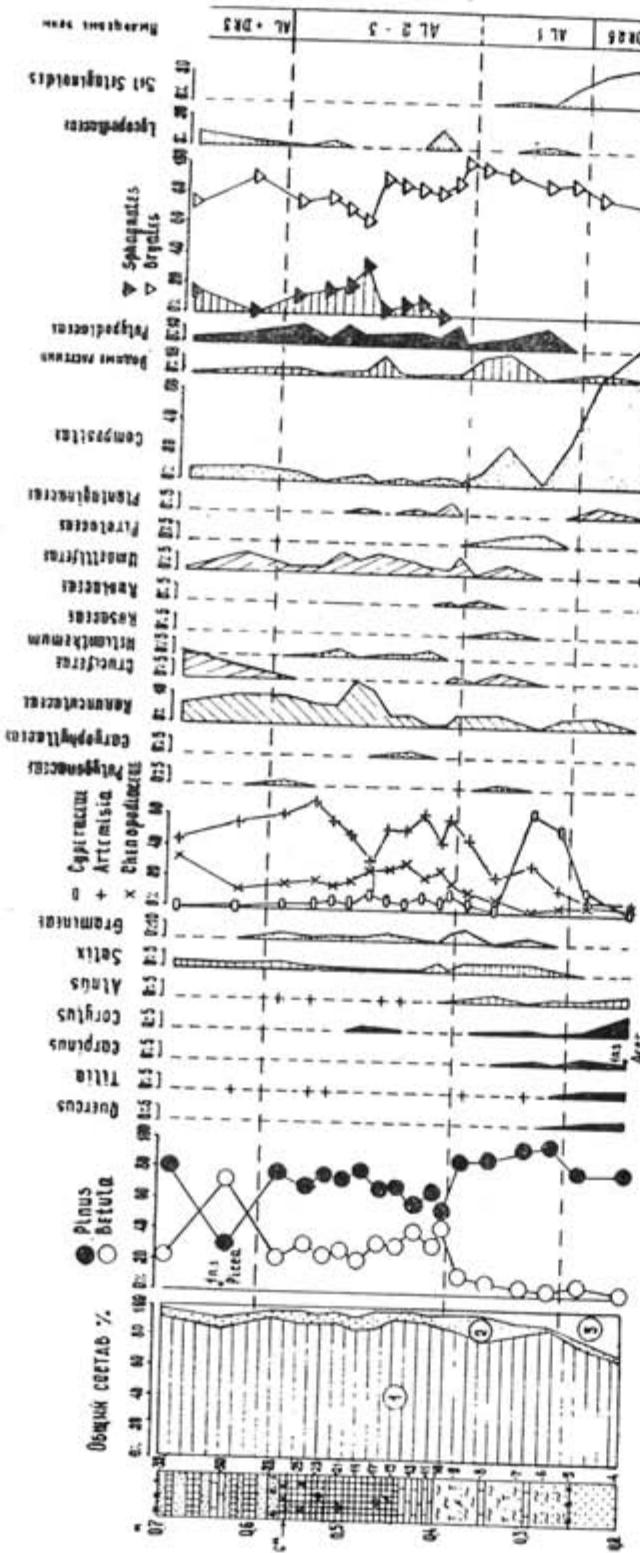


Рис. 3. Споро-пыльцевая диаграмма озерно-старичных отложений (анализы М. А. Вальчика).  
1 — пыльца деревьев и кустарников, 2 — пыльца трав, 3 — споры, 4 — песок, 5 — супесь, 6 — мергель, 7 — глина, 8 — раковины моллюсков, 9 — шишки  
— надпойменной террасы Немана у д. Гожа

сивного этапа в истории позднего Балтийского ледникового озера (Gudelis, 1969), прослеживаемыми в районе г. Советска на абсолютных отметках 6—8 м. Как полагает В. К. Гуделис, эти аккумулятивные формы возникли на восточном побережье лагуны, образовавшейся уже тогда на месте нынешней дельты Немана и залива-лимана Куршю Марес и отгороженной от основной акватории Балтийского ледникового озера, наиболее ранней генерацией Куршской косы — предшественницей современной пересыпи Куршю Нерия. Они фиксируют верхний предел поднятия уровня BG II (точнее, располагавшегося несколько выше уровня проточной Пра-Куршской лагуны), которое в конце аллера и позднем дриасе (дриас 3) последовало за сильной регрессией этого водоема, имевшей место в конце дриаса 2 и в аллере (Gudelis, 1969).

Вывод о накоплении аллювия первой надпойменной террасы в конце неоплейстоцена хорошо согласуется с находками на ее поверхности у д. Мешетники, Пышки, Докудово и др. стоянок эпохи раннего мезолита. На площадках террас, высотой 13—14, 15—17 и 18 м, и на склоне, который, представляя собой их денудированные уступы, спускается к 10—12-метровой террасе р. Нерис (Вилии) недалеко от места впадения ее в Неман на северной окраине Каунаса, располагаются финально-палеолитические (свидерские) стоянки Эйгуляй I A, B, C и D, относящиеся к дриасу 3, т. е. ко времени 10,8—10,3 тыс. лет назад (Римантене, 1971).

От аллера и мелких песков с линзой озерно-старичных отложений основной, позднедриасовый аллювиальный покров первой надпойменной террасы отделен отчетливо выраженным базальным горизонтом — полуметровой толщей содержащих реофильную конхилиофауну грубых гравелистых песков с валунами и галечником, которые относятся к фациям размыва и стрежня реки и в Гожской ложбине залегают на высоте 2—3 м над Неманом. Именно в этих грубых песках и были найдены зубы, обломки челюстей и косточки посткраниального скелета половок, принадлежащие, по определению Л. П. Александровой (Москва, Геологический институт АН СССР), копытному леммингу (*Dicrostonyx torquatus* Pallas), степной пеструшке (*Lagurus lagurus* Pallas) и серой полевке (*Microtus* sp.).

В настоящее время копытный лемминг — типичный обитатель тундр. Он распространен в Арктике и Субарктике Евразии, за исключением Лапландии и Кольского полуострова, и населяет моховую тундру с карликовой бересклетом и полярными ивами по склонам и водоразделам, каменистую тундру, заболоченные торфяниково- и осоково-кочкарниковые участки, но избегает лишайниковых тундр.

Степная пеструшка, хотя и заходит местами далеко в лесостепь, населяет в основном злаково-разнотравные, ковыльно-типчаковые и злаково-полынные степи, а также глинистые полупустыни юга Европейской части СССР (восточнее Полтавщины и долины Днепра и южнее Рязанской и Горьковской областей), Казахстана и юга Сибири до Енисея и Тувинской АССР. Серая полевка из Гожи, по всей вероятности, относится к группе полевок, в которую входят *Microtus arvalis* Pallas, *M. agrestis* L., *M. oeconomus* Pallas, *M. subterraneus* Solys — Longshamps, *M. gregalis* Pallas, обитающие преимущественно или частично в лесной зоне.

Для средней полосы Европы столь необычная по своему составу фауна является реликтом так называемых «смешанных» фаун, существовавших во второй половине неоплейстоцена в валдайской приледниковой полосе с ее суровым климатом и растительным покровом тундро-лесостепного типа. Нахodka у Гожи свидетельствует о том, что реликтовые перигляциальные геобиоценозы с весьма разнообразным набором стаций

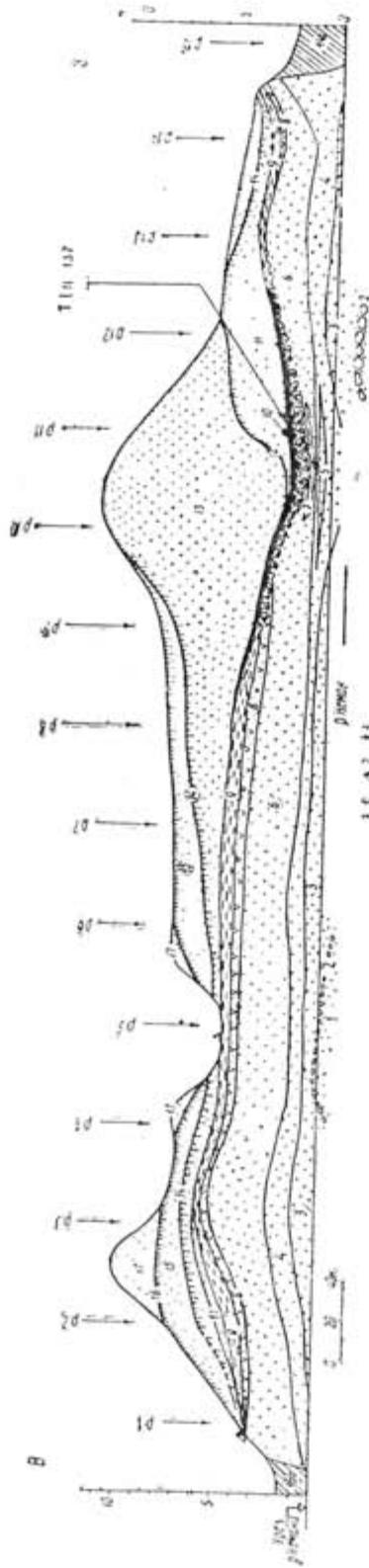


Рис. 4. Геологический профиль левого берега Немана у д. Латыши (составили Л. Н. Возничук и М. А. Вольчик).

Цифры в кружках: I — потребленный аллювий, II — ожелезненные пески, III — наложенный поднедриасовый аллювий I надпойменной террасы (косослонистые пески и торф), IV — среднеголоценовая исходная почва, IVa и IVb — аллювиальные золовые пески и ископаемые почвы.

встречались в смежных районах Белоруссии, Литвы и Польши всего 10800—10300 лет назад. Это и предопределило возможность доживания в окрестностях Гродно некоторых тундровых и степных животных до самого начала голоцена (предбorealного времени).

Таким образом, основываясь на всех имеющихся фактах, мы приходим к заключению о том, что основная часть аллювия 9—12-метровой террасы Немана сформировалась в позднедриасовое время (дриас 3).

Основываясь на данных литовских исследователей (Гуделис, 1955; Кондратене и др., 1965; Вайтекунас и др., 1970; Вайтекунас, Пуннинг, 1970) и материалах наших наблюдений, можно утверждать, что по комплексу признаков (условия залегания, литология, строение, палино-

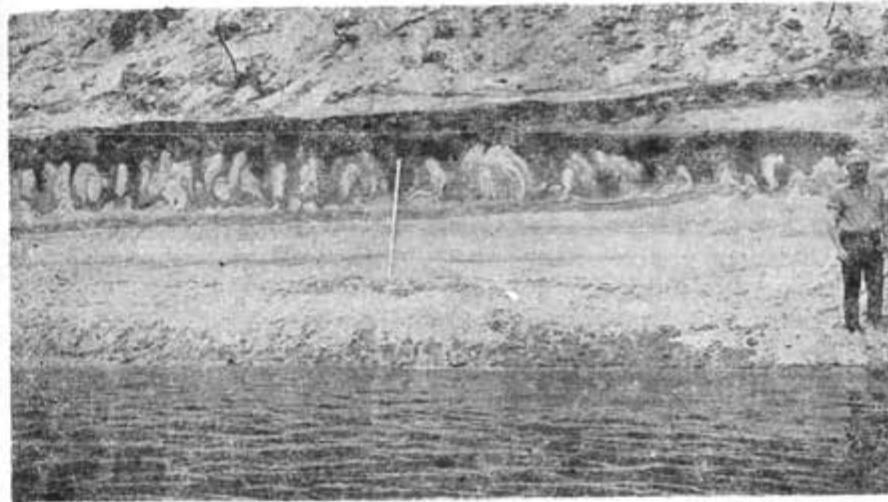


Рис. 5. Позднедриасовые криотурбации озерно-старичных отложений и подстилающих их мелких песков в разрезе у д. Латыши; высота рейки 1,6 м (фото В. Л. Шалабода).

граммами, семенная флора, конхилиофауна) старичные отложения Гожи идентичны одновозрастным с ними «ульским» озерно-старичным образованиям, которые обнаружены в долине р. Миракис и ее притока Улы и подчинены толще аллювия первой надпойменной террасы, высотой 9—12 м. В ряде мест (район д. Рудня, между дд. Зярвинос и Манчягира) она покрыта позднедриасовыми золовыми песками высоких дюн, принимаемыми иногда за померанские флювиогляциальные отложения (Вайтекунас и др., 1970). Наиболее достоверные радиоуглеродные датировки ульских отложений (по древесине) (Гуделис, 1973; Вайтекунас, Пуннинг, 1970; Пиррус, Пуннинг и др., 1967; Шулия, 1974) определенно указывают на формирование их в аллера́дском интерстадиале. Аллера́дский возраст имеют и древнейшие генерации аллювия первой надпойменной террасы Зап. Двины (Эберхард, 1972), Вислы (Drozdowski, 1974) а также других рек южной половины области последнего (валдайского, вислинского, висконсинского) оледенения.

Первая надпойменная терраса в верхнем течении Немана ниже и несколько древнее, чем одноименная (10-метровая) терраса у Гожи. На это указывают материалы изучения 5-метровой террасы у д. Латыши Дятловского р-на Гродненской области. Первая надпойменная терраса на этом участке сложена в основном косослонистыми русловыми песками мощностью до 5—7 м. Линза старичных отложений, вытянутая вдоль

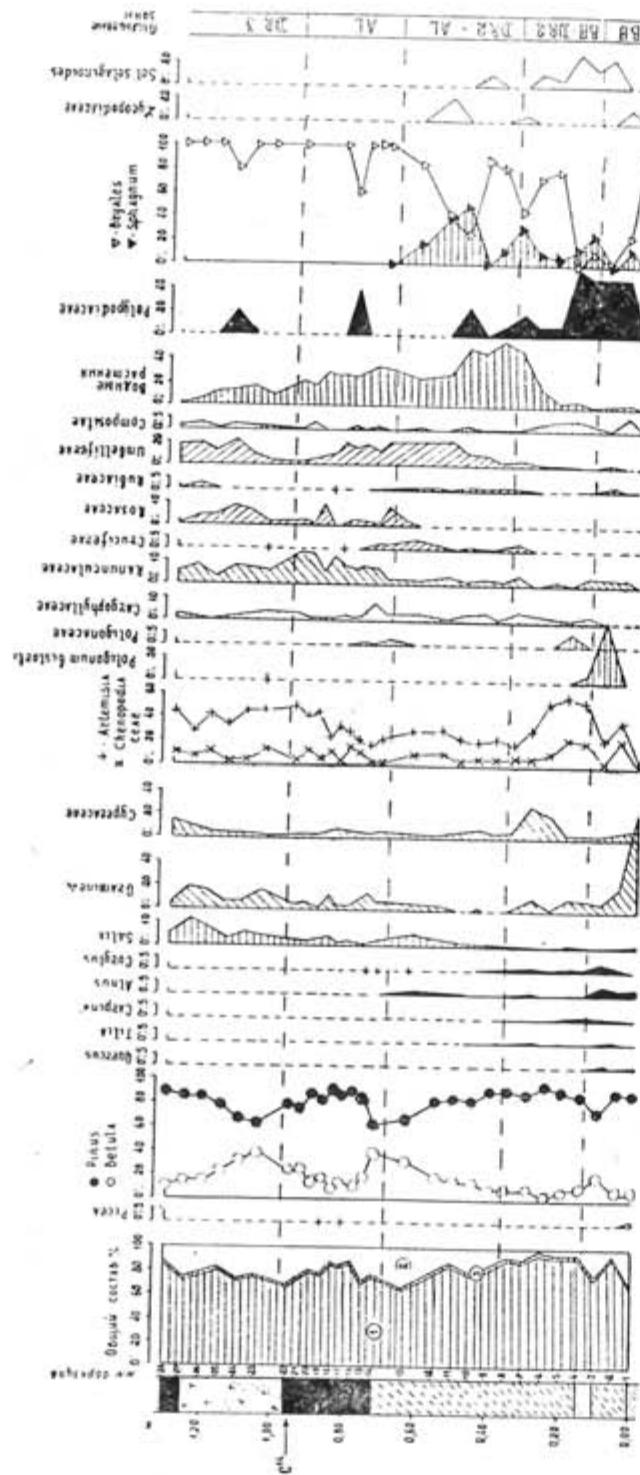


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма озеро-старичных отложений I надпойменной террасы у д. Латыши (анализы М. А. Вальчика). Обозначения см. на рис. 3.

Немана на 200 м, в наиболее глубокой части былой промоины или стариичною ложбинами опускается до высоты 2 м над рекой и достигает здесь мощности 1 м. Нижняя, большая часть ее (0,7 м) сложена зеленоватыми алевритами, иловатыми супесями и гиттиями, поверх которых залегает маломощный (до 0,3 м) торфяник с прослойками гиттии (рис. 4, 5). В пределах древней промоины он частично перекрыт позднедриасовыми пойменными иловатыми песками, на которых развита дерновая почва с многочисленными кротовинами. На ней и на многих других участках этой террасы залегают пески высоких (до 5—9 м) позднедриасовых и голоценовых дюн, содержащих в основании и в более высоких горизонтах культурные слои разновозрастных поселений человека — от неолитических до средневековых. Нижние две трети стариичною линзы чрезвычайно сильно нарушены, обладая сложной инволюционно-инъекционной структурой: подстилающие пески в виде узких булавовидных выступов и искривленных языков внедряются снизу в толщу стариных отложений (рис. 5), а торф и гиттии заполняют котловины и узкие клиновидные ложбины между песчаными «инъекциями» (микродиапирами) (рис. 5).

По данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 6), нижние слои стариичных супесей сформировались в конце дриаса I, бёллинге (?) и дриасе 2, а гиттии и торфяник — в аллерёде. Для образца из верхнего 5-сантиметрового горизонта торфяника Я.-М. К. Пуннингом получена датировка  $10870 \pm 100$  лет (TlP-137).

Инволюционно-инъекционные нарушения стариных отложений связываются нами с глубоким промерзанием различающихся по пластичности и водонасыщенности грунтов в суровые зимы позднедриасового времени, когда накапливались наиболее молодые генерации аллювия первой террасы, залегающие местами на аллерёдском торфянике.

Судя по спорово-пыльцевым диаграммам стариичных отложений, залегающих в толще аллювия высокой поймы на глубинах от 1,0—1,5 м (Кремушевка, Новый Свержен) до 3 м (Морино), формирование ее началось во второй половине позднего дриаса и происходило в основном в раннем голоцене. Об этом свидетельствует радиоуглеродная датировка  $9970 \pm 110$  лет (TlP-136) средних слоев погребенного торфяника у д. Морино Ивьевского р-на Гродненской области.

В среднем течении Немана прослеживаются три пойменных уровня — высокая (6—8 м) пойма, соответствующая I надпойменной террасе А. Б. Басаликаса, средняя и низкая поймы. Формирование высокой поймы, по данным, имеющимся в распоряжении авторов, относится к первой трети голоцена. Накопление аллювия на средней пойме началось в начале атлантического периода голоцена, а нижней — в субатлантическое время.

## ЛИТЕРАТУРА\*

- БАСАЛИКАС А. Б.: 1967. О приледниковых водоемах южной Прибалтики. В кн.: «История озер Северо-Запада». Л.  
 ВАЗНЯЧУК Л. М.: 1959. Умовы залягания рых-вюрмсіх адкладанняў у Гродзенскай вобласці і сумежных раёнах Літвы і Польшчы. Весці АН БССР, серыя фіз.-тэхн. науک, № 4.  
 ВАЗНЯЧУК Л. М.: 1971. Асноўныя рысы палеагеографіі валдайскай эпохі і ўзрост краівых утворэнняў максімальнай стадыі апошняга зледзянення на Паўночных

\* Здесь приведена только основная литература. Остальные работы, на которые имеются ссылки в этой статье, см. в книгах В. К. Гуделиса (1973) и А. Б. Басаликаса (1965), а также в статьях Л. Н. Вознячука (1959, 1973).

- Захадзе Рускай раёніны. В кн.: «Антропаген Беларусі». Мінск, выд. «Наука і тэхніка».
- ВАНТЕКУНАС П. П., ПУННИНГ Я.-М. К.: 1970. Некоторые итоги исследований палеогеографии и абсолютной геохронологии позднего этапа последней ледниковой эпохи в Прибалтике. Балтика, т. 4, Вильнюс.
- ВАЛЬЧИК М. А.: 1974. Голоценовые террасы в долине Немана на территории Белоруссии. В кн.: «Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры», Минск, РИСО АН БССР.
- ВЕЛИЧКЕВІЧ Ф. Ю.: 1973. Антропогенные флоры Белоруссии и смежных областей. Минск, Изд. «Наука и техника».
- ВОЗНЯЧУК Л. Н.: 1973. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий. В кн.: «Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии». Минск, изд. «Наука и техника».
- ВОЗНЯЧУК Л. Н., ВАЛЬЧИК М. А., ШУЛЯК К. С., ЗИМЕНКОВ О. И.: 1976. Позднеледниковый (готигляциальный) этап в истории долины среднего течения Немана. Изв. АН СССР, серия географическая, № 5 (в печати).
- ВОЗНЯЧУК Л. Н., ПУННИНГ Я.-М. К., ВАЛЬЧИК М. А., РАЯМЯЕ Р. А., ЗИМЕНКОВ О. И., РУНЕЦ Е. П.: 1975. Террасы Верхнего Немана и время их формирования. Тр. II Семинара «Опыт и методика изотопно-геохимических исследований в Прибалтике и Белоруссии». Рига.
- ВИНОГРАДОВ А. П., ДЕВИРЦ А. Л., ДОБКИНА Э. И., МАРКОВА Н. Г., МАРТИЩЕНКО Л. Г.: 1959. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 2. Геохимия, № 8.
- ГУДЕЛІС В. К.: 1973. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс, изд. «Мінітис».
- ДОРОФЕЕВ П. И.: 1963. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 4, М.—Л.
- МИССУНА А. Б.: 1909. Конечная морена и устройство поверхности северо-восточной части Гродненской губернии. Зап. имп. С.-Петербург. Минералогич. об-ва, т. XXII, серия 2. СПб.
- МИЦАС Л. С.: 1974. Антропогенные древние долины рек бассейна Нямунас в пределах Литовской ССР. Вильнюс, изд. «Мінітис».
- РІМАНТЕНЕ Р. К.: 1971. Палеоліт и мезоліт Літвы. Вильнюс, изд. «Мінітис».
- ЭБЕРХАРД Г. Я.: 1972. Строение и развитие долин бассейна реки Даугава. Рига, изд. «Зинатне».
- BASALYKAS A.: 1965. Fizinių geografiniai rajonai. Kn.: „Lietuvos TSR Fizinė geografija“, t. 2, „Mintis“, Vilnius.
- BERTHELSSEN A.: 1973. Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. Bull. Geol. Institution Univ. of Uppsala, New series, vol. 5. Uppsala.
- DROZDOWSKI E.: 1974. Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacjalnych. Prace Geogr. IG PAN, nr 104. Wrocław.
- GUDELIS V.: 1969. Die Küstenentwicklung der südöstlichen Ostsee während der Spät- und Nacheiszeit. Beiträge zur Meereskunde, H. 24—25. Berlin.
- GUDELIS V. and MIKAILA V.: 1960. The largest glacio-lacustrine basins of Lithuania and their significance for geochronology and palaeogeography of the Late-glacial period. Coll. Acta Geologica Lithuanica. Vilnius.
- HALICKI B.: 1951. Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna. Acta Geol. Pol., vol. 2, nr 1—2. Warszawa.
- KONDACKI J.: 1947. Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. Przegląd geogr., t. 21. Warszawa.
- KUNSKAS R.: 1969. Paleogeografinės pastabos apie Druskininkų apylinkes. Geografinis metraštis, t. 10. Vilnius.
- MORNER N.-A., DREIMANIS A.: 1973. The Erie Interstade. Geol. Soc. Amer. Memoir, t. 136. Washington.

Поступило: 29.8.1975

## TERRACES OF THE NIEMEN RIVER, ITS AGE AND RELATIONS TO THE SHORELINES OF GLACIAL LAKES AND THE BALTIC SEA (Preliminary report)

by

L. N. VOZNYACHUK & M. A. WALCZYK

The longitudinal geomorphological profile illustrating the structure of the Niemen (Nemunas) valley from the very beginning of the river to its mouth is constructed for the first time. This profile shows the geological and absolute age and complicated relations between the river terraces and shore-lines of the local glacial (proglacial) lakes, the Baltic Ice Lake and Holocene stages of the Baltic Sea.

Terraces with heights (between Grodno and Kaunas) 15—17, 13—14 and 9—12 meters above the lowest summer level of the Niemen were formed during the Gothiglacial period. The two former were connected with high levels of the Early Baltic Ice Lake (BG I), which were stabilized in the first part of the Dryas Ic and Dryas II phases.

The oldest generations of the alluvial deposits of the 10 m terrace, i.e. the first terrace above river flood-plain, the relative altitude of which in the lowermost and Upper courses of the Niemen decreases to 5—6 m, have an Alleröd age. Its main alluvial cover containing in the basal layer teeth of *Dicrostonyx torquatus*, *Lagurus lagurus* and *Microtus sp.* is connected with the highest shore-line of the Late Baltic Ice Lake belonging to the first part of the Dryas III phase. The highest flood terrace of the Niemen was formed during the Early Holocene. Its younger alluvial deposits are correlated with the highest level of the Litorina Sea and evidently have an absolute age about 6000—5000 B. P.

### Дополнения

1) В продольный профиль (спектр террас) Немана за последние два года внесен ряд исправлений. Уточненный вариант профиля будет опубликован в «Докладах АН БССР», № 3, Минск, 1977.

2) Выпуклую форму общего профиля реки можно объяснить и тем, что он состоит как из двух разновозрастных нормально вогнутых профилей «равновесия», граница между которыми в общем совпадает с границей валдайского оледенения.

3) После сдачи статьи в печать вышла в свет очень интересная и ценная монография С. Журека (Zurek S. Géneza zabagnienia pradoliny Biebrzy. Prace geogr., № 110, Wrocław—Warszawa—Kraków—Gdańsk, 1975). Приведенные в ней материалы указывают на возможность перелива вод из Средне-Неманского озера по сквозной долине Волкушанки-Бебжи на abs. высоте 114—116 м. Постоянный сток вод на север по возрожденной долине Немана через Балтийскую гряду стал возможен только во время южнолитовской фазы, когда уровень приледникового водоема Бальбернишкис—Симнас стабилизировался на abs. высоте около 110 м.

4) В верхней части песков 6 (рис. 4) разреза Латыши в 1975 г. обнаружена линза, которая относится ко времени раунисского потепления согласно радиоуглеродной датировке  $13630 \pm 100$  (ЛУ-617), полученной Х. А. Арслановым по представленному нами образцу растительного детрита. Это первая в Белоруссии и вторая в ледниковой области Европы находка раунисских отложений. Во флоре их в Латышах наряду с такими «перигляциальными» видами, как *Betula cf. humilis*, *B. tortuosa*, *Thalictrum alpinum*, *Selaginella selaginoides*, *S. tetraedra* и др., обильно представлены различные водно-болотные растения, а также *Pinus sylvestris*, *Betula alba*, *Juniperus communis*, *Rubus idaeus* и другие представители флоры северобореальных лесов (определения Ф. Ю. Величкевича по нашим сборам).

## К ВОПРОСУ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОРИИ ЛЕСОВ ЛИТВЫ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

М. В. КАБАЙЛЕНЕ, Вильнюс

Восстановление состава растительности является одной из основных задач палинологического анализа, которая до сих пор, несмотря на очень широкое развитие палинологических исследований, окончательно не решена. Трудности решения этой задачи заключаются в основном в определении величины различия между составом пыльцевого спектра и растительностью, а также в определении способов, при помощи которых можно было бы «поправить» пыльцевой спектр и численно его приблизить к составу растительности.

Поскольку на состав пыльцевого спектра в одной точке наблюдения оказывает влияние удаленность или близость определенного состава растительности, то каким нибудь способом исправив пыльцевой спектр в одной точке наблюдения можно получить состав лишь условной растительности, одинакового состава и плотности на бесконечно большой территории. Вопрос восстановления состава не условной, а приближенной действительной растительности на определенной территории до сих пор не решен.

На основе сопоставления проб поверхностного слоя отложений с составом окружающей растительности рядом исследователей (Гричук, Заклинская, 1948; Заклинская 1948, 1951; Andersen, 1967, 1970; Davis, 1963; Faegri, Iversen, 1950 и др.) определялись поправочные коэффициенты, исправляющие спектры в основном в отношении различной пыльцевой продуктивности разных растений. Автором статьи также была сделана попытка вычислить коэффициенты продуктивности, переноса для нескольких древесных пород и найти метод для восстановления среднего состава растительности, произраставшей на определенной территории в определенное время (Кабайлене, 1969, 1971). При восстановлении состава растительности автором предлагаемым методом нужны данные палинологического анализа одновозрастных отложений на изучаемой территории в нескольких точках, расположенных сеткой. Предлагая этот «сеточный» метод восстановления состава растительности, руководствовались следующими соображениями: если на пыльцевой спектр в одной точке наблюдения оказывает влияние удаленность или близость определенного состава растительности, то используя спектры нескольких точек и вычисляя среднее значение частично исключаем это влияние. Восстанавливая состав растительности сеточным методом, пыльцевые спектры в каждой точке исправляются с помощью коэффициентов продуктивности и переноса. По исправленным спектрам синхронных уровней

всех точек наблюдения вычисляются средние значения для процентных количеств пыльцы каждого компонента спектра. Обоснование и описание сеточного метода изложено в более ранних работах автора (Кабайлене, 1969, 1971).

С помощью сеточного метода был определен средний состав лесов и их смена в разных частях территории Литвы в голоцене начиная со времени IX спорово-пыльцевой зоны (пребореального периода). Для восстановления состава лесов территории Литвы была разделена на 5 частей: западную, северо-западную, среднюю, юго-западную и юго-восточную. В основе этого разделения — физико-географическое районирование А. Басаликаса (Basalykas, 1965). Территория западной Литвы

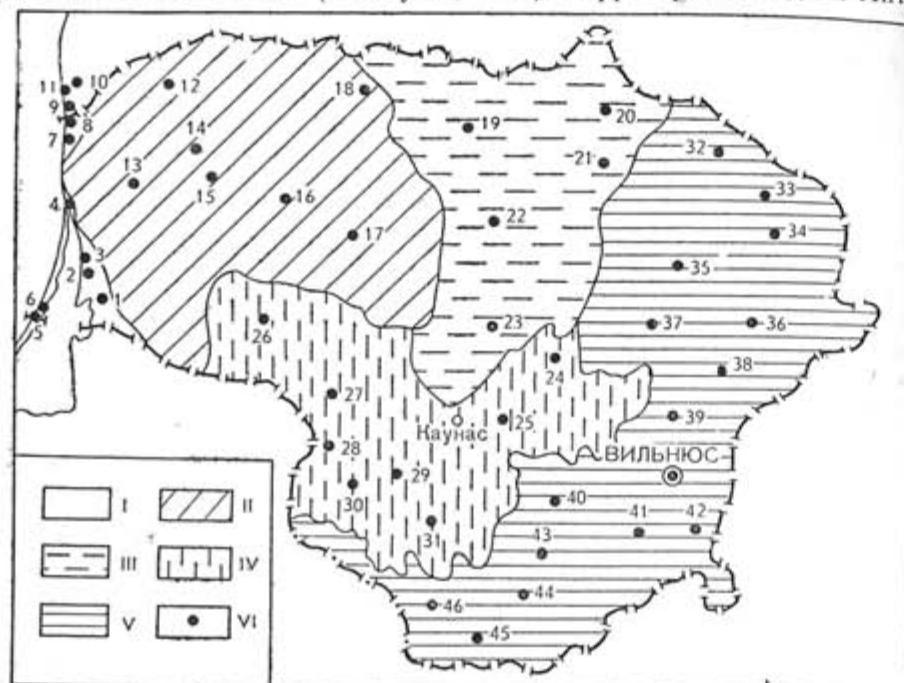


Рис. 1. Картосхема расположения палеонтологически изученных разрезов.

I — западная Литва; II — северо-западная Литва; III — средняя Литва; IV — юго-западная Литва; V — юго-восточная Литва; VI — палеонтологически изученные болота, озера и местности: 1 — Аукштумале; 2 — Свянцеле; 3 — Тирай; 4 — долина р. Дауге; 5 — пос. Морское; 6 — пос. Неда; 7 — Пакюрис; 8 — пос. Швянтойн; 9 — бол. Неда; 10 — Кирбет; 11 — Папе; 12 — Гедричай; 13 — Рейкю-Тирас; 14 — Парешкетис; 15 — Биржулис; 16 — Швентрагис; 17 — Титувенай; 18 — Мушос-Тиризис; 19 — Явидонис; 20 — Саманай; 21 — Шяпята; 22 — Саргена; 23 — Нормайней; 24 — Шлижай; 25 — Леонава; 26 — Лаукиса; 27 — Аукштойни-Плинис; 28 — Нопайтис; 29 — Габиуришикис; 30 — Працаполе; 31 — Жувинтас; 32 — Ваболай; 33 — Друсенай; 34 — Гала; 35 — Лелюнай; 36 — Лабанорас; 37 — Плаштака; 38 — Асвея; 39 — Гудяляй; 40 — Бебрукас; 41 — Балтон Воке; 42 — Римшишкес; 43 — Лейкишке; 44 — Ильгис; 45 — Мяргялю акис; 46 — Коярайстис.

соответствует А. Басаликасу выделенному округу Балтийской котловины, северо-западная Литва охватывает Жямайтийско-Курземский округ, территория Средней Литвы объединяет 3 физико-географические района (Земгальскую, Мушо-Нямунельскую и Нявежскую равнину) округа Прибалтийской низменности, а два остальных района (Нижне-Нямунасская равнина, Средне-Нямунасская и Нижне-Нярисская покатость) округа Прибалтийской низменности составляют территорию юго-западной Литвы. Территория юго-восточной Литвы включает 2 округа: краевых моренных возвышенностей и зандровых равнин последнего оледенения. При этом разделении территории Литвы обращалось внимание не только на единство физико-географических условий, но и на величину каж-

кой части, количество и равномерность расположения точек наблюдения с наиболее характерными, полными и достоверными спорово-пыльцевыми диаграммами.

Для восстановления состава голоценовых лесов использованы данные палеонтологического анализа отложений разрезов, расположенных в 46 озерах и болотах Литвы (рис. 1). Отложения 22 озер и болот палеонтологически изучены автором статьи (Кабайлене, 1965, 1967, 1971; Kabailienė, 1958, 1960, 1962; Gudelis, Kabailienė, 1958). Результаты палеонтологического анализа отложений болот Лейкишке, Швентрагис, Титувенай, Швянтойн и озера Асвея до сих пор не опубликованы. Кроме этих, были использованы данные палеонтологического анализа 24 точек, изученных другими исследователями (Seibutis, 1961; Seibutis, 1958; Seibutis, Sudnikavičienė, 1960; Sudnikavičienė, 1963—1964). Кроме того, для восстановления состава лесов А. А. Сейбутисом любезно были предоставлены данные спорово-пыльцевого анализа 8 неопубликованных разрезов за что, пользуясь случаем, автор статьи выражает благодарность.

Полученные результаты смены состава лесов изображены на картосхемах, которые по примеру лесоводов (Lietuvos TSR miškai, 1962) составлены для каждой лесообразующей древесной породы (ели, сосны, береск, ольхи, дуба, липы и лещины) отдельно. Здесь представлено лишь несколько из них (рис. 2, 3, 4, 5).

Поверхность Литвы в основном сложена моренными отложениями последнего ледника, наносами талых ледниковых потоков и приледниковых водоемов, которые являются основными почвообразующими породами. В настоящее время на территории Литвы выделяют (Mejeris, Baginskas, 1958) 6 типов почв. Климатические условия благоприятствуют развитию дерново-подзолистого типа почв, который поэтому наиболее широко распространен.

Как известно, характер почвы и ее развитие зависит не только от особенностей почвообразующих пород, климатических условий, но в большой степени — от характера и распространения растительности, особенно лесной.

Арктический и субарктический климатические периоды, несмотря на неоднократную смену холодных отрезков времени теплыми, в общем характеризуются довольно скучным растительным покровом типа тундрового и лесотундрового, сохранением остаточной мерзлоты, проявлением солифлюкционных, термокарстовых, оползневых, эрозионно-дренажных процессов. Поэтому условия для развития почв во время арктического и субарктического периодов не были достаточно благоприятными. Лишь с пребореального периода (IX спорово-пыльцевой зоны) в результате потепления на всей территории Литвы окончательно укрепилась лесная растительность и началось непрерывное и интенсивное формирование современных почв.

Фаза бересковых лесов (время IX спорово-пыльцевой зоны, пребореальный период). Характерно распространение светлых, негустых бересняков. В лесах того времени береска составляла 79—88% (рис. 4), сосна — 9—16%. Другие древесные породы (ель, ольха, широколиственные) и лещина встречались единично. По сравнению со временем предыдущей X зоны значительно меньше трав (особенно полыней, лебедовых), кустарниковых видов береск. В озерах богатая растительность прибрежной зоны, развиваются низинные болота. Можно полагать, что в то начальное время образования лесной растительности вместе с береском была распространена и осина (пыльца ее очень плохо сохраняется в ископаемом виде и поэтому не обнаружена), которая, как и береск, принадлежит к породам — пионерам, наиболее быстро заселяющим откры-

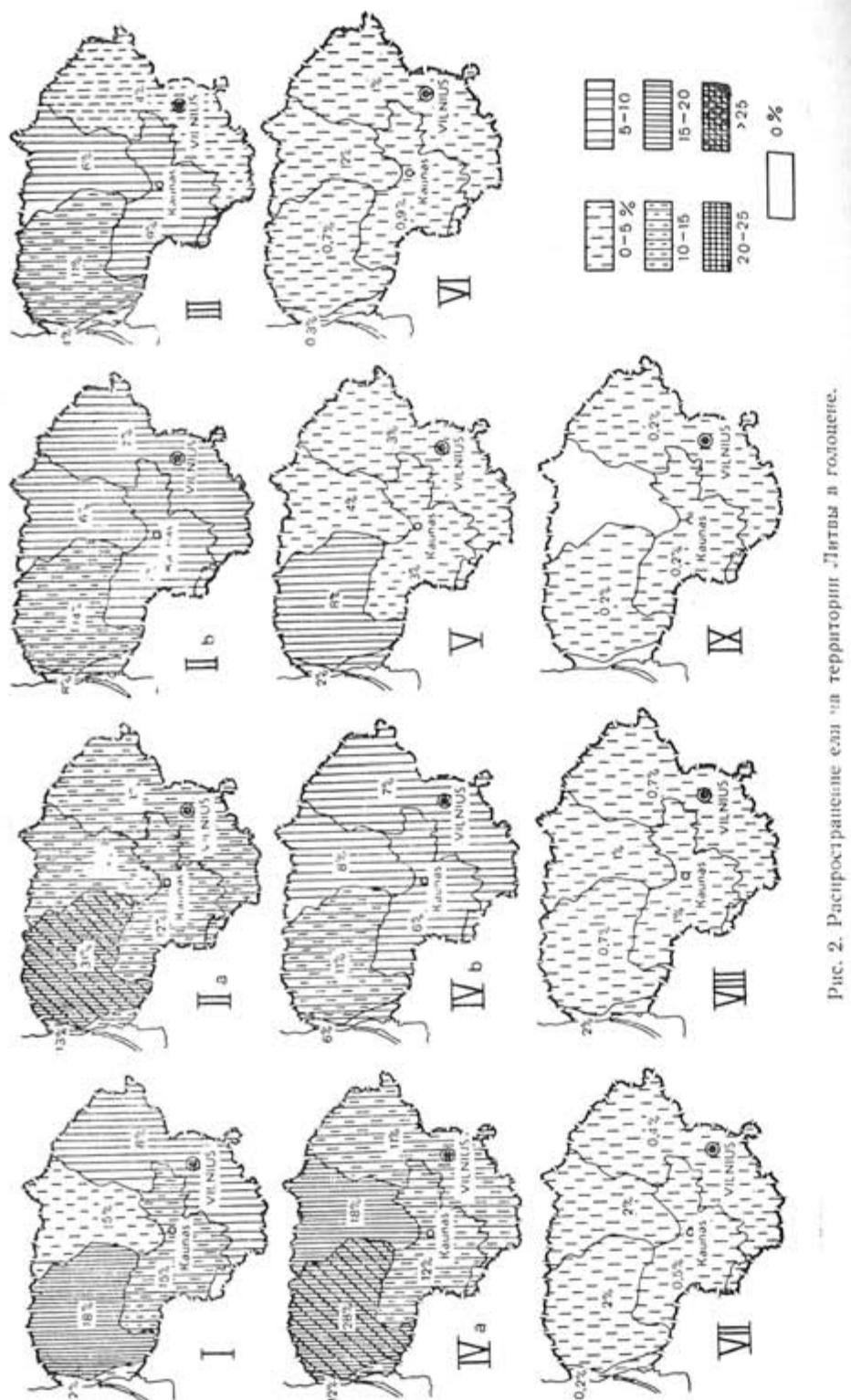


Рис. 2. Распространение ели на территории Литвы в голоцене.

тое безлесное пространство (Нестеров, 1954), потому, что эти древесные породы характеризуются не только легкостью и летучестью семян, но и способностью распространяться корневыми отпрысками (осина) и пневмопорослью (береза). Заселив свободную площадь, породы — пионеры защищают ее от заморозков, солнцепека, затеняют и оподзоливают почву. Таким способом они создают лесную обстановку и под их защитой селятся другие древесные породы.

Фаза сосново-березовых лесов — время VIII спорово-пыльцевой зоны, соответствующей ВО 1 Т. Нильсона (Nilsson, 1964).

Дальнейшее развитие лесов на территории Литвы протекало в направлении увеличения роли сосны, количество которой во время VIII зоны по сравнению с IX увеличилось в 3 раза (рис. 3), а в западной Литве — даже в 6 раз. Так же увеличилось ольхи, широколиственных, особенно ильма и лещины. Березы уменьшились.

Фаза расцвета лещины и начала дифференциации лесов (время VII спорово-пыльцевой зоны, ВО 2). Площадь, занимаемая сосновыми лесами, несколько сократилась (в З, СЗ и ЮЗ Литве даже в 3—4 раза, рис. 3), березовыми — мало изменилась. Везде значительно увеличилось ольхи, особенно в западной Литве, где она стала преобладающей древесной породой, также увеличилась роль ильма, несколько больше стало липы и дуба.

Однако самой характерной особенностью растительности времени VII зоны — черезвычайно широкое распространение лещины. По сравнению со временем предыдущей зоны в ЮВ Литве лещина увеличивается даже в 37 раз, в ЮЗ Литве 23 раза и т. д.

Также не менее характерной особенностью времени VII зоны является начало дифференциации лесов (до этого времени состав и смена лесов были похожими на всей территории).

Во время VII зоны в западной Литве преобладали ольховые леса, в СЗ — березовые с примесью сосновых и ольховых, в ЮВ и средней — сосново-березовые, в ЮЗ — березово-ольховые, с примесью сосновых. К тому времени начали развиваться верховые болота.

Фаза расцвета ольшаников и начала широколиственных лесов (время VI спорово-пыльцевой зоны, возраст<sup>1</sup> нижней границы которой  $7750 \pm 260$ , верхней —  $6750 \pm 140$  лет назад, АТ 1).

На всей территории Литвы ольха стала преобладающей древесной породой (рис. 5). Увеличилось липы, количество ильма мало изменилось, на всей территории в небольшом количестве расселился дуб. Везде уменьшилось сосны. Также значительно (в 2—3 раза) уменьшилось березы. Несколько меньше чем во время предыдущей зоны лещины. Ель встречается редко.

В рассматриваемое время в западной Литве господствовали ольшаники, в ЮВ — ольхово-березовые леса, на остальной территории — ольховые леса со значительной примесью сосновых и менее значительными широколиственных.

Фаза расцвета широколиственных лесов (время V спорово-пыльцевой зоны, от  $6750 \pm 140$  до  $5350 \pm 140$  лет, АТ 2). Характерно максимальное за весь голоцен распространение широколиственных — ильма, липы и дуба (суммарное их количество в среднем достигает 16—25%). Среди широколиственных на большей части территории Литвы преобладающее значение имела липа. Ильм встречался в меньшем количестве, а дуба — еще меньше. Наиболее широко липа была распространена на плодородных, влажных суглинках и супесчаных почвах ЮЗ

<sup>1</sup> Возраст границ между спорово-пыльцевыми зонами определен радиоуглеродным методом по разрезу оз. Бебрукас (Шулия и др., 1967).

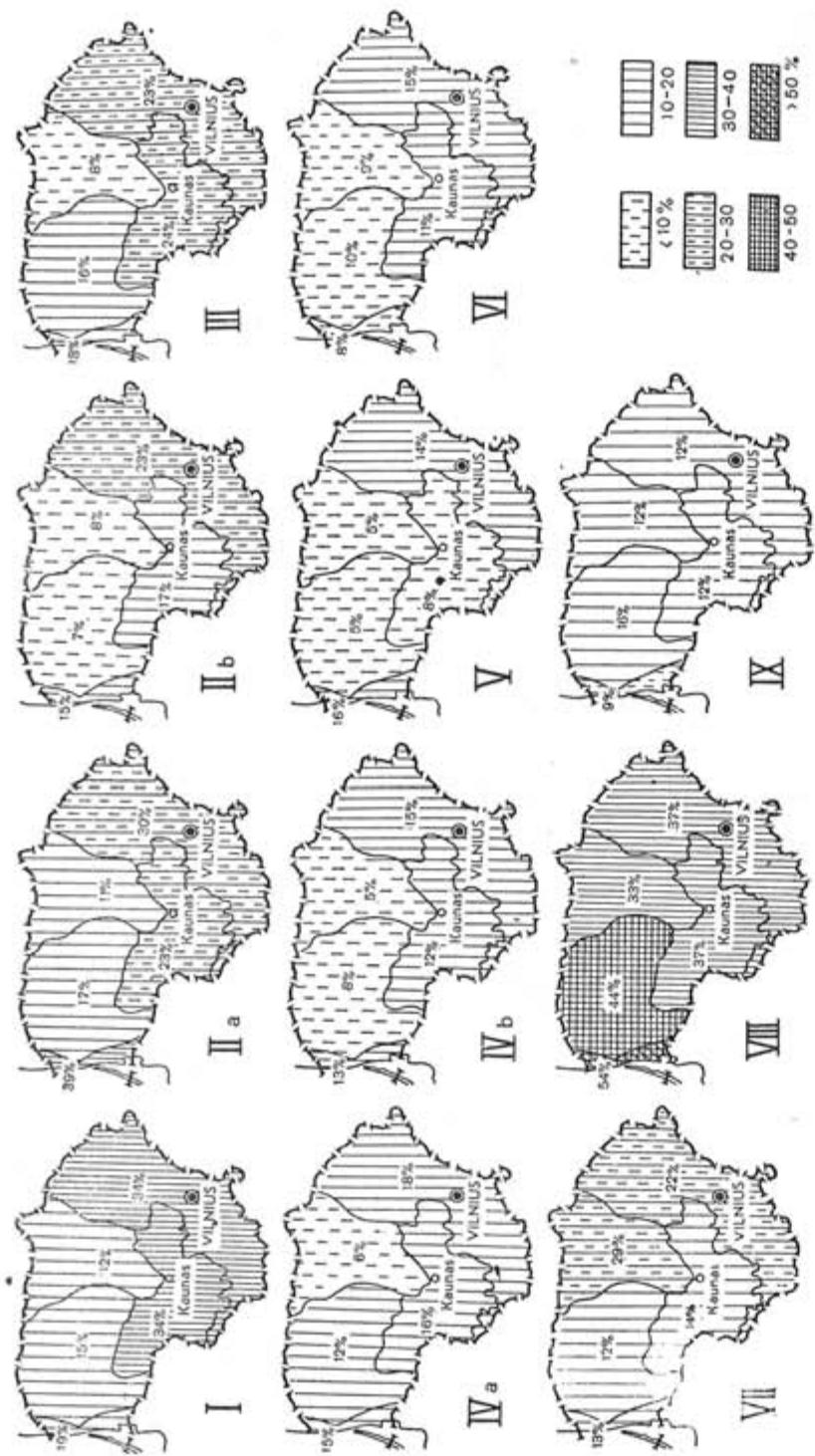


Рис. 3. Распространение сосны на территории Литвы в голоцене.

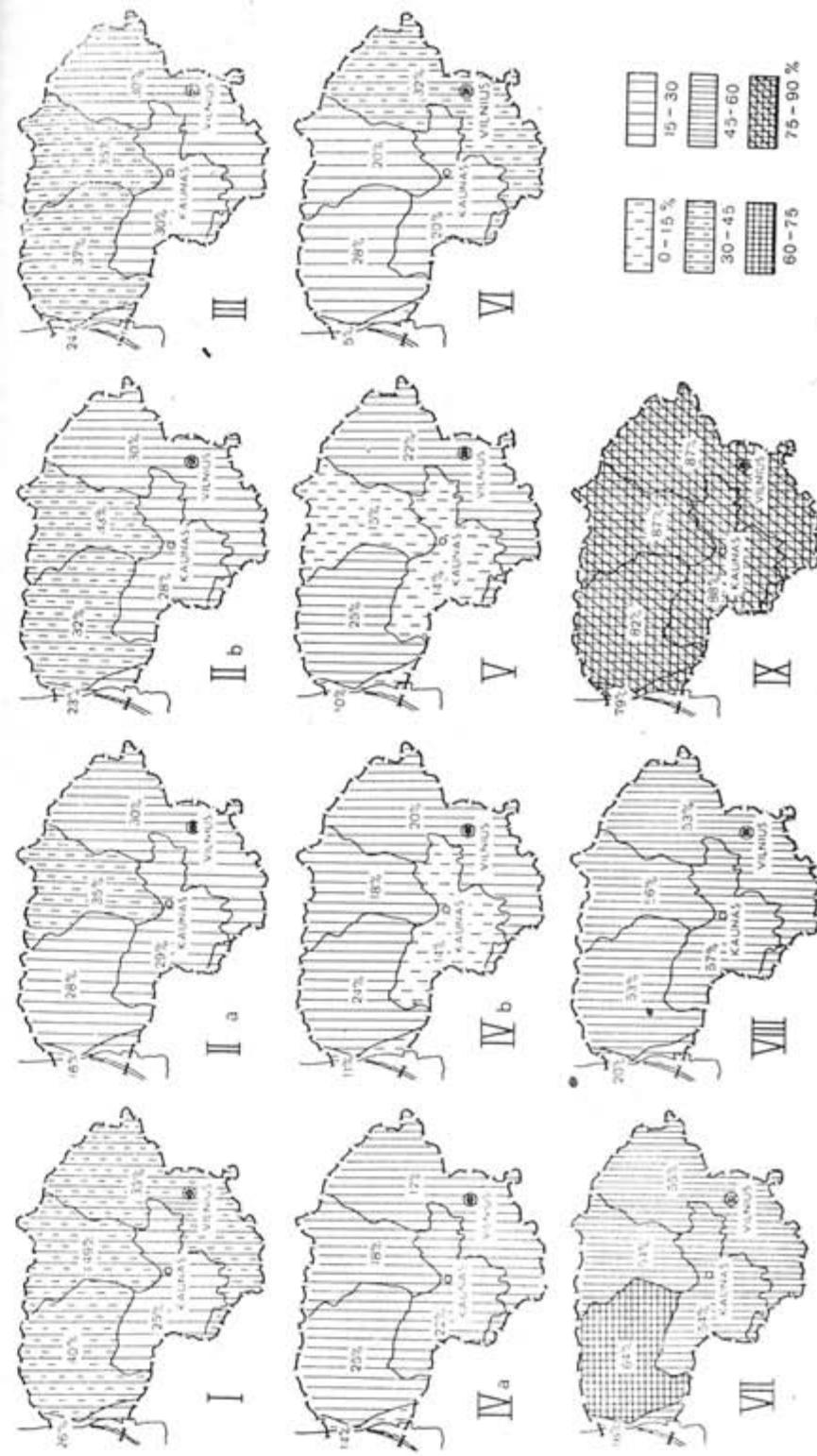


Рис. 4. Распространение береска на территории Литвы в голоцене.

Литвы. В СЗ Литве преобладающее значение имел ильм, на втором месте липа, дальше дуб. В западной Литве меньше чем в других местах липы и ильма, но зато больше дуба.

Ольшаников несколько меньше чем в предыдущей зоне, но все же они преобладают. В то время на нормально увлажненных суглинистых почвах процветали ильм, липа, дуб, ясень, на избыточно увлажненных — черная ольха. Характерно увеличение количества ели (особенно в СЗ Литве), много лещины. Сосны в среднем несколько меньше чем в предыдущее время.

В рассматриваемое время в З Литве преобладали ольшаники с большой примесью сосны и широколиственных (особенно дуба), в СЗ — были распространены ольховые, широколиственные и березовые леса с примесью хвойных (особенно ели). Похожего состава леса покрывали ЮВ Литву, только здесь было больше сосны чем ели. В ЮЗ и средней Литве господствовали ольшаники со значительной примесью широколиственных, особенно липы.

Фаза сокращения широколиственных и распространения еловых лесов (время IV спорово-пыльцевой зоны, от  $5350 \pm 140$  до  $4050 \pm 120$  лет, SB1).

По особенностям развития лесов рассматриваемое время разделяется на 2 части (IV<sub>b</sub> и IV<sub>a</sub>). Более раннее время IV<sub>b</sub> характеризуется увеличением роли ольхового леса (рис. 5), постепенным сокращением широколиственного и распространением елового леса (рис. 2). Среди широколиственных в З, СЗ, и ЮЗ Литве преобладал дуб, на остальной территории — все еще липа. Количество сосны мало изменилось, лещина везде стала меньше.

IV<sub>a</sub> — это время первого максимума еловых лесов, которые особенно широко распространились в СЗ Литве. Уменьшилось ольхи, широколиственных (особенно ильмовых) и лещины, роль сосны и березы несколько возрасла.

Во время первой половины IV зоны на всей территории преобладали ольшаники, в СЗ и средней Литве со значительной примесью березняков и ельников, а на остальной территории — сосновых и березовых лесов. Довольно много в подлеске лещины. К концу времени IV зоны везде значительно возросла роль еловых лесов.

Фаза сокращения еловых лесов (время III спорово-пыльцевой зоны, от  $4050 \pm 120$  до  $3250 \pm 110$  лет, SB2).

На всей территории Литвы ели в среднем 2—3 раза уменьшилось, также по сравнению с временем предыдущей зоны меньше стало широколиственных, ольхи и лещины. Возрасло количество сосны и березы.

Во время III зоны на всей территории Литвы преобладали березняки, сероольшаники, занявшие освободившиеся площади из под ели и широколиственных, а на более сухих почвах — сосновые леса.

Фаза вторичного распространения еловых лесов (время II спорово-пыльцевой зоны, нижняя граница  $3250 \pm 110$  лет, верхняя граница по радиоуглероду не определена, SA1).

По особенностям смены лесов время II зоны можно разделить на 2 части (II<sub>b</sub> и II<sub>a</sub>). Более ранняя часть (II<sub>b</sub>) характеризуется распространением ольшаников и постепенно возрастающим количеством еловых лесов, но меньшим — березовых и сосновых. На плодородных суглинистых и супесчаных почвах З, СЗ и ЮЗ Литвы увеличилось дуба, а в ЮЗ и Средней Литве несколько возрасла роль липы. Ильма, лещины везде уменьшилось.

Во время II<sub>a</sub> вторичное распространение еловых лесов. Количество ели по сравнению со II<sub>b</sub> возрасло почти вдвое. Особенно ельники рас-

пространялись в СЗ Литве (количество ели в древостоях выше 30%). Также увеличилось сосны, но уменьшилось ольхи. В З и ЮВ Литве несколько уменьшилось широколиственных, на остальной территории их количество мало изменилось.

К концу времени II зоны в областях распространения самых плодородных почв наиболее отчетливо влияние развивающегося земледельчества, вырубки лесов. Поэтому основной породой в древостоях средней и ЮЗ Литвы стала береза. Довольно много ольхи, и сосны.

Фаза современных сосново-березовых лесов (время I спорово-пыльцевой зоны, SA2).

Развитие лесов в то время является в основном отражением деятельности человека — уменьшение еловых и широколиственных лесов, распространение мягколиственных пород. Особенно увеличивается роль березняков. Сосновый лес, занимавший менее плодородные почвы, уцелел лучше. Количество сосны уменьшилось в древостоях лишь З и СЗ Литвы. На остальной территории сосны несколько увеличилось.

Отдельные древесные породы на территории Литвы мигрировали и расселились следующим образом:

Ель во время IX—VI зон встречалась единично (меньше 2%, рис. 2). Лишь начиная с теплого и влажного времени V зоны ее количество в древостоях постепенно возрастает. Особенно значительно количество ели увеличилось во время IV спорово-пыльцевой зоны, во второй половине (IV<sub>a</sub>) которой — первый голоценовый максимум распространения еловых лесов. Самое большое количество ели в СЗ Литве (29%), где для ее произрастания имеются наиболее благоприятные условия. На остальной территории ели в древостоях того времени в среднем 11—18%. Во время III зоны ели уменьшилось до 4—11%, а во II зоне, особенно во второй ее половине (II<sub>a</sub>) опять увеличилось до 12—31% (второй максимум распространения еловых лесов). Во время I зоны ели в среднем уменьшилось до 2—18%.

Сосна во время IX зоны еще мало распространена (9—16%). Время VIII зоны характеризуется наибольшим распространением сосны за весь голоцен (37—54%). В то время (рис. 3) наиболее широко сосна была распространена в западной (54%) и СЗ (44%) Литве. На остальной территории Литвы сосны 33—37%. В дальнейшем сосна, мигрировала к востоку и уже начиная со времени VII зоны наиболее широко распространялась в ЮВ Литве — в местах самого большого распространения песчаных почвообразовательных пород. Во время VII—V зон количество сосны уменьшилось, а в IV зоне — несколько увеличилось (от 5—16% в V зоне до 6—18%). Еще больше сосны во время III зоны (8—24%). В первой половине II зоны сосны уменьшилось (за исключением ЮВ Литвы) до 7—17%. Во второй половине времени II зоны роль сосны на всей территории возрасла до 11—39%. Во время I зоны в ЮВ, ЮЗ и средней Литве количество сосны несколько возрасло, на остальной территории уменьшилось.

Береза самое большое значение за весь голоцен имела в древостоях IX зоны (79—88%). Во время VIII—VI зон ее стало меньше (54—64%, а в З Литве — даже 16%). Особенно значительно березы уменьшилось в VI зоне (5—32%). В дальнейшем (V и IV зоны) количество березы все еще уменьшалось, но незначительно. Во время III зоны березы стало больше (24—37%). Во II зоне с распространением ели роль березы в древостоях уменьшилась до 16—35%, но во время I зоны — опять возросла (25—49%, рис. 4).

Ольха во время IX и VIII зон встречалась единично (меньше 4%). Несколько ее больше лишь в З Литве. Надо отметить, что здесь ольхи

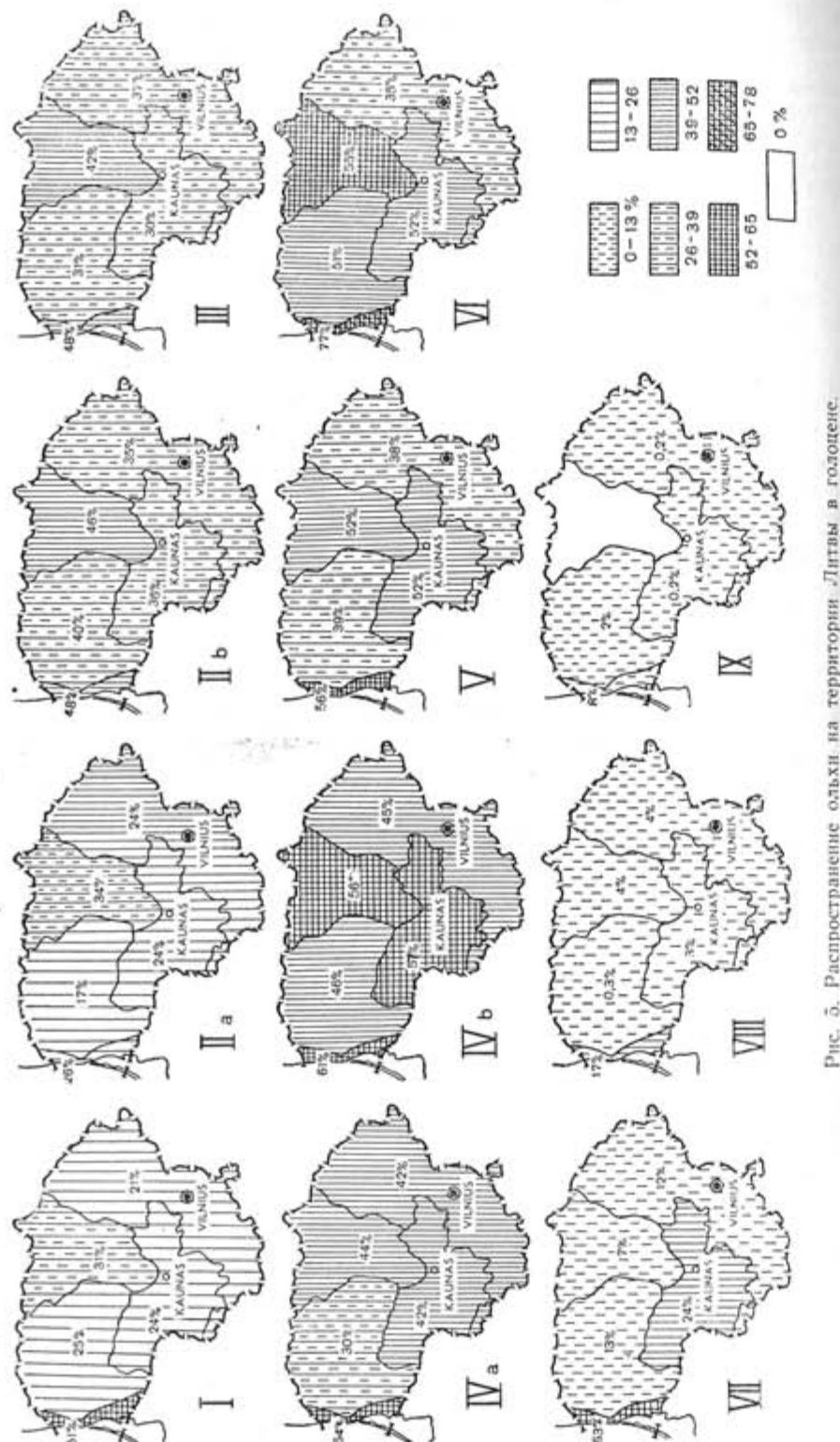


Рис. 5. Распространение ольхи на территории Литвы в голоцене.

больше чем в других местах территории Литвы и во время более поздних зон.

В VII зоне роль ольхи возрасла, а время VI зоны характеризуется расцветом ольшников (35—77%). В V зоне роль ольхи несколько уменьшилась (38—56%), но в первой половине IV зоны — опять увеличилась (45—61%). Позже ольхи постепенно уменьшалось, лишь во время IV ее значение несколько возрасло (35—48%, рис. 5).

Ильм во время IX зоны был мало распространен (менее 1%). Лишь в западной Литве его несколько больше (3%). Во время VIII—V зон количество ильма постепенно росло, но в разных частях территории Литвы не одинаково. Во время VIII зоны самое большое количество ильма в древостоях ЮВ и Средней Литвы (4—5%). На остальной территории — 1—3%. Во время VII зоны роль ильма везде возрасла до 5—7%. В древостоях времени VI зоны ильма 7—8% и лишь в З Литве — 3% (по сравнению с предыдущей зоной ильма здесь уменьшилось). Еще больше уменьшилось ильма в древостоях З Литвы времени V зоны (2%). На остальной территории во время V зоны ильма 7—10%. Таким образом, кульминационное распространение ильма в З Литве — время VII зоны, в ЮЗ — VI зона, в СЗ, средней и ЮВ — V зона. Во время IV зоны ильма на всей территории Литвы значительно уменьшилось (2—4%). В последующих зонах ильм встречался единично.

Липа во время IX—VII встречалась единично. Во время VII зоны ее количество наиболее значительно увеличилось в ЮВ Литве (5%). На остальной территории — 0,5—2%. Во время VI зоны самое большое количество липы также в ЮВ Литве (9%) и в соседних с нею районах средней и ЮЗ Литвы (5—6%). На остальной территории липы в то время 3—4%. Судя по этим данным, можно полагать, что липа на территории Литвы мигрировала с ЮВ. На всей территории Литвы кульминационных значений (7—13%) липа достигла во время V зоны. Во время последующих зон роль липы постепенно уменьшалась и лишь в средней и ЮВ Литве во II зоне липы несколько увеличилось.

Дуб на территории Литвы появляется со временем VIII зоны, но в начале он встречался очень редко. Несколько больше (1—3%) дуба стало во время VI зоны. Самое большое количество (3%) дуба в западной Литве. Здесь также больше чем в других частях Литвы дуба и в V зоне (7%). Во время V зоны увеличивается количество дуба на соседней с З Литвой территории — ЮЗ и СЗ Литве (5%). На остальной территории — 3—4%. Судя по этим данным можно полагать, что дуб в Литву мигрировал с ЮЗ.

В IV зоне дуба несколько увеличилось в ЮЗ, ЮВ и средней Литве (4—6%), на остальной территории — уменьшилось. Во время III и первой половины II зоны дуба 2—4%, во IIa зоне — 1—3% и в I — 0,5—2%.

Кульминационное распространение дуба в разных частях территории Литвы происходило в разное время: в З и СЗ — в V зоне (5—7%), в ЮЗ — в IVb (6%), в ЮВ — в IVa (4%), в средней Литве — на протяжении V, IV и III зон (4%).

Граб на территории ЮЗ и ЮВ Литвы в ничтожном количестве появился во время VII зоны, на остальной территории — в VI. Во время VI—IV зон количество граба незначительное (меньше 1%). Несколько его увеличилось (до 1%) в ЮЗ, З и СЗ Литве во время IVb. В III зоне количество граба везде возрасло, но максимального распространения он достиг во время IIa (1—2,5%). В I зоне количество граба меньше.

Лещина во время IX зоны встречается единично. В VIII зоне ее количество несколько возрастает, а время VII зоны характеризуется чрезвычайно широким распространением лещины (47—116%; проценты

подсчитаны от суммы древесных пород). Во время VI зоны количество лещины уменьшилось (35—55%), в V зоне — несколько увеличилось (38—66%). В дальнейшем роль лещины постепенно в большей или меньшей мере уменьшалась.

На основе полученных данных вычислений можно не только судить об истории голоценовых лесов Литвы, но также сделать некоторые заключения о причинах изменения состава лесов, особенностях климатических условий рассматриваемого времени и других палеогеографических вопросов.

Значительное увеличение концентрации пыльцы и спор в осадках IX зоны, исчезновение или значительное уменьшение количества видов, характерных более холодному климату и другие данные (Кабайлене, 1965) свидетельствуют о том, что климатические условия во время IX зоны по сравнению с верхнедриасовым временем значительно улучшились и стали благоприятными для распространения лесной растительности. Однако, как уже отмечалось, состав пыльцевых спектров того времени на всей территории Литвы, в местах с разными физико-географическими условиями похожий. Возможно, причиной таких одинаковых спектров является еще незначительная облесенность территории того времени. Распростирались очень быстро размножающиеся и растущие на свободном от лесов пространстве породы — пионеры (береза и, возможно, осина). Известно (Garunkštis, Kabailienė, Kessel, Jakuško, 1971), что уровень грунтовых вод и озер того времени был невысоким. Примерно таким он оставался и во время последующей VIII зоны, которая характеризуется значительным распространением сосны. Сосна сменила березу, по-видимому, в основном не из-за значительного изменения климатических условий, а в результате естественного развития лесной обстановки. Известно (Нестеров, 1954), что сосна, как и береза, может занимать открытые безлесные пространства, всходы сосны также не боятся температурных колебаний и сосна могла почти одновременно с березой поселиться на территории Литвы. Но сосна обычно отстает в росте от березы, которая еще дает и пневмовую поросль. Кроме того, всходы сосны обычно страдают от густого покрова трав, они зависают на нем, не достигая корешками почвы или изгибаются и ломаются травами под навалом снега (Нестеров, 1954). В конце верхнего дриаса, т. е. к началу распространения лесов травянистый покров на территории Литвы был богато развит. Под влиянием этих и подобных причин первоначально во время IX зоны распределились березняки и, возможно, осинники. Заселив свободную площадь породы — пионеры создали лесную обстановку и под их защитой стали развиваться другие древесные породы.

Облесенность территории Литвы стала большей. Уже со времени VII зоны заметна дифференциация лесов в зависимости от почвенных и других физико-географических условий. Надо отметить, что сходные данные были получены А. Сейбутисом (Seibutis, 1959), который отмечал, что растительность Литвы начала дифференцироваться в середине им выделенной березово-сосной фазы развития лесов.

Перемены в составе лесов VII зоны (значительно увеличилась роль ольхи, больше стало широколиственных, очень много лещины) свидетельствуют не только о постепенном потеплении, но и об увлажнении. Влажностью отличалось время VI зоны (максимальное распространение ольшаников, особенно черной ольхи). К тому времени уровень грунтовых вод значительно повысился, стали заболачиваться многие низкие места. Влажное и самое теплое за весь голоцен является время V зоны (максимальное распространение широколиственных). Время IV зоны менее теплое, но все еще влажное — сокращаются широколиственные,

широко распространяются сороольховые заросли, а во второй половине этого времени — еловые леса. Смена ольхи елью во время IV зоны, по-видимому, проходила в основном в результате естественного развития лесов. Как известно (Lietuvos TSR miškai, 1962), серая ольха, как и другие породы — пионеры играет роль «воспитательницы» ели и участвует в формировании еловых лесов. Эта быстро размножающаяся и развивающаяся лиственная порода, во время IV зоны широко распространявшаяся в результате сокращения широколиственных лесов создала благоприятные условия (единий сокнутый полог, под которым не страшны сильные заморозки, солнечные перегревы, поверхность почвы свежа и т. п.) для развития ели. Кроме того, как отмечает А. А. Сейбутис (Seibutis, 1959), к тому времени создались благоприятные почвенные условия для распространения ели — во время предыдущих зон (особенно VI и V) началось интенсивное выщелачивание почв. Становление почв менее богатыми питательными веществами привело к уменьшению роли широколиственных и распространению ели.

Климатические условия во время III зоны изменились в направлении уменьшения влажности, что вызвало значительное сокращение еловых лесов и на их месте распространение березняков, сороольховых зарослей. Леса стали светлее, болота — суще и озера — мельче.

Во время первой половины II зоны, отличающейся влажностью, распространялись ольховые заросли, а во второй половине — густые разнотипные еловые леса. Характерной особенностью времени I зоны — уничтожение в результате развивающегося земледельства большой части первичных лесов, особенно еловых. В результате постоянного истребления лесов широко распространялись, особенно в средней, СЗ и ЮЗ Литве, где встречаются наиболее плодородные почвы, временного характера насаждения — березняки, сороольшники, осинники. Все больше распространялись культурные растения (их пыльца постоянно встречается с III зоны). Относительно больше в ЮВ, ЮЗ и средней Литве стало сосны. В З и СЗ Литве сосны, как и ели, уменьшились.

## ЛИТЕРАТУРА

- ГРИЧУК В. П., ЗАКЛИНСКАЯ Е. Д.: 1948. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. Москва.
- ЗАКЛИНСКАЯ Е. Д.: 1946. Сопоставление состава растительности с продуцируемой ею пыльцой на примере участка в районе ст. Ак-Куль Акмолинской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., 21, № 5.
- ЗАКЛИНСКАЯ Е. Д.: 1951. Материалы к изучению состава современной растительности и ее спорово-пыльцевых спектров для целей биостратиграфии четвертичных отложений (широколиственный и смешанный лес). Труды ГИН, сер. геол. 127, № 48.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1965. Некоторые вопросы стратиграфии или палеогеографии голоцен. Сб. стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-восточной Литвы. Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 2.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1967. Развитие косы Куршю-Нярия и залива Куршю-Марес. Сб. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 5.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1969. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 11.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1971. Сеточный метод восстановления голоценовых лесов Литвы. Сб. Палеонтология в геологических исследованиях Прибалтики, II, Рига.

- НЕСТЕРОВ В. Г.: 1954. Общее лесоводство. М.—Л.
- СЕИВУТИС А. А.: 1961. Некоторые вопросы палеогеографии голоценов Литвы на основе материалов по изучению болот. Сб. Материалы совещания по изучению четвертичного периода, 2, Москва.
- ШУЛИЯ К. С., ЛУЯНАС В. Ю., КИБИЛДА З. А., БАННС Ю. Ю., ГЕНУТЕНЕ И. К.: 1967. Стратиграфия и хронология озерно-болотных отложений котловины оз. Бебрукас. Сб. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. 5.
- ANDERSEN S. T.: 1967. Tree pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland, Denmark, Rev. Palaeobot. Polynol., 3.
- ANDERSEN S. T.: 1970. The relative pollen productivity and pollen representation of North European trees and correction factors for tree pollen spectra. Danm. geol. undersog., 11, Nr. 96.
- DAVIS M. B.: 1963. On the theory of pollen analysis. Amer. Journ. Sci., 261, Nr. 10.
- FAEGRI K., IVERSEN J.: 1950. Text book of modern pollen analysis, Copenhagen.
- GARUNKSTIS A. A., KABAILIENE M. V., KESSEL CH. J., JAKUSKO O. F.: 1971. Evolution of recent lakes in Baltic area and Byelorussia. Limnologorum Conventus XVIII (Abstracts of communications), Leningrad.
- GUDELIS V., KABAILIENE M.: 1958. Alerodinis ir priešalerodinis laikotarpiai Lietuvoje Nopaičio pelkės palinologinių tyrimų šviesoje. Lietuvos TSR MA Geol. ir geogr. inst., Moksliniai pranešimai, VI t., Vilnius.
- KABAILIENE M.: 1958. Kai kurie nauji duomenys apie Gabiauriškio alerodinius darinius. Liet. MA Geol. ir geogr. in-tas, Moksliniai pranešimai, VIII t., Vilnius.
- KABAILIENE M.: 1959. Augalijos raida vėlyvajame ledynmetyje ir poledynmetyje Lietuvos ir pietinės Latvijos pajūrio zonoje. Liet. TSR geografinė dr-ja, Geografinis metraštis, II t., Vilnius.
- KABAILIENE M.: 1962. Zuvinto ežero nuosėdų stratigrafija. Liet. TSR MA Geol. ir geogr. inst., Moksliniai pranešimai, 14, 2 sas. Ežerotyra, Vilnius.
- KABAILIENE M.: 1963. Kai kurie Riešės upės baseino ežerų raidos bruožai. Liet. TSR Geografinios skyrius, Moksliniai pranešimai, 15, Ežerotyra ir pelkėtyra, Vilnius.
- LIETUVOS TSR MISKAI: 1962, Vilnius.
- MEJERIS A., BAGINSKAS B.: 1958, Lietuvos TSR dirvožemai.
- NILSSON T.: 1964. Standartpollendiagramme und C<sup>14</sup> Datierungen aus dem Ageröds mosse in mittleren Schonen. Lunds Universitets Arsskrift N. F., Avd. 2, Bd. 59, Nr. 7.
- SEIBUTIS A.: 1958. Ryti Lietuvos pelkių raidos bruožai. Liet. TSR MA darbai, ser. B, 1, Vilnius.
- SEIBUTIS A.: 1959. Kaip kūrėsi ir vystėsi Lietuvos augalija. Mokslo ir gyvenimas, 11, Vilnius.
- SEIBUTIS A., SUDNIKAVICIENĖ F.: 1960. Apie holoceninių pelkių susidarymo pradžią Lietuvos TSR teritorijoje. Liet. TSR Geograf. dr-ja, Geografinis metraštis, 3. Vilnius.
- SUDNIKAVICIENĖ F.: 1963—1964. Dviejų žemaičių aukštumos aukštapelkių raidos bruožai. Liet. TSR Geogr. dr-ja, Geografinis metraštis, 6—7., Vilnius.

Поступило: 17.5.1974

## ÜBER DIE REKONSTRUKTION DER WALDGESCHICHTE LITAUENS IM HOLOZÄN NACH ANGABEN DER PALINOLOGISCHEM ANALYSE

von

M. KABAILIENE

### ZUSAMMENFASSUNG

In früheren Arbeiten des Verfassers dieses Artikels (1969—1971) wurde die Fensternetzmethode zur Reproduktion des Vegetationsbestandes nach Angaben der palinologischen Analyse vorgeschlagen, begründet und beschrieben. Bei der Wiedergabe des Vegetationsbestandes nach der Fensternetzmethode werden die Pollenspektren jeden Bodens mit Hilfe der Koeffizienten der Produktivität und des Transportes ausgeglichen. Nach den ausgeglichenen Spektren der Synchronenbenen aller Beobachtungspunkte wird die durchschnittliche Bedeutung für das prozentuelle Quantum der Pollen jedes Spektrenkomponenten errechnet.

Mit Anwendung der Fensternetzmethode wurde der durchschnittliche Bestand der Wälder und seiner Ablösung in den verschiedenen Teilen des litauischen Gebietes im Holozän angefangen von der Zeit der IX. Pollen-Sporen-Zone (der präborealen Periode) d.i. die Zeit, als auf dem litauischen Territorium die Waldvegetation endgültig festen Fuß faßte, festgestellt. Zur Wiedergabe des Waldbestandes wurde Litauen in Anlehnung an die physisch-geographische Gliederung von A. Basalykas (1965) in 5 Regionen eingeteilt. Es wurden Aussagen der palinologischen Analyse von 46 in Seen und Mooren Litauens durchgeföhrten Ablagerungsquerschnitten benutzt (Abb. 1). Die erhaltenen Ergebnisse über die festgestellte Ablösung im Waldbestand sind auf Kartenschemen veranschaulicht, die für jede waldbildende Baumart (Fichten, Kiefern, Birken, Erlen, Eichen, Linden, Ulmen und Haselnußsträucher) einzeln zusammengestellt wurden. Dem Bericht sind nur einige dieser Kartenschemen hinzugefügt (Abb. 2, 3, 4, 5).

Wir konnten folgende Entwicklungsphasen des Holozän-Waldes Litauens bestimmen: Birkenwaldphase (Zeit der IX. Pollen-Sporen-Zone, präboreale Periode); Kiefern-Birkenwaldphase (Zeit der VIII Zone, BO1 nach T. Nilson); Phase der Haselnußblüte und Anfang der Walddifferenzierung (Zeit der VII Zone, BO2); Phase der Erlenblüte und Anfang des breitblättrigen Waldes (Zeit der VI. Zone, Alter, dessen untere Grenze als  $7750 \pm 260$  Jahre und dessen obere Grenze als  $6750 \pm 140$  Jahre zurückliegend angenommen wird, AT1); Phase der breitblättrigen Baumblüte (Zeit der V. Zone, von  $6750 \pm 140$  bis  $5350 \pm 140$  Jahren, AT2); Phase der breitblättrigen Waldreduktion und der Ausbreitung des Fichtenwaldes (Zeit der IV Zone, von  $5350 \pm 140$  bis  $4050 \pm 120$  Jahren, SB1); Phase der Fichtenwaldreduktion (Zeit der III Zone, von  $4050 \pm 120$  Jahren bis  $3250 \pm 110$  Jahren, SB2); Phase der sekundären Ausbreitung des Fichtenwaldes (Zeit der II. Zone, untere Grenze  $3250 \pm 110$  Jahren, obere Grenze — mittels Radiokarbonmethode nicht bestimmt, SA1); Phase des gegenwärtigen Kiefern-Birkenwaldes (Zeit der I. Zone, SA2).

## THE HOLOCENE HISTORY OF THE BALTIC SEA AND ECOLOGY OF PREHISTORIC SETTLEMENT

by

P. M. DOLUKHANOV, Leningrad

### I

The prehistoric human society was closely linked with its physical and biological environment. In terms of the General Systems theory the prehistoric society and its environment may be regarded as a complicated "eco-social system" comprising two subsystems, namely, social and ecological subsystems. The most important elements of the ecological subsystem are: climate, vegetation and animal world. The most important elements of the social subsystem are: economy (a "feeding block"), population and working tools. A separate unit constitutes culture, which is treated here as an accumulator of knowledge, beliefs and traditions, a 'memory block' of the subsystem.

Both the ecological and social subsystems as well as their elements are subjected to feedback regulation maintaining the system as a whole in a state of dynamic equilibrium. The economy operates in accordance with optimizer or satisficer strategies concept. The social subsystem tends to chose a strategy of food quest that aims at maximizing the energy input and at minimizing the risk connected with the food quest. Thus, the economy is highly adapted to the parameters of the environment. The adaptive properties are pertinent to the working tools by means of which prehistoric man interacted with the environment in procuring products necessary for his life. The population density is controlled by the availability of natural resources and by the level of development in the productive forces or by an outflow of a part of the surplus population.

The elements of the ecological subsystem are reconstructed on the basis of the palaeogeographical data. The elements of the social subsystem are reconstructed on the basis of both archaeological and palaeogeographical data. Let us try to follow up the evolution in the eco-social system in the Baltic area during the Early and Middle Holocene.

### II

The evolution of the environment in the eastern Baltic area was to a large degree determined by the development of the Baltic Sea. Shape, depth and salinity of the Baltic Sea was subjected to drastic changes

mostly due to two factors: eustatic changes in the sea-level and to recent tectonic movements. The last are determined to a large degree by the glacial rebound effect. As was shown earlier (Грачев, Долуханов 1970) the maximum velocities of upward crustal movements were attained some 11,000—9,000 B.P. in the areas where the ice cover had been the thickest. As N.-A.-Mörner (1969) has shown in the Swedish West Coast area the land initially rose as a block, while later the center of the upheaval shifted inland thus causing the tilting of shorelines.

The first major basin to occur within the Baltic depression was the Baltic Ice-Lake. The drainage at Billingen which gave rise to the Yoldia Sea occurred in the year 8213 B.C. (N. Nilsson, 1970). Radiocarbon dates secured in Estonia (Кессл, Пуннинг, 1969 a) permit to place the Yoldia Sea between 10,000 and 9,000 B.P. the maximum levels being attained between 9500 and 9700 B.P.

The land uplift in the Middle Sweden led eventually to the isolation of the Baltic from the Ocean and to the formation of the Avcylus Lake. The Estonian scientists (Кессл, Пуннинг, 1969 b) distinguish now two transgressions of the Avcylus Lake: that of the brackish water Echeneis Sea (9200—9000 B.P.) and that of the Avcylus Lake proper (8900—8000 B.P.).

In 1969 during the palaeogeographical investigation at the site of Särnate, south of Ventspils, Latvian SSR, in a pit at the depth of 2.6—3.6 m there was found a thick layer of sea marl apparently of Avcylus age (Fig. 1). Inside the sea marl there was established a layer of peat, 0.15 meters thick, deposited, in all probability, during a short-lived regression of the Avcylus Lake. The radiocarbon dating of a sample taken from the peat layer revealed an age of  $8900 \pm 90$  (LE — 899), in close agreement with the data of Estonian colleagues.

Establishment of the connection of the Baltic with the Ocean through channels in the Great Belt area led to a lengthy regression of the sea-level. A. Devirts, M. Markova and Serebryanny (1968) evaluate the period of the regression as from 7200/7100 up to 7800/7700 B.P. In the Särnate bog profile a thick peat layer deposited during this regression was dated by a series of radiocarbon measurements:  $7860 \pm 80$  (LE-900);  $7680 \pm 80$  (LE-901)  $7500 \pm 80$  (LE-815);  $6980 \pm 80$  (LE-816).

About 7200 B.P. the Litorina transgression started in the Baltic basin caused by the eustatic rise of the Ocean level. This transgression was of particular importance for the prehistoric settlement in the area. In the course of this transgression the off-sea lagoons were intensively populated by mesolithic and neolithic settlers.

The Litorina transgression manifested itself in a row of minor fluctuations. According to N.-A. Mörner between 7100 and 2000 B.P. there occurred the following minor transgressions and regressions: transgression (PTM-2): 7100—6900; regression: ca. 6900; transgression (PTM-3): 6500—6300; regression: 6300—5900 transgression (PTM-4): 5900—5600; regression: 5600—5000; transgression (PTM-5): 5000—4600; regression: 4600—4300; transgression (PTM-6): 4300—4000; regression: 4000—3600; transgression (PTM-7): 3600—3000; regression: 3100—3000; transgression (PTM-8): 3000—1950 B.P.

In the western Baltic area was clearly pronounced a regression that occurred between 5600 and 5500 B.P. During this regression came into being a number of sites belonging to the Ertebölle-Ellerbek culture: Eline-lund in Sweden (Olsson 1959); Augustenhof and Buddelin, on the island of Rügen (Kliewe, Lange 1968).

In various parts of the Baltic basin was expressed a regression that took place between 4600 and 4300 B.P. To the time of the said regression

belong the sites discovered in the Särnate bog (Vankina 1970); the lower layer of the Sventoji site (Rimantienė 1970). During the same regressive phase, in all probability, existed a site on a floating island in the Multbjerg peat-bog, Zealand (Troels-Smith 1960).

In a number of points was established a regression that occurred 4000—3800 B.P. To the time of this regression should be dated the upper layer of the Sventoji site in Lithuania.

There are reasons to believe that the transgressive and regressive phases of the Baltic as stated above are reflections of world-wide eustatic fluctuations in the sea-level. In this respect it is highly interesting to compare the chronology of the Litorina-sea fluctuations with the Flandrian strandline chronology as established for the British Isles. R. E. Binns (1972) holds the view that the Flandrian strandlines were constructed during the following transgressive periods: F1 : 7000—6700; F2 : 6450—6200; F3 : 5700—5500; F4 : 5000—4700; F5 : 4100—3900; F6 : 3700—3500; F7 : 3200—3000; F8 : 2500—2400 B.P. The cited chronology is in satisfactory agreement with the chronology of Litorina transgressions in the Baltic. The only major discrepancy concerns the F5 transgression which corresponds to the period of regression in the Baltic. But it should be mentioned that the F5 transgression was singled out on the basis of one dubious date of peat in the Forth valley which carries a not exact age and site not known (Binns 1972, p. 207).

Synchronisation of transgressions in the Baltic and in the North Sea was further proved by the data secured for the Frisia coast in the GFR by B. Menke (1969). According to this author, the onset of important ingressions took place ca 7200—7000 B.P. The major sea ingestions along the Frisia coast occurred ca. 7200—6000; 5000—4500; 4000—3800 and 3800—3300 B.P.

The evolution of the lacustrine basins during the Holocene was of particular importance for the formation of ecological setting of neolithic and mesolithic settlers.

Special investigations carried out in Latvia and in Pskov district in recent years (Долуханов и Микляев 1969; Dolukhanov 1973) have proved that in a number of lacustrine basins there took place considerable fluctuations of the lake levels. Summing up the dates recovered one may draw a following chronology of lake levels fluctuations:

Table I

| Age B.P.  | Sites                   | Phenomena     |
|-----------|-------------------------|---------------|
| 7200—6000 | Lubana                  | Transgression |
| 6000—5000 | Lubana, Usvyat, Zižitsa | Regression    |
| 5000—4500 | Lubana, Usvyat, Zižitsa | Transgression |
| ca 4500   | Lubana, Usvyat          | Regression    |
| 4500—4000 | Lubana, Usvyat, Zižitsa | Transgression |
| 4000—3800 | Lubana, Usvyat          | Regression    |

The comparison of the Baltic Sea chronological scheme with that of the inner lakes (Fig. 2) reveals a satisfactory correlation between them. Synchronous fluctuations in levels have been established for the lakes of Mecklenburg, DDR (Schulz, 1968), for the marshes of Northfriesland, BRD (Prange 1967) and in the North Holland (Jelgersma 1961).

In all probability, the fluctuations of sea and of inner lakes as established above were caused by world wide climatic phenomena.

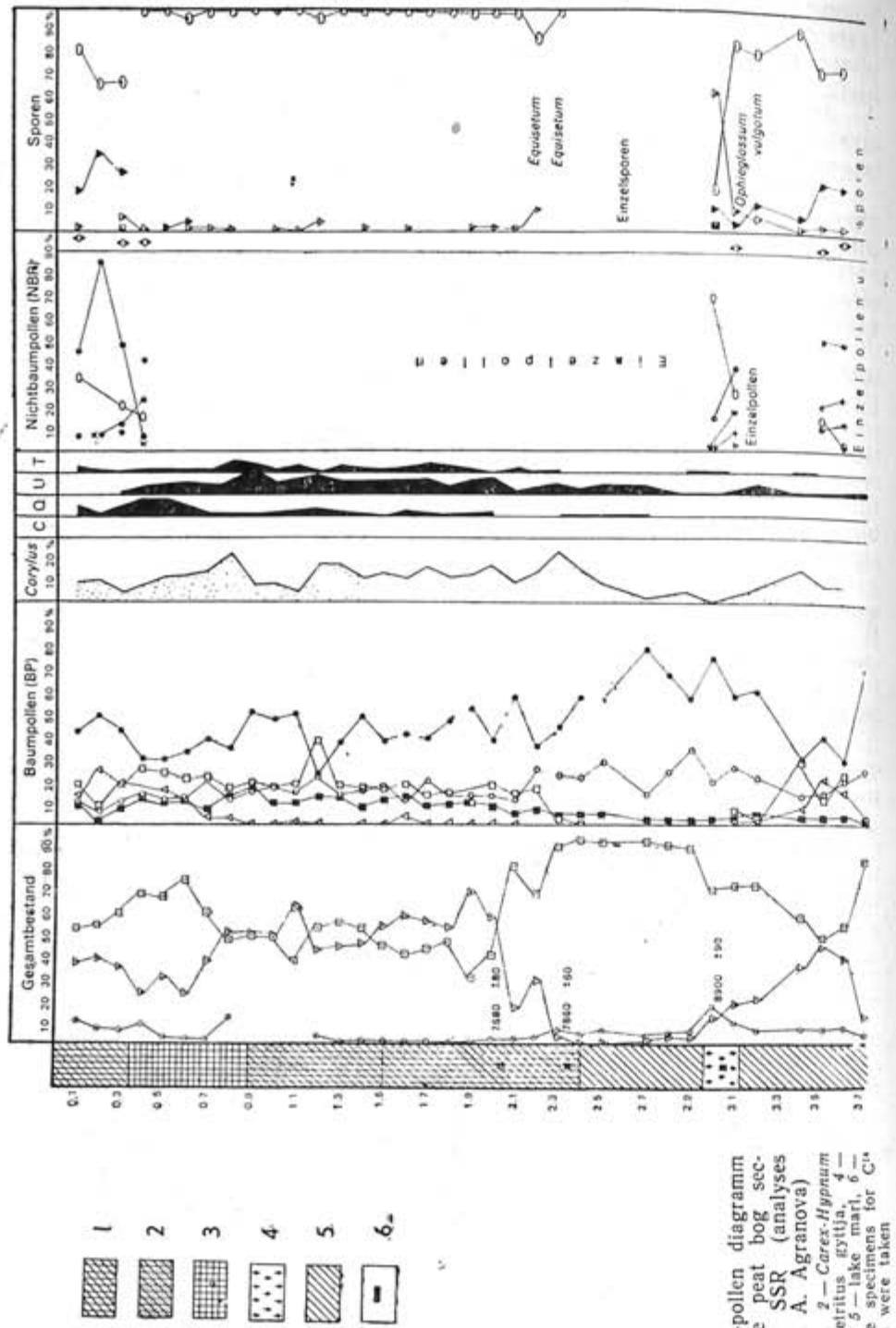


Fig. 1. Spore-pollen diagramm of the Sarnate peat bog section, Latvian SSR (analyses made by D. A. Agranova)  
1 - Carex-Hypnum peat, 2 - fine-deritus gyttja, 3 - Hygnum peat, 4 - lake marl, 5 - lake gyttja, 6 - sites, where the specimens for C<sub>1</sub> analysis were taken

The changes in the vegetational cover were of utmost importance in the formation of the ecological setting in the Eastern Baltic area. For the central part of the Eastern Baltic area nine pollen analytical zones are now singled out. (Danilans, Stelle 1971; Stelle et al. 1975).

Preboreal. 10300/10150—9100/8900 B.P. Predominance of pine, birch being second important. Presence of spruce in the Eastern Latvia.

Boreal I. 9100/8900—7900/7850 B.P. The maximum of pine pollen. Increase in spruce content in the Eastern Latvia. Elm sporadically met with.

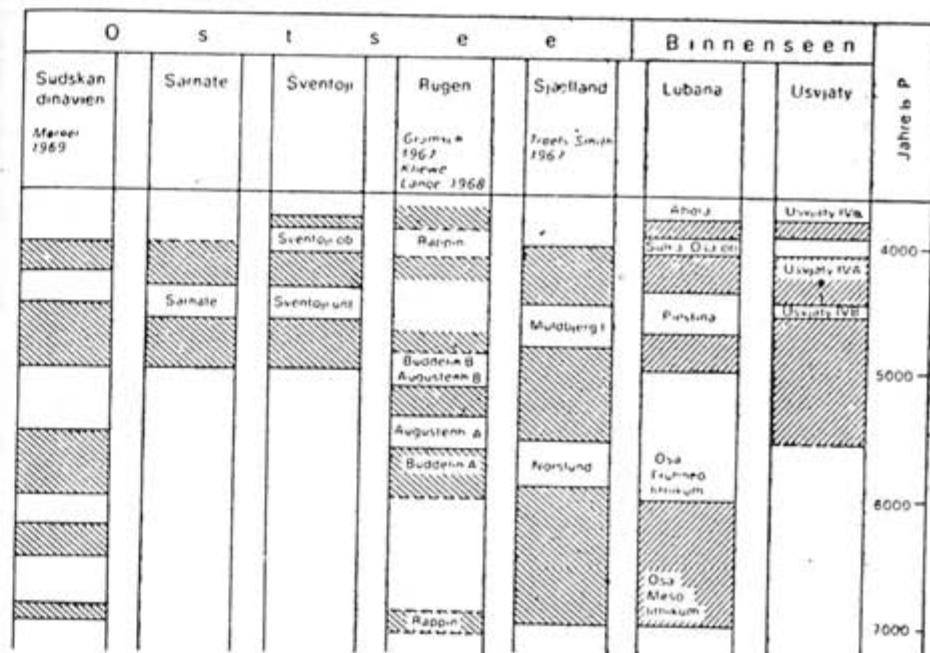


Fig. 2. Correlation of the Baltic Sea and lake basins transgressions

Boreal 2. 7900/7850—7450/7300 B.P. Decrease in pine pollen content; increase of birch. Marked increase in alder content. Marked increase in content of hazel and that of spruce.

Atlantic 1. 7450/7300—6400/6100 B.P. Predominance of pine, birch being the second important. In Eastern Latvia — marked increase in alder content. Pronounced increase in the content of broad leaved species: elm, lime, sporadically — oak, hornbeam. In the pollen diagram of the Lubana basin (Fig. 3) the following radiocarbon dates were obtained for this zone:  $7186 \pm 160$  (Bln-770)  $6960 \pm 80$  (LE-811) and  $6580 \pm 70$  (LE-810).

Atlantic 2. 6400/6100—5300/5200 B.P. (According to Stelle et al. 1974. According to our data the upper limit of the zone is ca 4800 B.P.). Predominance of pine. The maximum content in pollen of thermophilous plants: alder, elm, lime, oak. Marked increase in content of spruce. For this zone following dates were obtained in the Lubana profile:  $6380 \pm 120$  (LE-838);  $5940 \pm 95$  (LE-837);  $5260 \pm 70$  (LE-834);  $4850 \pm 60$  (LE-834).

Subboreal 1. 4800—4000 B.P. Predominance of alder; pine being the second in importance. Decrease in content of elm; marked increase in content of spruce. In the Lubana cross section the following dates were ob-

tained:  $4520 \pm 120$  (LE-748);  $4000 \pm 60$  (LE-758) the last sample was taken from the level immediately underlying the spruce maximum.

Subboreal 2. 4000—2800/2600 B.P. The maximum of spruce pollen, pine being the second and birch — third in importance. Marked decrease in content of broad-leaved species.

In Estonia (Сарв, Ильвес 1971) the Late-Glacial — Post-Glacial boundary was dated to 10800—9500 B.P. The Preboreal-Boreal limit was fixed at 9700—9000 B.P. The Boreal zone was marked by the predominance of pine and by the decrease in the birch content. It was established that birch forests dominated on water-sheds. The lower limit of the Atlantic zone was dated to 8000—7800 B.P. The Atlantic-1 zone was featured by the predominance of pine, marked increase in alder content and increase in content of elm and hazel. The limit between Atlantic-1 and Atlantic-2 was fixed at 6600—6500 B.P. This zone is featured by the culmination of thermophilous plants: lime, elm, alder, hazel. The Atlantic-2 — Subboreal boundary was dated to 5000—4700 B.P. Begining of the Subboreal-2 zone featured by the maximum in spruce content was dated to 4550 B.P. in the south-east and to 3250 B.P. in the north-east of the country. The onset of the Subatlantic zone was dated to 2900—2600 B.P.

In Lithuania the Boreal zone was characterized by the predominance of pine and birch forests and by the spread of hazel underwood at a later stage. The time limits of the zone: 8500—7800 B.P.

The first half of the Atlantic zone (7800—6100 B.P.) was featured by the maximum spread of alder and by increase in elm and lime content.

The second half of the Atlantic zone (6100—5300 B.P.) show the culmination in the content of broad-leaved species: alder, hazel, as well as elm, oak, lime. The Atlantic-Subboreal boundary was dated in Lithuania: 3050—3150 B.P.

### III

The evolution of mesolithic cultures in the Baltic area was taking place during the Preboreal, Boreal and considerable part of the Atlantic vegetational zones.

The greatest Mesolithic site in Estonia, Kunda, is situated in a peat-bog, formed on the place of an off-shore lagoon of the Yoldia Sea. The mesolithic implements were discovered in a layer of sandy peat on the Lammasmägi hill and in a layer of lake marl inside the bog. (Orviku 1948). The radiocarbon dating of samples of charred wood from the 2-nd cultural layer revealed the following dates:  $8340 \pm 280$  (TA-14) and  $6015 \pm 210$  (TA-16). According to B. Indreko (1948), at the site were discovered numerous axes, arrowheads, scrapers and burins of flint and quartz, triangles and blades, bone implements were numerous too: arrowheads, harpoons, fishhooks, "awls".

An important mesolithic site was discovered in the town of Narva. The multilayered site was situated on a high bank of the Narva river. A series of radiocarbon dates lies in the time span 7800—5000 B.P. (Лийва, Ильвес, Пуннинг, 1966).

Numerous remains of animal bones (Паавер, 1965) make it possible to reconstruct fully the economical pattern of mesolithic sites in Estonia. It becomes clear that during the early mesolithic times the bulk of the meat diet was obtained through hunting of elk. At later stages the role of elk diminished while those of red deer and of wild pig rose. The hunting of seal was very important. A large amount of fish bones discovered at the sites shows importance of fishery in the economy of mesolithic population in

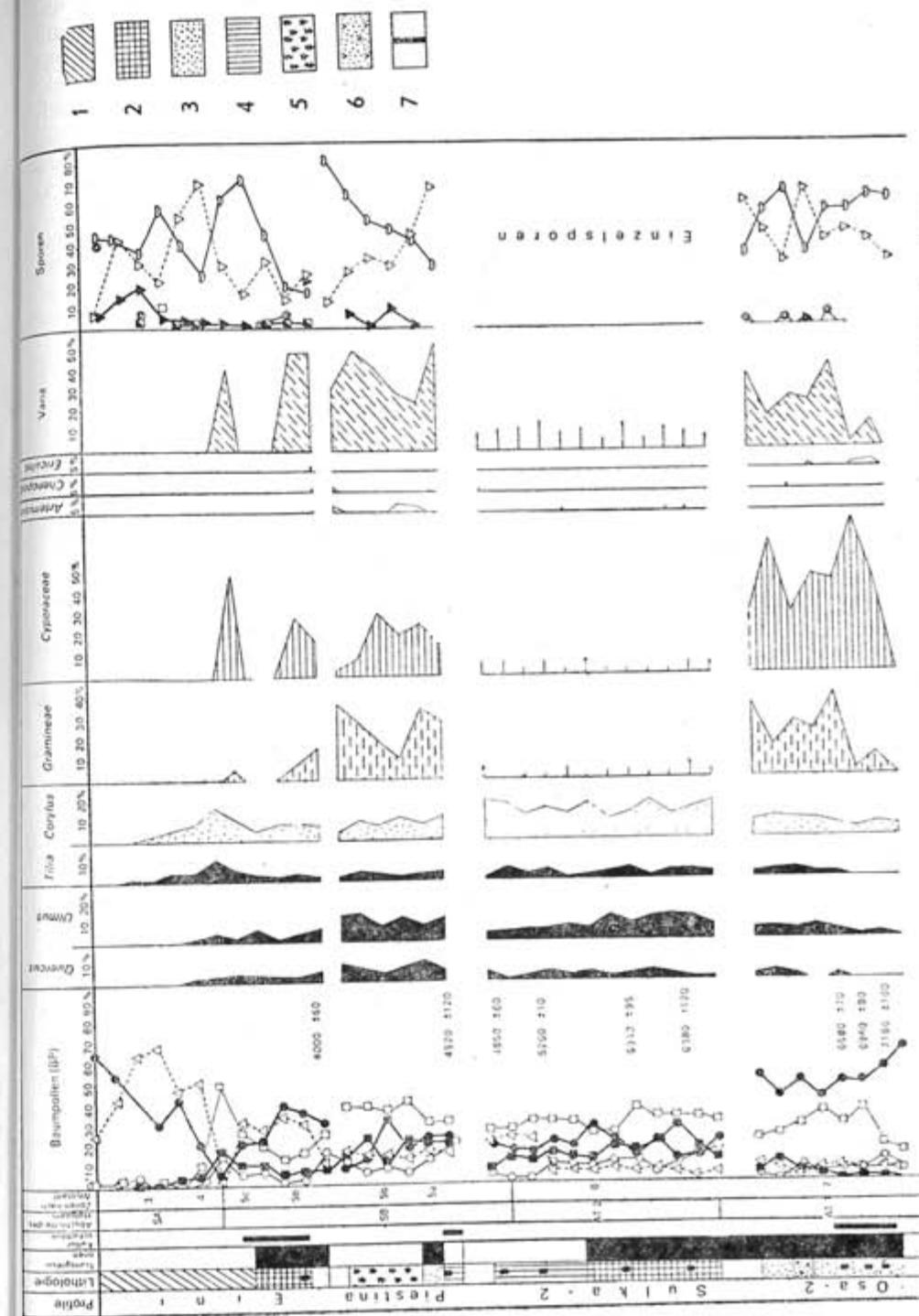


Fig. 3. Spore-pollen diagrams of Lubana Lake sections (anal. G. M. Levkovskaja).  
1 — lake mare, 2 — fine-deltitum gyttja, 3 — sand, 4 — wood peat, 5 — Carex peat, 6 — sandy peat, 7 — cultural layer

the northern Baltic area. In recent years an important mesolithic site of Pulli was discovered in the vicinity of town of Pärnu, in the south-western Estonia (Янитис, 1970). The cultural layer was situated in a humified horizon buried under stratified sediments deposited in a lagoon of the Yoldia Sea. This sediments in their turn were covered with sands deposited during the Ancylus Lake transgression. The wood from humified horizon revealed a radiocarbon age:  $9600 \pm 120$  B.P. The stratified sediments were dated:  $9300 \pm 75$  B.P. In the humified horizon were discovered bones of elk, brown bear, beaver; implements of bone and antler (points, chisels), flint tools (blades, and scrapers, fragments of tanged points). According to L. Jaanits, this site represents the earliest stage of the Kunda culture.

The mesolithic site of Osa, archaeologically investigated by F. Zagorskis (Загорский, 1967) is situated on a mineral shore of the Lubana basin. The mesolithic implements were discovered in the layer of sand and peat formed during the Early Atlantic transgression of the Lubana lake. Four radiocarbon dates were obtained for these deposits:

|                                  |                |
|----------------------------------|----------------|
| LE-810. Wood. Depth 1.40 meters  | $6580 \pm 70$  |
| LE-811. Wood. Depth 1.45 meters  | $6960 \pm 80$  |
| LE-812. Wood. Depth 1.70 meters  | $6760 \pm 80$  |
| Bln-770. Wood. Depth 1.60 meters | $7186 \pm 160$ |

Palynologically the mesolithic layer is featured by the predominance of pine, high content of alder, increase in the content of broad-leaved species.

Judging from the bone remains the mesolithic settlers of the Lubana basin were hunting elk (24.3% of bones) and wild pig (47.5%) (Паавер, 1965).

R. K. Rimantienė (Римантене, 1971) distinguishes among the mesolithic sites in Lithuania those belonging to "maglemosian" and to "micromacrolithic" traditions. The "maglemosian" sites are situated mostly upon the first terrasses of rivers. The tool-kit of this site is featured by the presence of lanceolate and triangle arrow-heads, of long and broad scrapers, of side-burins, of flake- and core-axes.

The "micro- and macrolithic" sites appear, according to R. K. Rimantienė, at a later stage. Morphologically three groups are distinguishable: 1) situated on a food-plain; 2) situated on upper terrasses; 3) late sites situated on food-plains. The second group, according to R. K. Rimantienė, coincided with the maximum of the Litorina transgression (Fig. 4).

The Maglemose sites situated in the south Baltic area according to C-14 dating had existed between 9500 and 7500 B.P. (Brinch Petersen 1973). The Maglemosian industry included core-axes, microlithic tools (lanceolate points, triangles, trapezes), bone and antler tools (harpoons, points, fishhooks, adzes a.o.).

The economic pattern of the Maglemosian settlers was determined by the hunting of Preboreal and Boreal forest game, food collecting and fishery.

In the early Maglemose sites aurochs and elk were the most numerous among the faunal remains. At the later sites red deer, roe deer and wild pig become the dominant species. About 7000 both elk and aurochs disappear from Zealand (Brinch, Petersen 1973).

As follows from special investigations (Brinch Petersen, 1973) the best part of known Maglemose sites are represented by summer huts situated either on lake shore or upon floating islands. A number of sites situated on the eastern coast of Bornholm are interpreted as coastal settlements.

Summing up archaeological and palaeobotanical evidence B. Gramsch (1973) came to the conclusion that the Maglemose sites were situated in

the areas covered by the birch and pine woods with hazel underwood and with admixture of broad-leaved species.

The sites belonging to the Kongemose culture date to a later time: 7500—6300 B.P. The economic pattern in its essence was the same as that of the Maglemose. The main difference consisted in begining of intensive exploitation of marine zone; what is testified by numerous findings of bones of spur dog, codfish, coalfish, flounder and of various seals.

The data cited by Brinch Petersen (1973) permit to suggest that the settlement pattern of the Kongemose sites was the same at that of the Maglemose. A more intensive habitation is suggested.

During the second half of the Atlantic vegetational zone the neolithic (in the western literature the sites of this type are usually referred to as belonging to "subneolithic" or forest neolithic) sites made their appearance in the eastern Baltic area. The neolithic character of these sites was featured by the presence of the pottery manufacture. The stable economic system based upon hunting, fishing and food collecting remained unchanged. Consequently no change is recorded in the settlement pattern.

One of the earliest neolithic sites in the area is represented by the Osa. The neolithic site of Osa is situated within the limits of the Lubana basin, very close to the mesolithic site of the same name. The cultural implements were uncovered in the peat layer deposited during the regression of the Lubana lake (see Table I).

Three radiocarbon dates were obtained for this layer:

|                               |               |
|-------------------------------|---------------|
| LE-850. Wood. Depth 1,20—1,30 | $5730 \pm 50$ |
| LE-961. Wood. Depth 1,20—1,30 | $5880 \pm 80$ |
| LE-962. Wood. Depth 1,40—1,50 | $5780 \pm 70$ |

Judging from the pollen analytical data, (Fig. 3), during the time of existence of the early neolithic site the broad-leaved species attained their maximum development while pine woods prevailed on sandy soils and alder trees grew in abundance on swampy lake shores. According to the faunistical data the hunting provided the bulk of the meat diet. The early neolithic settlers were hunting wild pig (75 species); elk (17 species), brown bear (6 species), red deer (3 species), aurochs (3 species), as well as marten, beaver, barger, otter and other forest game.

The early neolithic pottery is represented by large thick walled pots with pointed bottoms and by small ovoid "lamps". The rims are rounded or sloped inside. The pottery is made of clay with admixture of grass and shells. The pottery is ornamented with impressions of comb stamps, of lines or with small pits. The ornamental patterns: horizontal or diagonal rows, triangles, zig-zags. In the early neolithic layer a rich industry of bone and antler was discovered. Among them there are antler adzes, bones cut under angle of 45°, chisels, awls, harpoons, arrow-heads. Polished axe-like tools, small scrapers and blades were also found (Загорский, 1967).

Similar pottery assemblages were recovered in a number of sites in Estonia, namely, in Akali, Kääpa; Narva-Riigiküla (Янитис, 1959, Гурин, 1967). Among the faunal remains discovered at these sites were represented: elk, wild pig, aurochs, brown bear (Паавер, 1965). At the Narva-Riigiküla sites situated on the sand bar separating a lagoon of the Litorina sea bones of seal were represented in large number.

The similar pottery was recovered at the site of Dubičai in the south eastern part of Lithuania (Римантене, 1966). If we look further south, a similar pottery was discovered at the site of Zatsenye situated in the flood-plain of the river Tsna in the central Bielorussia (Чернявский, 1971). For this site a radiocarbon date was obtained:  $5450 \pm 75$  B.P. (LE-260).

Table II

Fluctuation of the lake level, development of vegetation and evolution of prehistoric settlement in the basin of the Lubana lake.

| Dates | Fluctuations  | Sites                |
|-------|---------------|----------------------|
| 3800  | Regression    | Abora                |
| 4000  | Transgression | Sulka, Eini          |
| 4500  | Regression    | Piestina             |
| 4500  | Transgression |                      |
| 5000  | Regression    | Osa, Early neolithic |
| 6000  | Transgression | Osa, Mesolithic      |
| 7000  |               |                      |

pulation or, in other word, by migration. One of possible route of migration was directed to densely forested river valleys, lake basins or off-shore lagoons of the Ukraine, of Bielorussia and of the Baltic area. By virtue of optimizer or satificer strategies principle the migrating population was acquiring economical strategies guaranteeing the optimal yield with the minimum of risk. These strategies in the densely forested areas of Eastern Europe were: hunting, food-gathering, fishery.

At the end of the Atlantic — at the beginning of the Subboreal vegetational zone in the eastern Baltic area appeared a number of sites usually referred to as belonging to the developed neolithic. The economy of these sites was still based upon hunting, collecting and fishery. No change occurred in the settlement patterns: these sites are situated in most cases in the lake basins and in offshore lagoons. The number and size of these sites increased, what testified to the increase in the population density (Fig. 5).

A number of sites appeared in the Lubana Lake depression during the lake regression that occurred 4500—4200 B.P. and about 4000 B.P. For one of these sites, Piestina, a series of radiocarbon dates was obtained:

|                                     |          |
|-------------------------------------|----------|
| LE-748. Wood. Depth 0,9—1,0 meters  | 4520±120 |
| LE-750. Peat. Depth: 0,7—0,8 meters | 4670±150 |
| LE-867. Peat. Depth: 0,9—1,0 meters | 4250±50  |

According to P. A. Zagorskis (Загорскис, 1967) two distinct pottery assemblages were recovered at this site. The first variety was described as "typical comb-and-pit decorated pottery" the second variety is referred to as "Piestina type pottery". The second variety was made of clay with admixture of shells and grass. Pots were cauldron-like with pointed bottoms and with straight or sloped inside rims. The pottery was ornamented with comb impression, with incised lines, with small pits and with strokes. These elements formed horizontal or diagonal patterns, nets, zig-zags or simple geometrical figures; triangles, rectangles, rhombes. The strokes as elements of ornaments and geometrical figures as ornamental patterns were new traits unknown in the early neolithic pottery in the same area.

Approximately at the same time neolithic sites appear in the lake of Usvyat, in the southern part of the Pskov oblast'. As follows from the palaeogeographical investigations carried out there (Dolukhanov, 1973) the sites existed during a regression of the lake that had existed between 4500 and 4000 B.P. Pollen analysis shows that at that time the broad-leaved species attained their maximum content (oak, elm, lime) while spruce, pine and birch forests prevailed in the surrounding areas.

Very similar pottery assemblages are known from the group of sites known as Sturmel — Gastyatin situated on the river Dnieper (Телегин, 1966). Still further south the pottery similar in its ornamental patterns was described from the sites attributed to the Bug-Dniester culture situated on flood plains of rivers South Bug and Dniester (Даниленко, 1959; Маркевич, 1964). The economy of these sites was based upon, hunting (roe deer, red deer, wild pig), fishery and food collecting. The present-

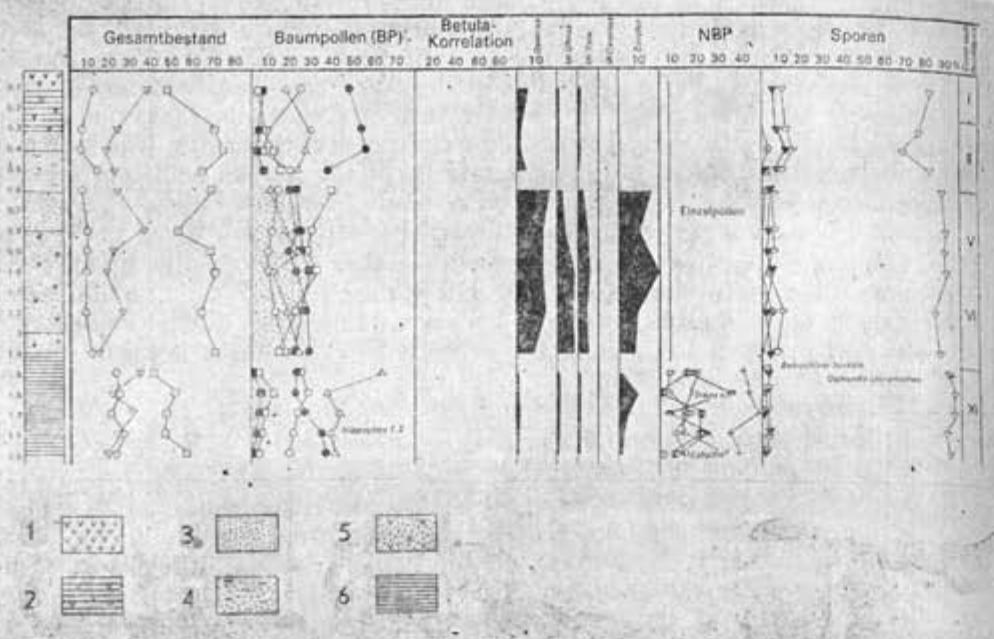


Fig. 4. Spore-pollen diagram from the Usvyat Lake, Pskov District (anal. E. A. Spiridonova)

1 — peat, 2 — humic sand, 3 — sand, 4 — loamy sand, 5 — gyttja, 6 — cultural layer, 7 — silt

ce in unimportant amount of bones of domesticated animals and impression of domesticated plants on pottery sherds denotes existence of economic ties with agricultural communities situated elsewhere. Two sites belonging to this culture were radiocarbon dated: Soroki 2, layers 2 and 3 —  $7515 \pm 120$ ;  $7420 \pm 80$ .

Similar ornamental patterns are traceable in the monochrome pottery of the Balkan early neolithic, namely, Karanovo I and II in Bulgaria, Starčevo in Yugoslavia, in the impressed and "barbotine" pottery in Central and Northern Greece. Economy of the sites belonging to these cultures is of food-producing character. It was based upon agriculture (wheat, barley) and upon stockbreeding (sheep/goat, cattle, pig).

The similarity in the pottery ornamental patterns of all the sites cited above enables us to include all these sites into a single cultural zone. The formation of this zone may be explained in a following manner. Appearance of the agricultural settlements in the intermontane depressions and upon loess covered plains in South East Europe led to a marked increase in the population growth. The exceeding of population density beyond the scope of the carrying capacity created a situation of demographic stress. This critical situation could have been overcome by budding off a part of surplus po-

The economy of the Usvyaty site was based upon hunting (elk, brown bear, wild pig, aurochs, birds), upon fishery (pike, zander, bream, perch, crucian) upon collecting (acorns, hazelnuts, water nuts, shells).

In the pottery assemblage prevail (Микляев, 1969) high vessels with rounded or pointed bottoms. Pots were decorated with comb impressions,

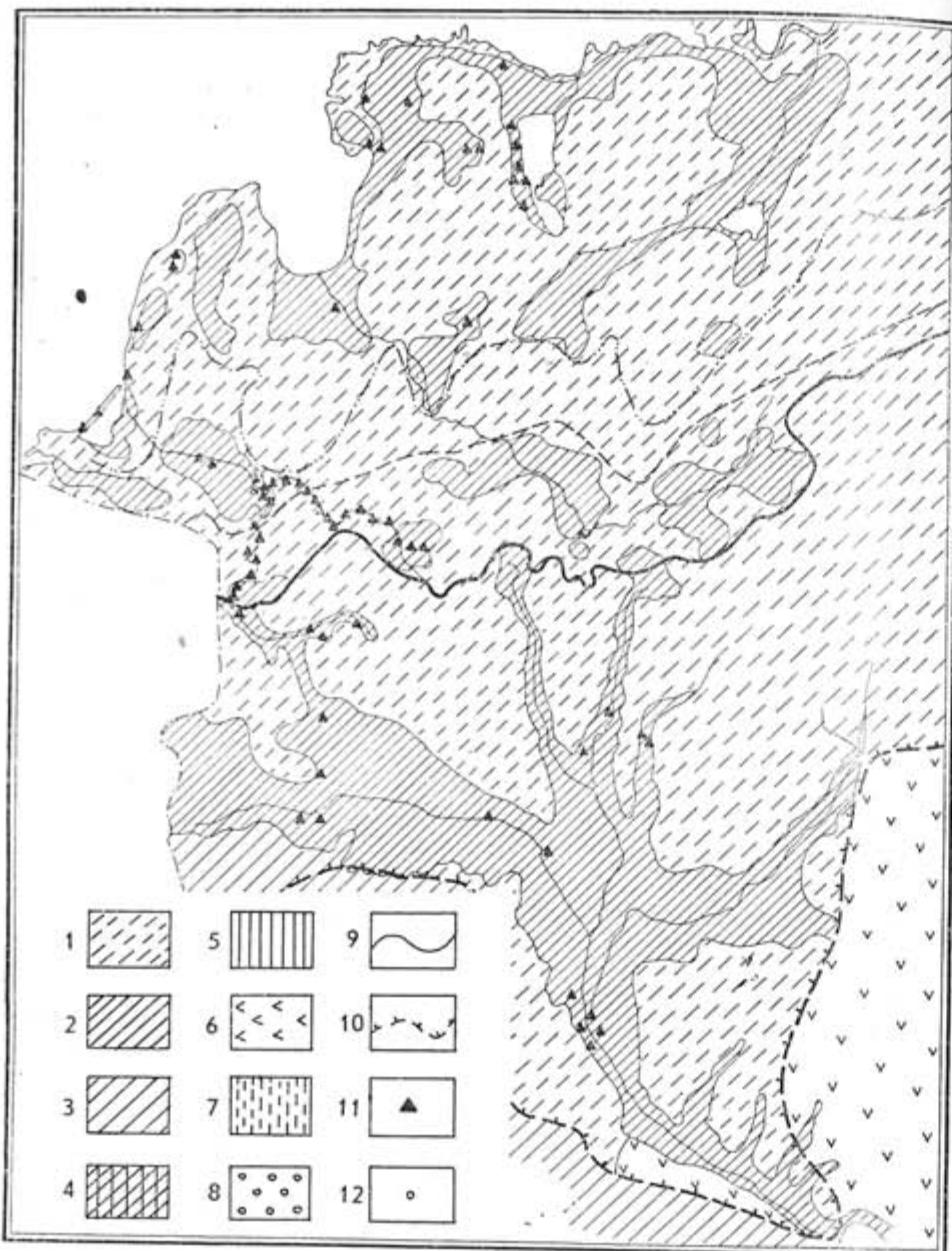


Fig. 5. The North-Western part of the European USSR 10 000—6000 years B. P.  
1 — birch-pine park forests. 2 — pine forest in the valleys. 3 — pine forests in the watershed areas. 4 — mixed broad-leaved forests. 5 — broad leaved forests. 6 — steppe. 7 — shrub vegetation of Mediterranean type. 8 — desert. 9 — limits of the Valdai glaciation. 10 — limits of the Dnepr glaciation. 11 — mesolithic dwellings. 12 — settlements of the farmer and cattle-breeder populations

pits or strokes. The most commonly used ornamental patterns were horizontal lines, networks, zig-zags or geometric figures (triangles, rhombs).

During regressive phases of the Litorina Sea that had occurred about 4500 and about 4000 B.P. a number of neolithic sites arose in off-shore lagoons in Latvia and in Lithuania. One of very interesting sites, Särnate, was situated in the Särnata peat-bog, south of Ventspils (Ванкина, 1970). In the peat layers about 40 huts of neolithic age were recovered. Two radiocarbon dates were obtained for the cultural layer of one of the huts:

|  |                |
|--|----------------|
| LE-814. Wood. Depth: 0,50—0,60 meters  | $4510 \pm 110$ |
| Bln-769. Wood. Depth: 0,50—0,60 meters | $4639 \pm 100$ |

Earlier the following dates were obtained:

|   |                |
|---|----------------|
| TA-24. Charcoal. Hut U.                 | $4490 \pm 250$ |
| TA-26. Bones of elk and reddeer. Hut T. | $4700 \pm 250$ |
| TA-265. Wood. Hut S.                    | $4630 \pm 70$  |

The dates cited above make it possible to assume that the neolithic dwelling site had existed during the regression of the Litorina Sea ca 4500 B.P.

Among the few animal remains recovered at the site were indentified; 2 bones of elk, 4 bones of seal, 13 bones of beaver. One of huts was filled with fish bones. Abundance of shells, of water nut testifies to the importance of food-collecting in the economy.

The pottery assemblage includes conical vessels with straight or S-shaped rims and small "lamps". The pottery is ornamented with wavy lines made by fingers, impressions of combs, lines, strokes, pits. Horizontal patterns prevail. Many vessels are decorated with geometric patterns (triangles and rhombs) made by strokes and incised lines.

The Sventoji site investigated by R. K. Rimantienė (1970) is situated in the coastal peat bog of Pajūris in the Kretinga rayon of the Lithuanian SSR. Two neolithic sites discovered in the peat-bog where situated on the shore of an ancient river. The pollen analysis (Rimantienė, Dvareckas, Kudaba, 1971) revealed that spruce and alder forests were spread on marshy shores, pine woods were growing on sand dunes, while broad leaved groves covered loamy hills.

Two layers of the Sventoji site were characterised by seven radiocarbon dates.

Sventoji, lower layer:  $4400 \pm 55$  (Vs-23);  $4400 \pm 90$  (TA-247);  $4250 \pm 60$  (LE-904);  $4100 \pm 60$  (LE-833).

Sventoji, upper layer:  $4120 \pm 80$  (TA-246);  $4100 \pm 100$  (Vs-22);  $3860 \pm 50$  (LE-835).

Taking into consideration standard errors, one may assume, that the settlement of the lower layers existed at the time of the regression ca 4500 B.P., while the settlement of the upper layer corresponded to the regression ca 4000 B.P.

R. K. Rimantienė (Римантене, 1970) attributes the lower layer to the western group of the Narva-Niemen culture. The upper layer, according to the same author, belongs to the Vistula-Niemen group of the corded ware pottery.

All the sites referred to the developed neolithic and dealt with above, namely, Piestina in the Lubana depression: Särnate, Sventoji, lower layer, have some common traits in their pottery assemblages. These common traits consist in strokes as ornamental elements and geometrical motives (triangles, rectangles, rhombs) as ornamental patterns. The same elements and patterns are typical for the pottery of the Dnieper-Donets culture, spread in the valleys of Dnieper, Seversky Donets and Pripyat' (Телегин, 1968; Исаенко, 1970).

If we look further west we may find out that the said elements and patterns of ornamentation are proper to the pottery belonging to some groups of the Funnel Beaker culture. It is particularly the case of the Stroke ornamented pottery and the Jutland group of the Funnel beakers (Behrens 1961; Knöll, 1959).

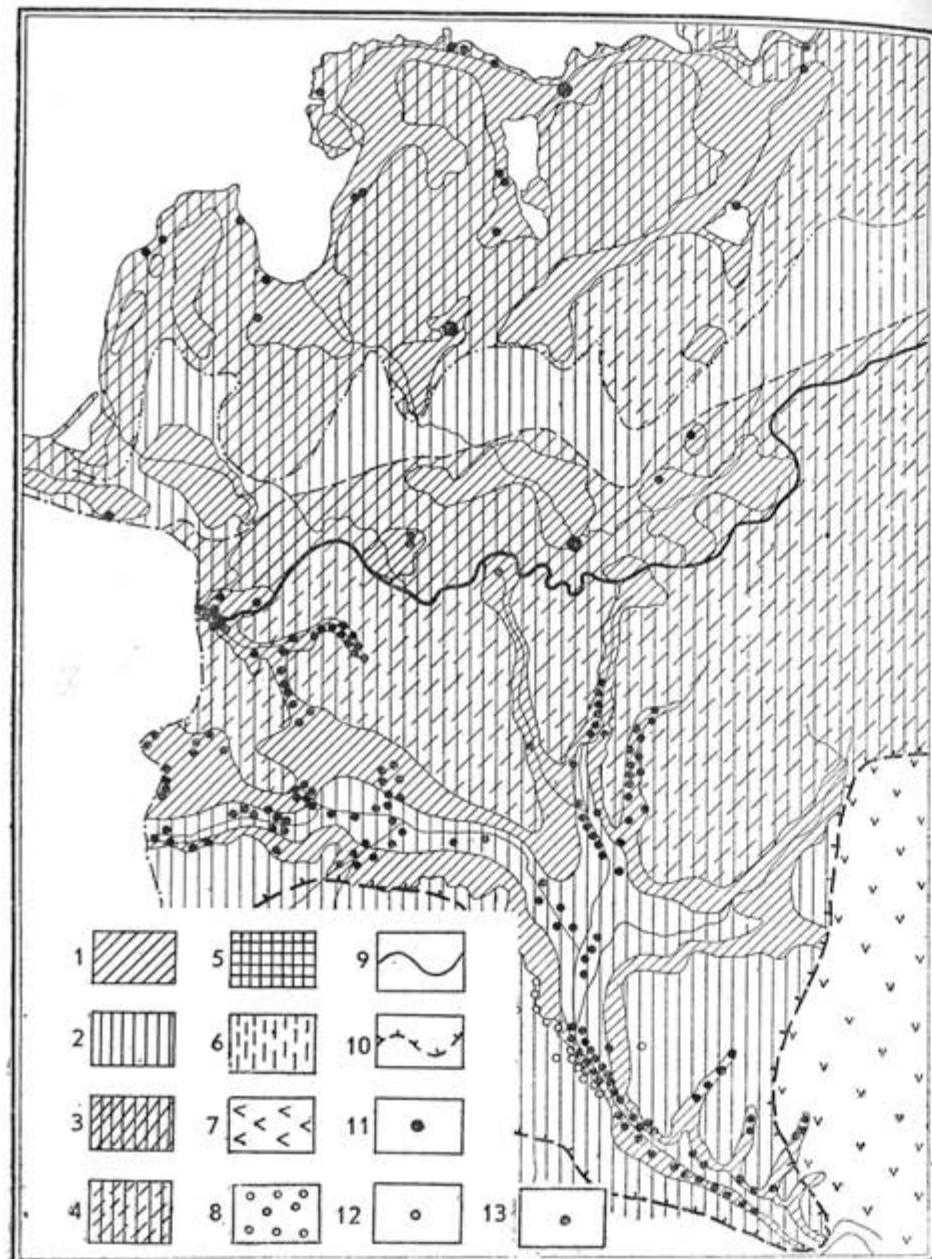


Fig. 6. The North-Western part of the European USSR 6000—4000 years B. P.  
1 — pine forests, 2 — broad-leaved forests, 3 — coniferous broad-leaved forests, 4 — mixed pine-broad-leaved forests, 5 — mountainous broad-leaved forests, 6 — shrub vegetation of the Mediterranean type, 7 — steppe, 8 — desert, 9 — limits of the Valdai glaciation, 10 — limits of the Dnepr glaciation, 11 — dwelling sites of hunters and fishers, 12 — settlements of farmers and cattle-breeders, 13 — dwelling sites of the cattle-breeder population

The settlement of the Funnel beakers culture are widely spread on loessic soils and on the morainic uplands of the Central Europe: from the South to Bohemia and from the Netherlands to the Volynia in the Ukraine. The economy of this culture is based on the food-producing: cultivation of cereals (wheat, barley) and on stock breeding (mostly cattle). The villages consisted of long rectangular houses and in some cases were of considerable size.

The radiocarbon dates of the Funnel beakers sites lie in the time span: 5500—4200 B.P.

Similary in the ornamentation of pottery enables us to single out a large cultural zone which embraces the sites belonging to the Funnel beakers culture in the Central Europe; sites of the Dnieper-Donets culture in the Ukraine and Bielorussia/ some sites of the developed neolithic in the eastern Baltic area (Piestina, Särnate, Sventoji). The formation of this cultural zone may be explained in the following way. The increase in the birth-rate and the extensive forms of agriculture led to the situation of the demographic stress in the agricultural area of the Central Europe. A part of the surplus population migrated in the eastern direction: into huge valleys of the Pripyat' and the Dnieper, into lake depressions and off shore lagoons of the eastern Baltic area. The migrating population was gradually losing its agricultural habits and acquiring the strategies of food quest optimal in the local conditions: namely, hunting, fishery and food collecting.

Another cultural zone, tracable in the Eastern Baltic area during the epoch of the developed neolithic is represented by the sites with pit-and-comb decorated pottery. The earliest sites with this type of pottery were dated in the central region of the Russian Plain to 5800—5600 B.P. The spread of this type of pottery in the eastern Baltic area occurred, in all probability, between 4700 and 4200 B.P. The cultural layer of the Piestina site containing the pit-and-comb decorated pottery was formed during the regression 4500—4200 B.P. The cultural layer of the Sulka site, in the same Lubana depression, containing a pure pit-and-comb pottery assemblage was formed during the regression ca 4000 B.P. Assemblages of pit-and-comb decorated pottery were dated at the site of Kääpa in Estonia:  $4480 \pm 255$  (TA-6) and  $4350 \pm 220$  (TA-4) B.P.

Both economy and the settlement pattern of the sites with pit-and-comb decorated pottery were the same as those with stock ornamented vessels. This had had for consequence appearance of sites with mixed pottery assemblages. Such sites are known in the Upper Dnieper valley, in the Pripyat' valley, in the Lubana (Piestina) and in the northern Estonia (Riigiküla).

About 4200—4000 at a number of sites in the Eastern Baltic area an influence of cord decorated pottery becomes evident. This phenomenon should be explained by an infiltration of a part of surplus population from predominantly stock breeding areas of Central and South Eastern Europe into the eastern Baltic area. As in previous cases the spread of this population did not change stable economic pattern based upon hunting, fishery and food collecting. More than that it did not change considerably cultural subsystems as reflected in the pottery assemblages.

#### REFERENCES

- BEHRENS H.: 1961. Rössener Kultur, Trichterbecherkultur und Tiefstichkeramik. In: L'Europe à la fin de l'âge de la pierre. Prague.  
BINNS R. E.: 1972. Flandrian strandline chronology for the British Isles, and correlation of some european post-glacial strandlines. Nature, vol. 235, pp. 206—210.

- BRINCH PETERSEN.: 1973. A survey of the Late Palaeolithic and Mesolithic of Denmark. In: *The Mesolithic in Europe*. Warszawa.
- DOLUCHANOV P. M.: 1973. Die Spiegelschwankungen der Ostsee und der Seebecken im nordostbaltischen Raum während des Holozäns. *Peterm. Geogr. Mitt.* 117, Og. H. 3.
- GRAMSCH B.: 1974. Die Vegetationsgeschichte des nördlichen Mitteleuropa und die Besiedlung dieses Raumes im älteren und mittleren Holozän. In: *Palynology of Holocene and Marine Palynology*. Moscow.
- JELGERSMA S.: 1961. Holocene sea level changes in the Netherlands. *Medd. Geol. Sticht.*, Ser. C. VI, 7, Maastricht.
- KLIEWE H., LANGE E.: 1968. Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. *Peterm. Georg. Mitt.* 112.
- KNOLL H.: 1959. Die nordwestdeutsche Tiefstichkeramik und ihre Stellung im nord- und mitteleuropäischen Neolithikum. Münster.
- MENKE B.: 1969. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbonatierungen zur holozänen Entwicklung der Schleswig-holsteinischen Westküste. *Eisz. u. Gegenw.*, Bd. 20.
- MÖRNER N.-A.: 1969. The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast. *Sver. Geol. Unders. Arsb.* 63, No 3.
- NILSSON E.: 1970. On the late-Quaternary history of the Southern Sweden and the Baltic basin. *Baltica*, vol. 4, Vilnius.
- RIMANTIENE R., DVARECKAS V., KUDABA C.: 1971. Apie Pajūrio pelkės archeologinių radinių slūgsojimo sąlygas. *Liet. TSR Aukšt. Mokyk. mokslo Darbai. Geogr. Geol.* VIII, Vilnius.
- SCHULZ W.: 1968. Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den Westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. *Arch. Freunde Naturgesch. Mecklenb.*, XIV.
- TROELS-SMITH J.: 1960. The Multbjerg dwelling site in the Aamosen bog, West Zealand, Denmark. *Smithsonian Report for 1959*, Wash.
- ВАНКИНА Л. В.: 1970. Торфяниковая стоянка Сарнате. «Зинатне». Рига.
- ГУРИНА Н. Н.: 1967. Из истории древних племен западных областей СССР. Мат. и исслед. по археологии СССР, вып. 144, М.—Л.
- ГРАЧЕВ А. Ф., ДОЛУХАНОВ П. М.: 1970. Последниковое поднятие земной коры в Канаде и Финноскандии по данным радиоуглеродных датировок. Балтика т. 4, Вильнюс.
- ДАНИЛАНС И. Я., СТЕЛЛЕ В. Я.: 1971. О пыльцевых зонах голоценена и некоторых их территориальных особенностях на территории Латвии. Сб. Палеонтологические исследования в Прибалтике, «Зинатне», Рига.
- ДАНИЛЕНКО В. Н.: 1969. Неолит Украины. «Наукова Думка», Киев.
- ДЕВИРЦ А. Л., МАРКОВА Н. Г., СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.: 1968. Контроль геологической оценки возраста древнебереговых образований Балтийского моря. ДАН СССР, т. 182.
- ДОЛУХАНОВ П. М., МИКЛЯЕВ А. М.: 1969. Палеогеография и абсолютная хронология памятников неолита и бронзы в бассейне Западной Двины. В сб. «Голоцен», «Наука», М.
- ЗАГОРСКИС Ф. А.: 1967. Ранний и развитой неолит в восточной части Латвии. Автореферат канд. дисс. Рига.
- ИСАЕНКО В. Ф.: 1970. Неолит. В кн: Очерки по археологии Белоруссии. Минск.
- КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969 а. О распространении и стратиграфии Ильднегового моря на территории Эстонии. Иза. АН ЭССР, т. XVIII.
- КЕССЕЛ Х., ПУННИНГ Я.-М.: 1969 б. Об абсолютном возрасте трансгрессий Балтики на территории Эстонии. Иза. АН ЭССР, т. XVIII.
- ЛИПВА А. А., ИЛЬВЕС Э. О., ПУННИНГ Я.-М. К.: 1966. Данные гео-биологической лаборатории Института зоологии и ботаники АН Эст. ССР. (г. Тарту). В сб. Верхний плейстоцен, «Наука», М.
- МАРКЕВИЧ В. И.: 1974. Буго-днестровская культура на территории Молдавии. Кишинев. Штаница.
- МИКЛЯЕВ А. М.: 1970. Памятники Усвятского микрорайона. Археол. сборник гос. Эрмитажа, вып. 11.
- ПААВЕР К. Л.: 1965. Формирование териофауны и изменчивость млекопитающих Прибалтики в голоцене. Таллин.
- РИМАНТЕНЕ Р. К.: 1966. Стоянки раннего неолита в юго-восточной Литве. В сб. Древности Белоруссии. Минск.
- РИМАНТЕНЕ Р. К.: 1970. Исследование стоянок каменного века в Швянтой Кретингского района. В сб. Археологические открытия 1969 г., Наука, М.
- РИМАНТЕНЕ Р. К.: 1971. Палеолит и мезолит Литвы, «Минтис», Вильнюс.
- САРВ А. А., ИЛЬВЕС Э. О.: 1971. Геология и стратиграфия голоценовых озерно-болотных отложений Эстонии (по данным радиоуглеродного метода). В сб. Палеонтология голоцена, «Наука», М.
- СТЕЛЛЕ В. Я., САВВАТОВ А. С., ВЕКСЛЕР В. С.: 1975. Абсолютный возраст хроностратиграфических этапов поздне- и послеледникового времени Средней Прибалтики. В сб. Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, «Наука», М.
- ТЕЛЕГИН Д. Я.: 1968. Днепро-донецкая культура. «Наукова Думка», Киев.
- ЧЕРНЯВСКИЙ М. М.: 1971. Неолит северо-западной Белоруссии. Автореферат канд. дисс. Минск.
- ЯНИТС Л. Ю.: 1959. Поселения эпохи неолита и раннего металла в приустье р. Эймыги (Эстонская ССР). Таллин.
- ЯНИТС Л. Ю.: 1970. Мезолитическое местонахождение в Пулли. В сб. Археологические открытия 1969 г., «Наука», М.

Поступило: 2.8.1974

## ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ БАЛТИКИ И ЭКОЛОГИЯ ПЕРВОБЫТНЫХ ПОСЕЛЕНИЙ

П. М. ДОЛУХАНОВ.

### РЕЗЮМЕ

Развитие первобытного общества и окружавшей его природной среды можно рассматривать как эволюцию сложной эко-социальной системы, отдельные компоненты которой связаны прямыми и обратными связями. Развитие природной среды на севере Европы в голоцене во многом определялось развитием Балтийского моря. Выделяют следующие этапы этого развития: Ильднеговое море — 10000—9700 л. н., первая анциловая трансгрессия: 9200—9000 л. н., вторая анциловая трансгрессия: 8900—8000 л. н. Okolo 7100 л. н. началась литориновая трансгрессия, выразившаяся в ряде последовательных повышений и понижений уровня. Между 7100 и 4000 л. н. установлено 5 трансгрессий, разделенных периодами регрессий. Исследование ряда озерных котловин в Восточной Прибалтике и в Псковской области позволило установить существование озерных трансгрессий и регрессий, близких по времени соответствующим колебаниям Литоринового моря.

В развитии растительности в средней части Восточной Прибалтики выделены следующие фазы: пребореал — 10300/10150—9100/8900; бореал-1 — 9100/8900—7900/7850; бореал-2 — 7900/7850—7450/7300; атлан-

тик-1 — 7450/7300—6400/6100; атлантик-2 — 6400/6100—4800; суббореал-1 — 4800—4000; суббореал-2 — 4000—2800/2600 лет назад.

Развитие мезолитических культур в Прибалтике охватывает преобладающий, бореальный и начало атлантического периодов. На северо-востоке Прибалтики (Эстония, Латвия) хозяйственной основой мезолита была охота на лося, кабана, медведя, рыбная ловля, собирательство. На юге Прибалтики охотились на благородного оленя, косулю, кабана.

Во вторую половину атлантического периода (Oса: 5800—5700 л. н.) на востоке Прибалтики распространяются неолитические (керамические) культуры. Распространение керамических изделий не нарушило здесь устойчивых хозяйственных структур, основанных на охоте, рыбной ловле и собирательстве. Распространение неолитических культур связывается с оттоком части избыточного населения из земледельческих областей Юго-Восточной и Западной Европы.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

В. К. ГУДЕЛИС, Л. С. ЛУКОШАВИЧЮС, Г. И. КЛЕИМЕНОВА,  
Е. М. ВИШНЕВСКАЯ, Вильнюс—Ленинград

Изучение рельефа дна и донных поздне-последниковых отложений ЮВ Балтики началось примерно с 1960 г. Основной фактический материал был собран во время морских экспедиционных рейсов Атлантического отделения Ин-тута Океанологии АН СССР и Отдела географии АН Литовской ССР.

Дно моря Ю. В. Балтики представлено Гданьской впадиной, южной оконечностью Восточно-Готландской впадины и прибрежной, наклонной, подводной равниной. Рассматриваемая территория Балтийского моря расположена в пределах Польско-Литовской синеклизы. Кристаллический фундамент находится на глубинах от 1,7—1,8 км на северо-востоке и до 2,5—3 км на юго-западе. Поверхность кристаллического фундамента к западу и северо-западу круто поднимается вверх. Кристаллический фундамент сложной системой глубинных разломов ЮВ-СЗ и ЮЗ-СВ направлений разбит на отдельные блоки. Некоторые разломы находят свое отражение в структурах палео-мезозойских этажей осадочного чехла, который представлен мощной толщей лагунно-морских и континентальных пород и отложений.

На коренных породах, за исключением отдельных, ограниченных участков, залегают четвертичные отложения, представленные ледниками, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми образованиями. Мощность четвертичного покрова невелика и в среднем достигает 15—20 м. Плейстоценовые отложения представлены основными и конечными моренами, а межморенные горизонты — флювиогляциальными и лимногляциальными образованиями.

Поздне-последниковый комплекс сложен из лагунно-морских осадков: глин, алевритов, илов, разнородных песков, а также гравийно-галечных образований. Их мощность — невелика, в среднем, около 4—5 м.

В неотектоническом отношении данная акватория моря относится к зоне преобладающего опускания, которая в поздне- и послеледниковые времена испытала определенные гляциоизостатические и собственно тектонические деформации. Примерно на широте Русне-Нида (Куршская коса) проходит нулевая изобаза послеледникового поднятия. Южнее ее расположенная территория морского дна за это время испытала относитель-

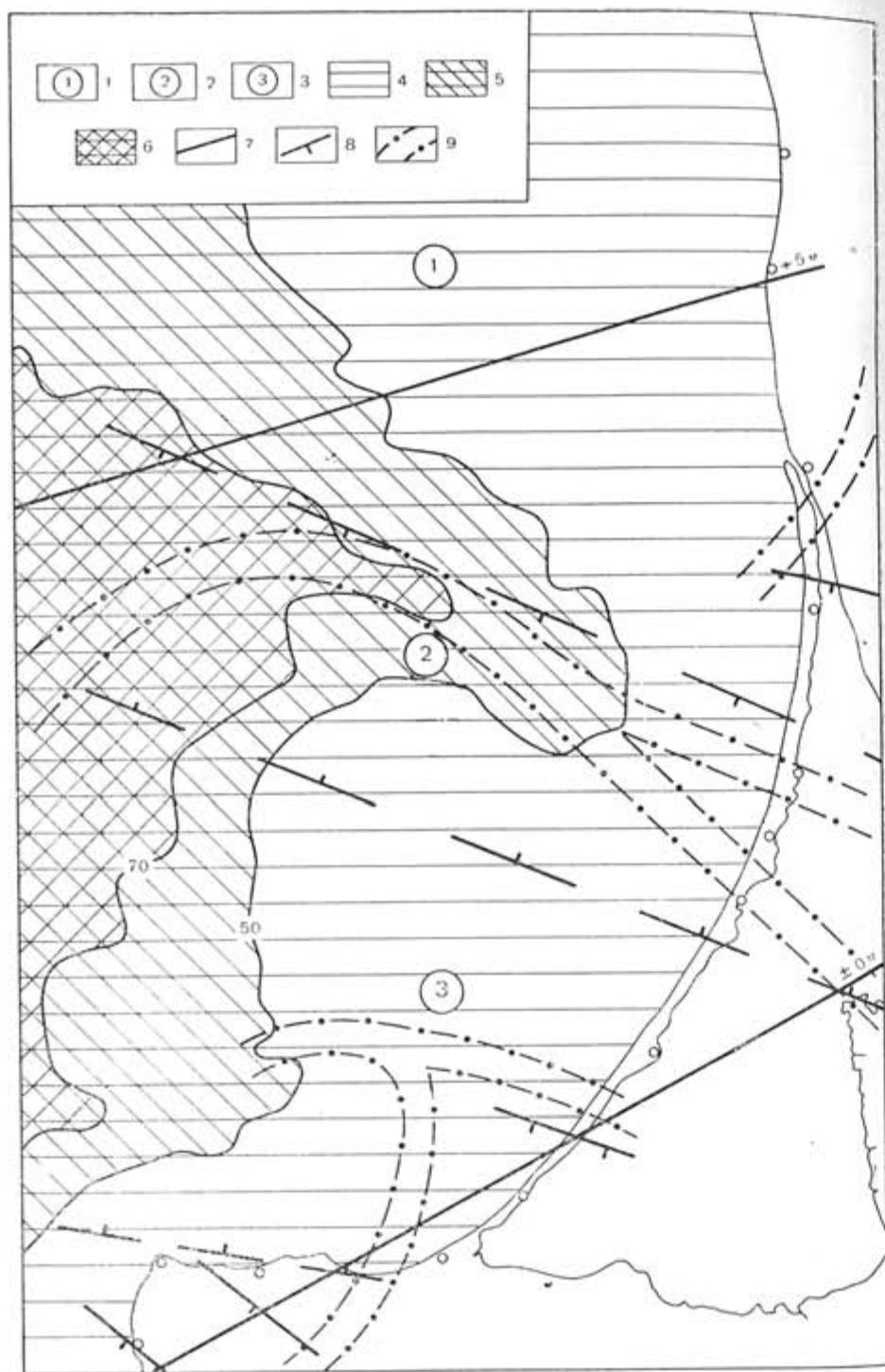


Рис. 1. Морфолого-тектоническая схема восточного сектора Ю. В. Балтики  
(по В. Гуделису, 1971)

1. Лиепайско-Клайпедское подводное плато. 2. Нидская подводная ложбина (долина Пра-Нямунаса). 3. Раситское подводное плато. 4. Прибрежная, подводная, террасированная, аккумулятивно-абразионная наклонная равнина. 5. Склон прибрежной равнины. 6. Глубоководное ложе моря. 7. Изобазы береговой линии максимума трангрессии Литоринового моря (ЛИ<sub>2</sub>). 8. Зоны дислокационных тектонических нарушений. 9. Предполагаемое простиранье подводных погребенных речных долин.

ное опускание. Суммарная амплитуда движений земной коры в самом юго-восточном секторе данной акватории за весь неотектонический этап оценивается приблизительно в 70—100 м (Гуделис, 1960).

## 1. Основные черты геоморфологии дна

Ю. В. Балтика — это мелководный водоем. Максимальные глубины приурочены к Гданьской впадине (—114 м) и Восточно-Готландской впадине — 132 м. Преобладают глубины до 80 м.

В рельефе дна можно выделить следующие крупные формы: Лиепайско-Клайпедское подводное плато, Нидскую подводную ложбину, Раситское подводное плато, прибрежную подводную, террасированную (ступенчатую), аккумулятивно-абразионную наклонную равнину и глубоководное (относительно) ложе — равнину дна (рис. 1).

На составленной нами морфолого-тектонической схеме (рис. 1) доминирующим элементом рельефа является прибрежная, подводная наклонная равнина (Гуделис, 1970), которая условно ограничена изобатой — 50 м. Это — незначительно наклонена к западу, террасированная поверхность аккумулятивно-абразионного происхождения. Террасированность вызвана сохранением на дне террас прежних водоемов Балтийского моря и оставшимися ледниками аккумулятивными формами рельефа. Террасированные участки имеют, однако, прерывистое распространение. Тоже самое относится и к поверхностям донным образованиям прибрежной равнины, которые на одних участках представлены аккумулятивными телами, а на других — абразионными или реликтовыми поверхностями и соответствующими им формами рельефа. Наиболее отчетливо террасированность прибрежной равнины прослеживается с западной и северной сторон Самбийского полуострова, а также вдоль южной части Куршской косы.

Прибрежная наклонная равнина во многих местах характеризуется сгущением изобаз в интервале глубин 50—70 м. Этот участок дна повышенного наклона мы рассматриваем в качестве склона прибрежной равнины. Далее вниз простирается уже глубоководная равнина (ложе). В районе Самбийского полуострова и в других местах этот склон рассечен подводными долинами разных размеров. К его подножию в некоторых местах приурочены древние конусы выноса (Rosa, 1970). Наиболее ярко склон прибрежной равнины выражен вдоль Вислинской косы.

В пределах прибрежной равнины, вдоль латышско-литовского побережья, отчетливо выделяются два подводные плато — Лиепайско-Клайпедское и Раситское, разделенные Нидской ложбиной (рис. 1). Все эти геоморфологические элементы прибрежной равнины являются, по всей вероятности, морфоструктурами, в образовании которых приняли участие тектонические движения отдельных структур осадочного покрова.

Лиепайско-Клайпедское плато соответствует положению тектонического поднятия Лиепая-море. Продолжением этого плато на ЮЗ является, по-видимому, Клайпедская банка, отделена от плато понижением, возникновение которого, возможно, было также тектонически предопределено. Сохранению этого подводного плато в современном виде способствовало прикрытие его бронирующим чехлом морены и крупнообломочного водноледникового материала. Аналогичные условия характерны и для Раситского подводного плато. Эти подводные плато сыграли и играют значительную роль в динамике береговых процессов на соответствующих участках берега, как гасители волновой энергии.

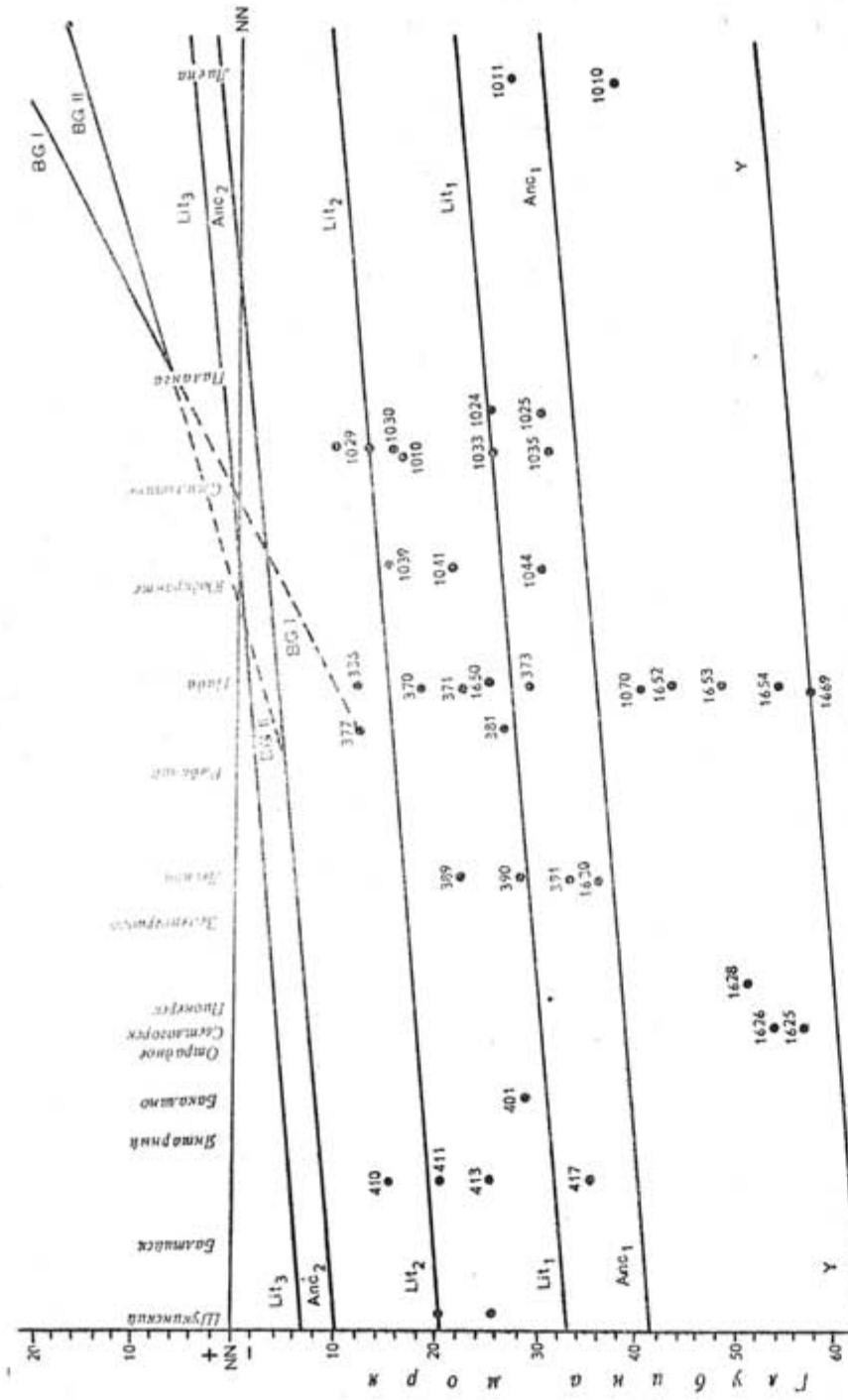


Рис. 2. Спектограмма древнебереговых линий Балтийского моря на участке от г. Лиепая до пос. Щукинское, Вислин-  
ская коса (по В. Гуденсу и Л. Лукомиановичу, 1971).

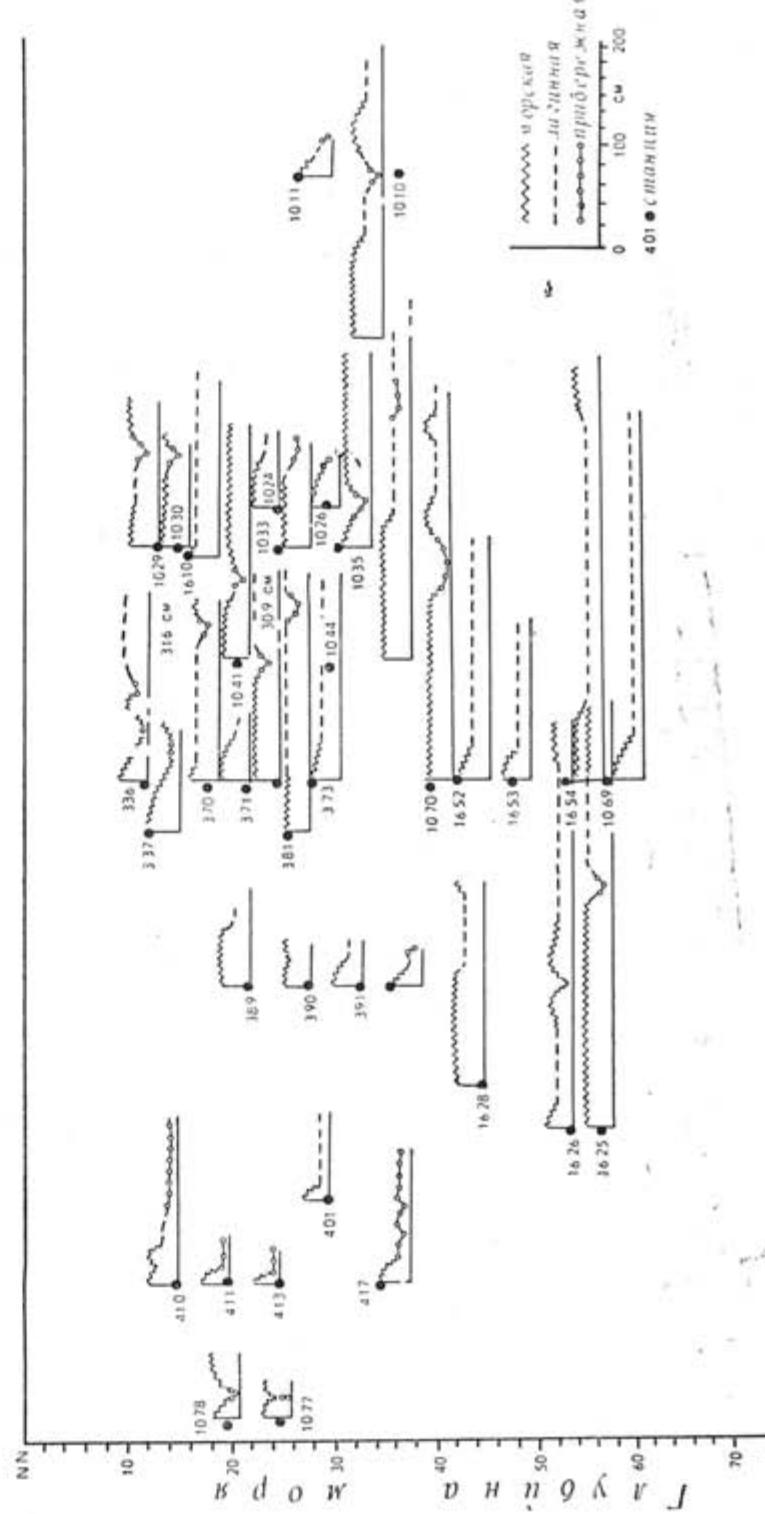


Рис. 3. Фациограммы (кривые фациальных изменений) колонок донных поздне-последниковых отложений Ю. В. Балтики (по В. Гуделису и Л. Лукошевичю, 1971).

Заложение Нидского подводного желоба, несомненно, тектоническое. Оно по своему положению соответствует зоне т. н. Неманских разломов. Современная форма Нидского желоба является результатом моделирования и видоизменения под влиянием эрозионных, эзараационных и абразионно-аккумулятивных процессов, которые имели место начиная с неогена, на протяжении всего четвертичного периода вплоть до современности.



Рис. 4. Торфяная галька (катун) поднята со дна глубине около 45 м, к западу от г. Клайпеда, с предполагаемой береговой зоны Иольдиевого моря.

Тектоническое заложение этой формы, несомненно, очень древнее, однако ее развитие, как тектонической структуры происходило в четвертичное время. Об этом свидетельствуют деформации моренных горизонтов, заполняющих эту ложбину, амплитуда которых превышает 10 м (Иванов, письменное сообщение). Это установлено по данным геоакустического профилирования, проведенного по нашей просьбе ВНИИТР'ом, в Ленинграде. Вероятно, что в этой ложбине в неоген-раннечетвертичное время располагалась долина Пра-Нямунаса (Гуделис, 1961). К этому понижению тяготеют предполагаемые долины Нямунаса последникового времени (Кабайлена, 1967). Такое расположение ложбины определило максимальную вогнутость Куршской косы на соответствующем отрезке. Вершина Нидской ложбины захоронена под мощной толщей осадков поздне-последникового времени.

Глубоководная равнина (ложе) представлена преимущественно плоской поверхностью, на которой местами сохранились останцы ледниковых аккумулятивных форм рельефа и эрозионно-эзараационных понижений.

## 2. Подводные древнебереговые образования

Первая попытка установить возможное простиранье береговых линий прежних стадий развития Балтийского моря путем экстраполяции спектра наземных береговых линий на литовском побережье была предпринята одним из авторов (Gudelis, 1955). Наиболее ценный материал по этим образованиям был получен во время экспедиционных рейсов, организованных Атлантическим отделением Института океанологии АН СССР, начиная с 1960 г. (эхограммы, данные виброразведки и драгирования).

Имевшийся в нашем распоряжении материал дал возможность построить т. н. спектрограмму подводных древнебереговых линий для

участка от г. Лиепая до северной оконечности Вислинской косы (рис. 2). Прежде чем была составлена данная спектрограмма, были подробно проанализированы керны колонок виброразведки и составлены т. н. криевые фациальных изменений (фациограммы) этих колонок (рис. 3). Эти фациограммы помогли восстановить фациальную принадлежность и стратиграфическую значимость той или другой грунтовой колонки. На основе этого анализа можно было выделить разрезы, маркирующие береговую зону прежних водоемов Балтики на разных этапах их развития.

Особенно ценные оказались те разрезы, где были обнаружены наземные образования (торфы, инситовые) или лагунные отложения, богатые органикой и моллюсками.

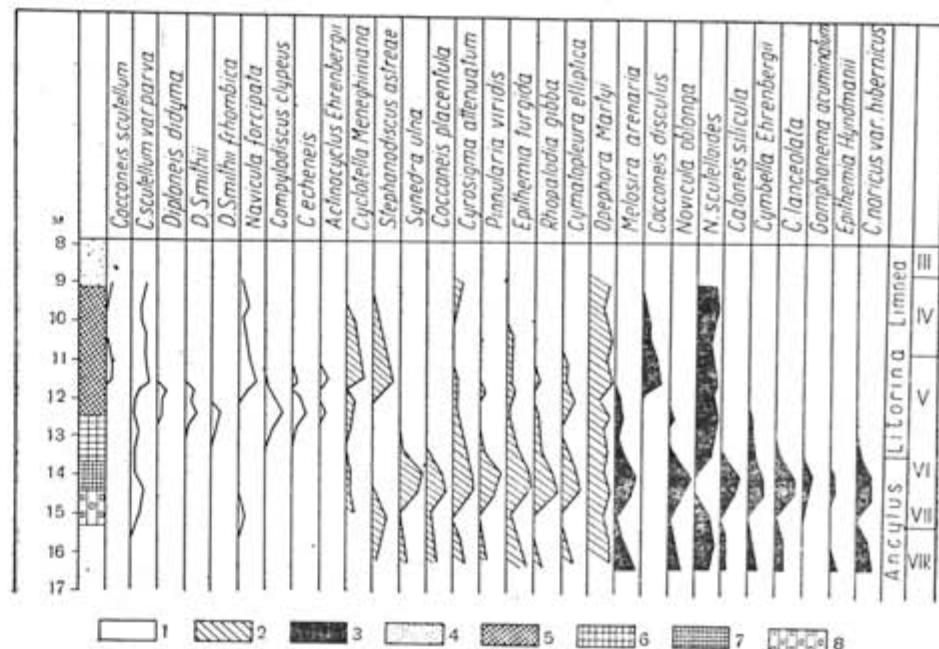


Рис. 5. Диатомовая диаграмма анциловых, литориновых и послелиториновых отложений в Ниде, на косе Курши Нярия, по М. Кабайлена, 1959.  
1. Группа морских диатомовых. 2. Группа пресноводно-солоноватоводных диатомовых.  
3. Группа пресноводных диатомовых. 4. Мелкозернистый песок. 5. Глинистый сапропель (глиттия). 6. Сапропелистая глина. 7. Глиттия. 8. Ольшаниковый торф.

Кроме колонок, были исследованы эхограммы на которых отчетливо выступают древнебереговые формы в виде клифов или аккумулятивных тел (косы, аккумулятивные террасы, бары и т. п.).

Из спектрограммы древнебереговых линий Ю. В. Балтики (рис. 2) видно, что глубже изобаты 70 м пока не обнаружено явных следов присутствия древних береговых линий. Это значит, что по имеющимся данным расположенные ниже участки дна находились под водой по крайней мере с начала преобразительного (иольдиевого) периода. Таким образом, изобату 70 м можно рассматривать по имеющимся данным, как наименший уровень Балтики за послеледниковое время.

В спектрограмме показано предполагаемое положение береговых образований Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря. Уклон древнебереговых линий уст-

новлен путем экстраполяции и учета градиентов поднятия по наземным древнебереговым линиям.

Установлению хроно-стратиграфической принадлежности отдельных береговых образований помогли составленные палинологические и диатомовые диаграммы, а также определение малакофауны.

Важным фактором для установления простирации береговой линии Ильдиевского моря на траверсе г. Клайпеда послужили катуны торфа (торфяная галька), поднятые с глубины около 43—45 м (рис. 4). (За

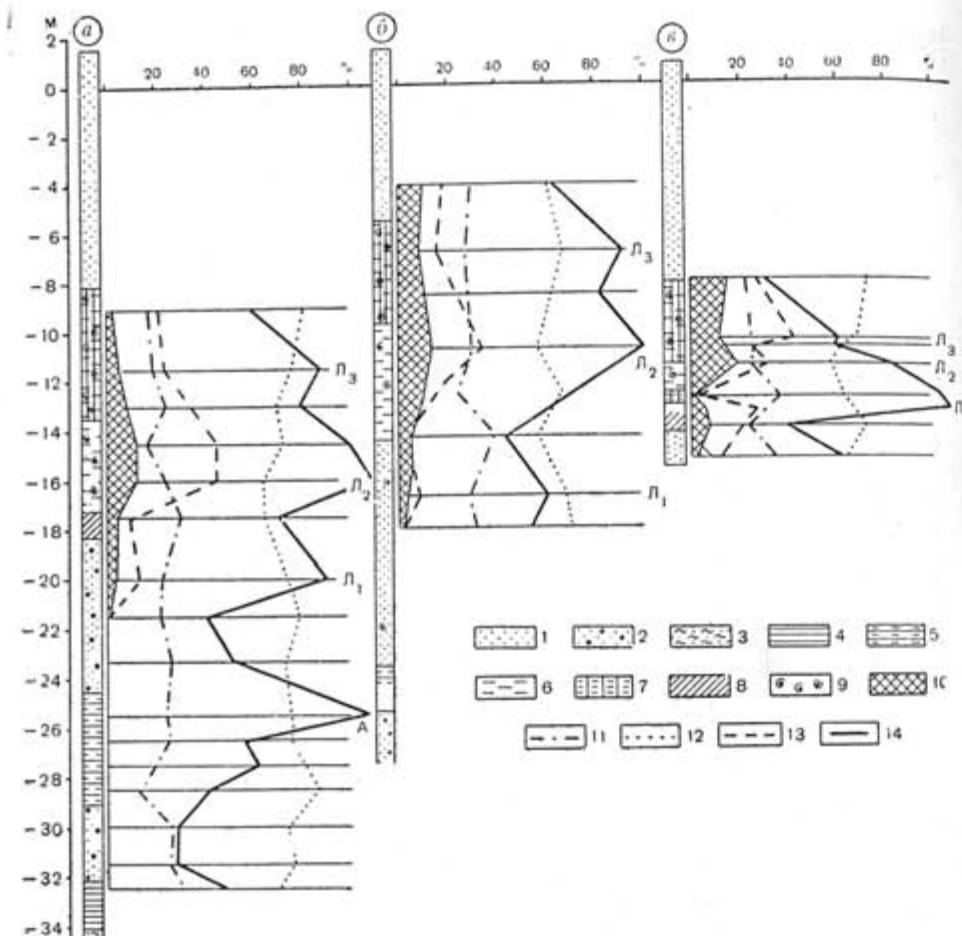


Рис. 6. Диатомовые диаграммы трех скважин в районе пос. Нида, на косе Куршю Нярия по данным М. Кабайлена, 1967.

1. Песок. 2. Песок с гравием. 3. Илистый песок. 4. Глина. 5. Алеврит. 6. Ил. 7. Сапропелистый ил. 8. Торф. 9. Остатки моллюсков. 10. Морские и солоноватоводные виды диатомовых. 11. Солоноватоводно-пресноводные виды. 12. Пресноводные виды. 13. Количество морских видов. 14. Общее количество диатомовых.

присланые нам образцы мы весьма признательны проф. Т. И. Горшковой). Проделанный спорово-пыльцевой анализ этих торфов показал (как наиболее вероятный) поздне-пребореальный или ранне-бореальный возраст.

Первые данные о залегании осадков прежних водоемов Балтики на Куршской косе были получены М. Кабайлена на основе проведенных па-

линологических и диатомовых исследований нескольких скважин в районе пос. Нида (рис. 5, 6). Они подтвердили ранее установленные (Gudelis, 1955) уровни залегания контакта анциловых и литориновых осадков. В 1970—72 гг. научными сотрудниками Палинологической лаборатории ЛГУ Г. И. Клейменовой, Е. М. Вишневской было палинологически и по диатомовым изучено 6 колонок донных отложений, краткую характеристику которых приводим ниже.

Грунтовая колонка 1044 была поднята с глубины 30 м на подводной прибрежной равнине, у берегов северной части Куршской косы.

Разрез колонки следующий (сверху вниз):

|   |          |
|---|----------|
| 1. Алеврит крупный (до мелкозернистого песка), темно-серый с черными пятнами, с ракушкой <i>Macoma baltica</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Mytilus edulis</i> , <i>Mya arenaria</i> ..... | 0—120 см |
| 2. Алеврит черный, заиленный, скопления битой ракушки, комки ила .....  | 120—181  |
| 3. Алеврит, темно-серый с черными мазками, прослойки оторфованного алеврита, битая ракушка .....  | 181—192  |
| 4. Алеврит, темно-серый с прослойками оторфованного алеврита и битой ракушки .....  | 192—221  |
| 5. Алеврит серый, однородный, переходящий в мелкий песок .....  | 221—233  |
| 6. Алеврит темно-серый, заиленный с <i>Macoma baltica</i> , <i>Cardium edule</i> и <i>Hydrobia ventrosa</i> (223—269 см) .....  | 233—274  |
| 7. Ил мелкоалевритовый, черный мягкий .....   | 274—275  |
| 8. Алеврит крупный, темно-серый, заиленный (с гумусом) .....  | 275—296  |
| 9. Алеврит черный, сильно гумусированный, с ракушками <i>Macoma baltica</i> , <i>Cardium edule</i> (много <i>Mytilus edulis</i> ) .....   | 296—330  |
| 10. Алеврит темно-серый, с черными включениями (гидротроилит?) с ракушкой .....   | 330—362  |

Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы колонки 1044 представлены на рис. 7. Данная колонка вскрыла атлантические (снизу до 120 см от поверхности грунта) и на них залегающие суббореальные и субатлантические осадки. Граница между литориновыми и послелитори-

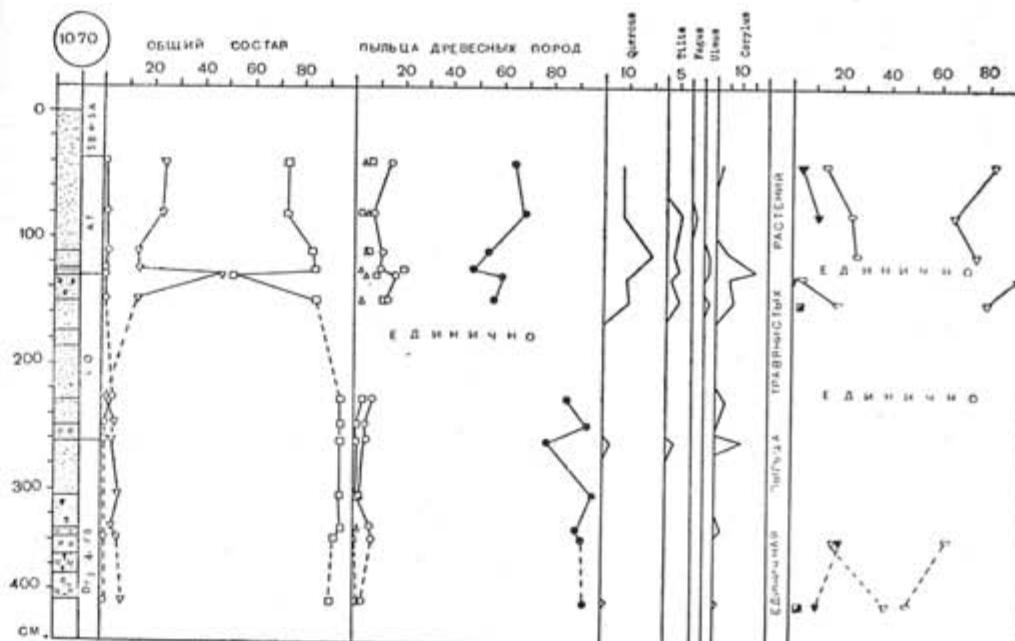


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма грунтовой колонки 1070. Глубина — 40 м (Анализы Г. И. Клейменовой).

новыми осадками лежит несколько ниже т. е. на уровне около 180—185 см от поверхности грунта. Данная колонка относится к зоне развития подводных береговых образований Литоринового моря.

Колонка 401 взята с глубины 28 м к западу от Самбийского полуострова. Она вскрыла 90 см прибрежных (лагунных?) отложений. До глубины 20 см залегает мелко-среднезернистый песок с прослойками черного ила. Глубже продолжается серия алевритово-иловых прослоек, перемежающихся с песками. Мощность прослойков до 15 см. Фауна не обнаружена. В самом низу присутствуют отложения бореального возраста; на них залегают атлантические и послеатлантические слои (см. рис. 8).

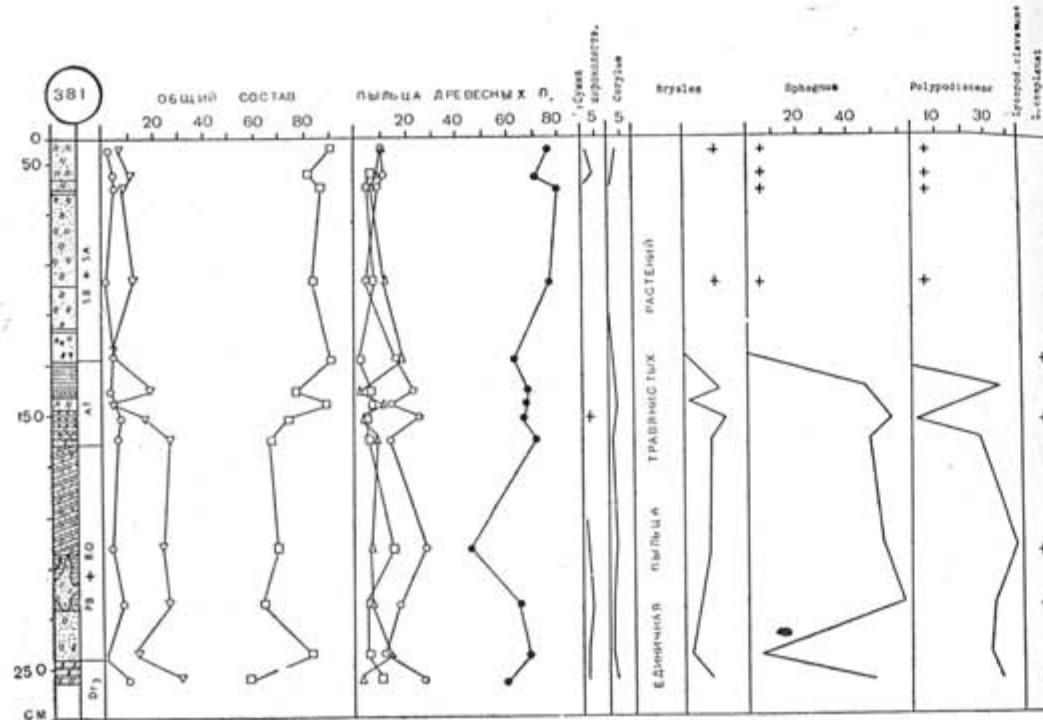


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма грунтовой колонки 381. Глубина — 26 м  
(Анализы Г. И. Клейменовой)

Прибрежные фации отложений содержатся в колонке 336 (глубина 12 м), расположенной к западу от пос. Нида (Куршская коса). Сверху залегает слой мелкого песка с битой ракушкой (*Macoma baltica*, *Cardium edule*) и редким гравием. Мощность слоя — 2 м. Ниже следует заторфованный ил (с прослойками торфа). Местами встречаются раковины *Pisidium sp.*, *Unio tumidus*. Внизу опесчаненный торф переслаивается с крупным алевритом. Длина колонки 316 см. Снизу, до глубины около 2 м, залегают бореальные отложения, на них атлантические, а в самом верху послеатлантические. (рис. 9). В этой колонке имеются осадки литоральных фаций Анцилового времени, переходящие в литорино-вые отложения.

Колонка 1070 получена из вибропробы на глубине 40 м к западу от пос. Нида. С поверхности до глубины 260 см преобладает песок с отдельными прослойками алеврита. Ниже следует алеврит, гумусированный с прослойками черного ила и торфа. Длина колонки 388 см.

Пыльцевая диаграмма колонки представлена на рис. 10. Здесь, внизу разреза, до глубины около 2,6 м установлены пре boreальные (иольдиевые?) отложения, а также фиксирован контакт между ними и вышележащими слоями атлантического возраста.

Пребореальные отложения были, по-видимому, пройдены вибропробы на глубине 26 м, расположенной к юго-западу от пос. Нида. Здесь установлены типично развитые прибрежные лагунные фации осадков пре boreально-бореального времени (рис. 11).

Колонка 1025, полученная из вибропробы на глубине 28,5 м вскрыла бореально-атлантический комплекс отложений. Контакт между ними находится на глубине около 75 см от поверхности грунта.. В разрезе колонки представлена алевритовая толща с ракушкой, прослойками ила и торфа. Спорово-пыльцевые и диатомовые данные изучения колонки 1025 приведены на рис. 12.

Вышеописанные грунтовые колонки представляют возможность не только датировать отдельные древнебереговые образования, но и раскрывают трансгрессивно-регрессивные контакты разновозрастных комплексов отложений прежних водоемов Балтийского моря. Несомненно, имеющихся пока биостратиграфических и геоморфологических данных крайне недостаточно для установления, прослеживания и датирования отдельных комплексов подводных древнебереговых образований. Это — дело ближайшего будущего.

В заключение мы считаем своим приятным долгом выразить искреннюю признательность к. г.-м. н. А. И. Блажчишину и к. г. н. В. Л. Болдыреву за представленные нам данные по рельефу дна и грунтовым колонкам, а также к. г.-м. н. Х. Кессел за проведенное определение малакофауны.

## ЛИТЕРАТУРА

- GUDELIS V.: 1955. Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. VVU GMF. Mokslo darbai, t. VII, Vilnius.  
ROSA B.: 1970. Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes. Baltica, 4, Vilnius.  
БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧЮС Л. С., РУДЕНКО М. В.: 1970. Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи голоцен в центральной части Балтийского моря. Baltica, 4, Вильнюс.  
ГУДЕЛИС В. К.: 1961. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, VIII, Таллин.  
ГУДЕЛИС В. К.: Общие черты геологии и геоморфологии дна центрального сектора Балтийского моря. Baltica, 4, Вильнюс.  
КАВАЙЛЕНЕ М.: 1967. Развитие косы Куршю нария и залива Куршю марес. Тр. Ин-та геологии, вып. 5, Вильнюс.

Поступило: 24.2.1972

by

V. GUDELIS, L. LUKOSEVICIUS, G. J. KLEYMENOVA, E. M. VYSHNEVSKAYA

ABSTRACT

The article deals with the bottom topography, submarine shorelines and the stratigraphy of the late-postglacial deposits in the southeastern area of the Baltic Sea.

In the sea area situated between the town Liepaja and the Bay of Gdańsk following main geomorphological units are distinguished: an off-shore inclined submarine plain to the depth of ca. 50 m and its slope reaching to the depth of ca. 70 m. Below there stretches the so-called deepsea bottom plain. The Nida submarine depression divides the submarine off-shore plain into two plateaus, namely, the Liepaja-Klaipėda and the Rasytė ones. These plateaus are morphostructures covered by boulder clays. (Fig. 1).

On the terraced submarine plain the presence of several submerged shoreline zones, belonging to the previous stages of the Baltic Sea evolution is stated (Fig. 3).

Besides, brief comments on the stratigraphy of 6 sediment cores taken from the bottom of the off-shore submarine plain to the depth of 40 m are given.

О РЕЗУЛЬТАТАХ СТРУКТУРНОГО И ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ ПО КАЛИНИНГРАДСКОМУ ПОЛУОСТРОВУ

В. Б. СОКОЛОВА, Ленинград

На Северо-Западе РСФСР крупномасштабное картирование тектонических структур по отдельным погребенным геологическим ярусам является крайне трудной задачей. Это связано не только со сложностью структурного строения самих ярусов и последующим трансформированием их молодыми деформациями, но главным образом с глубиной залегания картируемых горизонтов. Лишь в немногих районах Русской равнины, где ведутся целевые геолого-геофизические работы, удается выявить черты погребенных структур по разрозненным геологическим горизонтам.

Предлагаемая работа, основная цель которой заключена в изложении итогов комплексного анализа аэрофотоматериалов, показывает вероятную возможность крупномасштабного картирования погребенных структурных ярусов. Анализ аэрофотоснимков позволяет: а) в пределах щита, сложенного архейскими и протерозойскими метаморфизованными породами, воспроизвести последовательность тектонического развития и формирования структурного плана территории; б) в пределах платформы, чехол которой представлен терригенно-карбонатными толщами суммарной мощностью до 3,5—4,0 км, кроме того качественно оценить, отдельные горизонты осадочного чехла и кристаллический фундамент.

На примере наиболее труднодешифрируемого участка Русской платы Калининградского (Самбийского) полуострова Калининградской области рассмотрим эффективность предлагаемого анализа аэрофотоматериалов.

Сложность дешифрирования Калининградского полуострова заключается в следующем. В настоящее время территория полуострова нацело изменена антропогенным фактором. Она характеризуется отсутствием естественного растительного покрова и искусственно измененной гидросетью, широко развитой дренажной системой (наземной и подземной), множеством городов, поселков, ферм и т. д. К тому же здесь очень много железных, шоссейных и проселочных дорог.

Современный рельеф полуострова равнинный (абс. выс. 10—60 максим. 79 м) сформировался под воздействием эрозионно-аккумулятивной деятельности ледников, которые оставили здесь толщу четвертичных осадков 10—60, а по палеоложбинам 160 и более метров. К тому же абсолютные отметки постели антропогена на большей части территории расположены ниже уровня моря (минус 160—0 м) и только на северо-западе они достигают 10—30 м.

Данная территория очень сложна и по геолого-тектоническому строению. Согласно тектоническому районированию она приурочена к западному склону Куршской впадины Балтийской синеклизы, где кристаллический фундамент залегает на глубинах 2800 и более метров. Он имеет сложную поверхность, образующую выступы на южной и северной окраинах описываемого района. Выступы разделены понижением шириной до 10 км. На поверхности фундамента залегают терригенно-карбонатные породы платформенного чехла, представленные палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадками.

В 1951—1972 г. геофизическими и геологическими исследованиями было установлено, что в отложениях палеозоя происходит формирование (?) локальных купольных структур, часть из которых является перспективными на нефтегазоносность. На юге района эти структуры находят отражение в вышележащих горизонтах до верхней юры, что видно на рисунке 1. Одновременно этот рисунок дает представление о структурах, выявленных: а) по четвертичной поверхности (данные изучения новейшей тектоники, 1969 г.); б) по келловейским слоям (данные геофизики 1951—1952 гг. и бурения 1958—1972 гг.); в) по горизонту кембрия (?). Последние данные получены нами в результате комплексного дешифрирования аэрофотоматериалов. Таким образом, у нас имеются контуры структур, выявленных различными методами по различным структурным ярусам. Показательно определенное сходство в их очертаниях. Некоторое несовпадение контуров, изображающих структуры, можно обосновать тем, что в отличие от других методов дешифрирование позволяет обнаружить центральное ядро формирующейся структуры, а именно — участки максимальных разгрузок тектонических напряжений. Одновременно это можно связать и с индивидуальным подходом к найденному объекту исполнителей перечисленных методов в момент окончательной интерпретации материалов.

В нашу задачу при комплексном анализе аэрофотоматериалов входило картирование структур фундамента и по возможности того погребенного горизонта (кембрийского ?), в котором формируются купольные структуры. Дешифрирование проходило в два этапа: а) ландшафтное изучение аэрофотоматериалов; б) математическая обработка сведений, извлеченных с аэрофотоснимков. Однако, в данной работе мы не будем приводить описание методики составления всего комплекта основных и промежуточных карт. Здесь остановимся лишь на интерпретации результатов полученных с этих карт. Цель ландшафтного дешифрирования заключалась в картировании дочетвертичного рельефа (Соколова, 1974) и линейных элементов, отражающих трещиноватость дочетвертичных пород.

По палеогеоморфологической карте было установлено что: а) дочетвертичная поверхность, сложенная рыхлыми осадками неогена, палеогена и верхнего мела, изрезана густой сетью погребенных палеоложбин; б) существует прямая связь между формированием палеорельефа и ходом тектонических движений. Одновременно получены сведения о: а) направленности современных и дочетвертичных рельефообразующих процессов, г) геологоструктурных условиях территории, в) разломах, пересекающих осадочную толщу; г) разломах обновленных новейшими движениями и частично унаследованных, проявившихся в четвертичном рельефе, д) контурах куполовидных структур.

Карта линейных элементов разрешила определить общую направленность фактической трещиноватости пород фундамента и платформенного чехла Калининградского полуострова. Она преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений, реже составляющая по-

лукольца, субширотная и субмеридиональная. Первые направления развиты равномерно по всей территории, вторые — на юго-востоке, а третьи — на юго-западе. Трещиноватость и ее распределение по площади дали представление о главных направлениях сил давления, действующих на территории полуострова.

Для выявления палеозойского тектонического режима территории и строения кристаллического фундамента применялась математическая обработка (Пермяков, 1954) сведений, извлеченных с аэрофотоснимков. Составлялась серия промежуточных карт, позволивших получить кон-

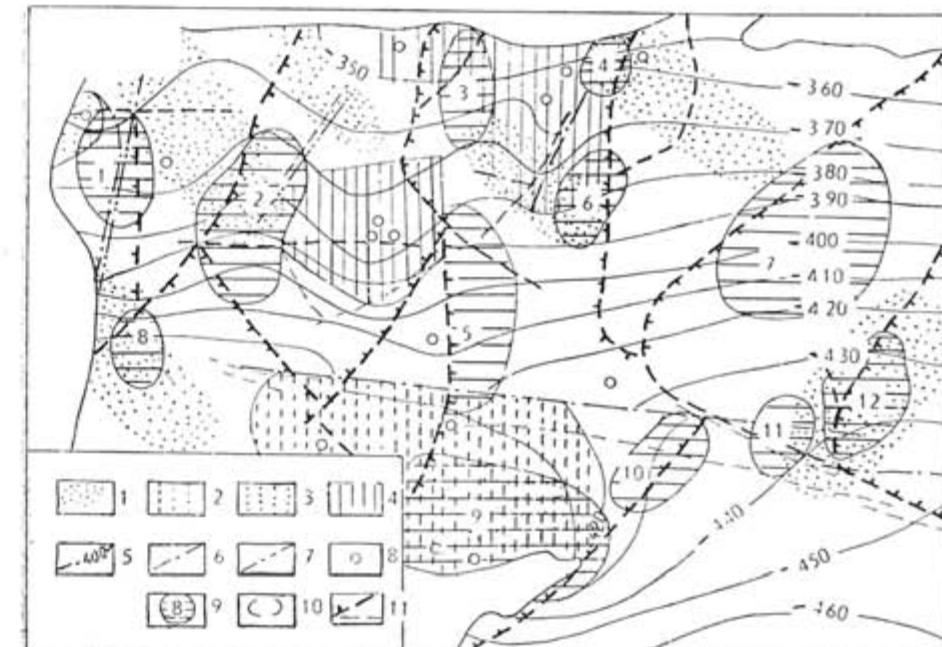


Рис. 1. Структурная карта-схема, погоризонтная:

*A* — новейшей тектоники по четвертичной поверхности (составлена Н. С. Шлейфер и др., 1969). *I* — локальные поднятия; *B* — кровли среднего келловея (составлена Шустовым В. А. и др. по данным бурения в геофизических исследований, 1958—1972 г.); 2 — положительные структуры (выявленные структурным бурением); 3 — положительные структуры выявленные геофизическими работами и подтверждены структурным бурением; 4 — структурные ионы на региональном среднекелловейском плане (возможно замкнутые положительные структуры); 5 — изогипсы кровли среднекелловейского опорного горизонта. Тектонические нарушения: 6 — установленные по геофизическим данным в нижнем палеозое и отразившиеся в среднекелловейском структурном плане; 7 — по геологическим данным; 8 — местоположение скважин. *V* — по кембрийскому горизонту со снятым осадочным покровом 2200—2500 м (составлена по материалам дешифрирования аэрофотоматериалов 1969—1973); 9 — растущие купольные структуры и их номера; 10 — апикальные части структуры, 11 — разломы (см. рис. 2).

кретный фактический материал, который был использован при структурно-тектонических построениях.

По карте роз-диаграмм была подтверждена ориентировка трещиноватости. В пределах Калининградского полуострова она однообразна и характеризуется преимущественным развитием направлений С-З 325, 335°; СВ 45°; в западной части — субмеридиональная. В связи с этим можно предположить о разных направлениях тектонического развития отмеченных участков территории.

Карты густот линейных элементов (их две), на которых отражаются участки повышенного и пониженного содержания трещин, согласно методике предложенной Забалуевым и др. (1965) разрешили определить

местонахождение древних разрывных нарушений на западе, востоке и юге полуострова. На его западе и в центре они субмеридиональные, на остальной площади северо-восточные, реже северо-западные и широтные. Все это дает основание считать, что кристаллический фундамент Калининградского полуострова разбит по отмеченным разломам на блоки меридионального и диагонального направления.

Основной целью построения карты роз-диаграмм линейных элементов со снятым фоном 99,7% являлось: а) выявление закономерностей распределения растущих локальных тектонических структур; б) под-

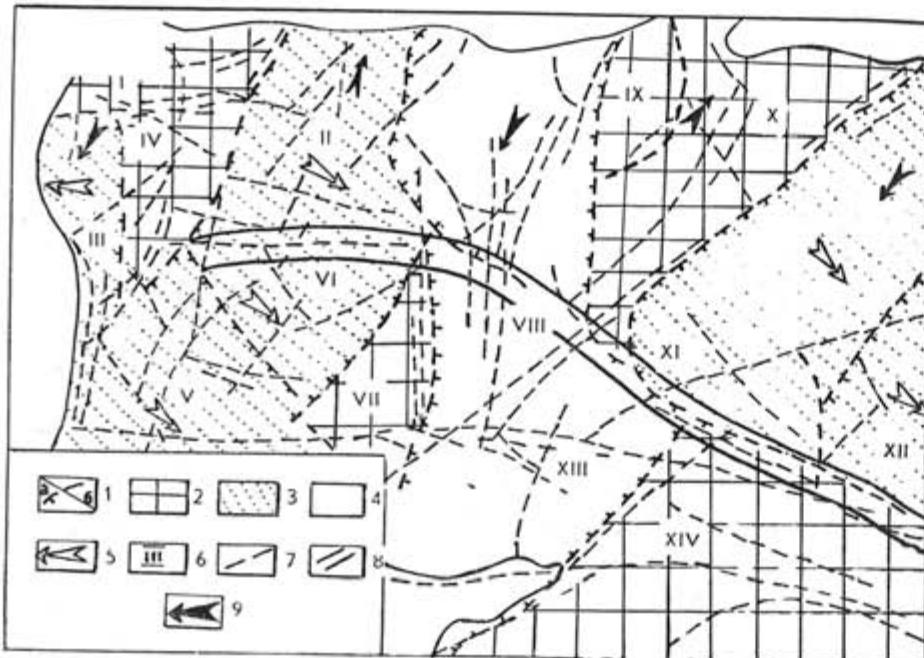


Рис. 2. Структурная карта-схема фундамента со снятым осадочным покровом 2800 м (составлена по материалам дешифрирования аэрофотоматериалов, 1973).

А — Послеархейские деформации. 1 — разломы: а) с дефференциальными подвижками, б) без такиховых; 2 — приподнятые блоки; 3 — косоупущенные блоки; 4 — опущенные блоки; 5 — стрелки указывают в сторону падения блоков; б — номера блоков; Б — Неотектонические деформации фундамента и платформенного чехла; 7 — разломы унаследованные; 8 — разломы с дефференциальными подвижками; 9 — подвижки блоков, вздымание в сторону стрелки.

тврждение очертаний структур выявленных на основе ландшафтного дешифрирования; в) установление их мобильности.

Дальнейший логический анализ составленных карт позволяет с их помощью получить вполне конкретные сведения о формировании и тектонических условиях территории. Известно, что локальные купольные структуры в Калининградской области образуются в результате заполнения нефтью ловушек, которые возникают вблизи разломов, в приятной структурной обстановке, возле поднятых краев тектонических блоков. Каждое отдешифрированное нами поднятие расположено в зоне разлома (как бы над разломом) с одной из его сторон (рис. 1). Такое их размещение подтверждает в свою очередь разновысотное положение этих соседних блоков. Таким образом, блоки II, V, VI, XI и XII осложненные структурой с одной стороны северо-западной — имеют падение на юго-восток. Блок III осложненный куполом с востока, падает на запад.

А опускание блоков VIII и XIII определяется расположением растущих структур по их западным и восточным окраинам, в то время как приподнятое положение блоков I, IV, VII, IX, X, XIV — полным отсутствием куполов (рис. 2).

Очевидность предполагаемых движений блоков и их направление удается определить и по ходу эрозионно-денудационных процессов на протяжении кайнозойской истории развития полуострова. Прямым результатом этих процессов является дочетвертичный рельеф (Соколова, 1974). Анализируя последний, можно выявить участки поднятий (блоки IV и VII), которые характеризуются массивными слаборасчлененными



Рис. 3. Карта-схема погребенных ложбин и современных речных долин (составлена по материалам дешифрирования аэрофотоматериалов);  
1 — погребенные ложбины; 2 — линия водораздела погребенных ложбин; 3 — современные речные долины; 4 — линия водораздела современных речных долин.

пaleоводоразделами (?) и глубоко врезанными прямолинейными палеоложбами. Там, где палеорельеф обладает мелкими, островного характера палеоводоразделами и отмирающей речной палеосетью с лиманообразными устьями, можно предполагать опускание (блоки VIII, XIII). Асимметричные узкие водораздельные пространства, в большинстве своем вытянутые в виде параллельных гряд (?) могут свидетельствовать о косых опусканиях — косоупущенные блоки (V, VI и др.). Здесь ложбины между палеоводоразделами большой протяженности и асимметричного (?) строения. Однако, асимметрия палеоложбин на изученной территории может быть предопределена не только строением кристаллического фундамента, но также ростом локальных структур. Например, возле куполов 3, 4, 5, 9, 10 отдешифрированные палеоложбины имеют ярко выраженное асимметричное строение, обусловленное ростом этих куполов.

Изучение морфологии палеоложбин позволило выявить петлеобразные изгибы их русел, которые прослеживаются в субширотном направлении в центре полуострова. Эти излучины сопутствуют субширотным,

разломам фундамента (рис. 2 и 3) и дают право предположить, что поведение палеоложбин есть результат дефференциальных движений, возникших по данным нарушениям. Причем, инстративная фаза развития палеоложбин севернее этой дифференциальной зоны свидетельствует об общем вздымании данной части территории. Констративную фазу развития палеоложбин южной половины полуострова можно отождествить с опусканием или тектонически стабильным состоянием данного участка.

Поскольку разнорядковые малоамплитудные движения глубинных структурных форм вызывали закономерную реакцию в ходе кайнозойских эрозионных процессов то можно предположить, что именно ими была обусловлена миграция современных речных долин по отношению к палеоложбинам (рис. 3). В блоках I, II, IV, V, VI, VII современные долины отступили на восток, в блоках IX, X и XIV — на запад, в III — на север, в XI — изменили направление с восточного на северное и только в блоках VIII и XII расположение их более или менее равнозначно. В последнем случае поведение ложбин помогает установить прогибание центральной части полуострова в меридиональном направлении. Об опускании этого участка территории может свидетельствовать не только планомерное смещение современной речной сети к центру полуострова по отношению к дочетвертичным ложбинам, но и максимальные мощности накопившихся здесь четвертичных образований.

Вместе с тем, смещение четвертичной водораздельной линии к северу подтверждает существование уже выявленного нами общего северного вздымания территории. А явление миграции современной водораздельной линии по отношению к древней, строго по блокам обнаруживает их «клавишное» движение. В блоке II водораздельная линия сместилась на север, в III — на юг, в X — на север и в XI — на юг (рис. 3).

Несмотря на специфические условия исследуемого района и его полную «геологическую закрытость» в результате дешифрирования, как видно из изложенного материала, были получены следующие сведения. В послеархейское время жесткий кристаллический фундамент Калининградского полуострова, сложенный гранитами и гранодиоритами (Варданянц, 1960) подвергся деформациям и был разбит по субмеридиональным и субширотным разрывным нарушениям на блоки. В результате этих же деформаций происходят подвижки и перекосы отдельных блоков. Падение поверхности блоков преимущественно юго-восточное, что хорошо согласуется с зонами Беньофа. Разновысотное положение границ блоков, позднее предопределило формирование в породах осадочного чехла (кембрийских ? отложениях) локальных купольных структур (нефтегазоносных?). Эти купола в свою очередь предопределяют тектоническое развитие вышележащих структурных ярусов. Непрекращающиеся малоамплитудные дифференциальные движения по блокам и рост куполовидных структур привели к характерной устойчивой унаследованности и направленности тектонических процессов и общего структурного плана территории. Последний постепенно усложняется в процессе своего длительного развития. Отсюда следует сходство современной дневной поверхности полуострова и доантропогеновой. Но все же четвертичная поверхность имеет более сглаженные, расплывчатые формы свидетельствуя о затухании в четвертичное время тектонических процессов.

В заключение отметим, что изучение аэрофотоматериалов, нацеленное на палеогеоморфологическое и структурно-тектоническое дешифрирование, помогло выявить и аргументировать главные этапы тектонического формирования «закрытой» платформенной области. Оно позволило также установить связь между историей развития рельефа с одной стороны и древним структурным планом и характером новейших тектони-

ческих движений с другой. Унаследованность структурного плана территории наглядно выявляется при сопоставлении на структурной карте данных бурения, геофизических исследований и результатов анализа аэрофотоснимков. Особенно убедительно выглядит относительное совпадение в плане очертаний отдешифрированной девятой структуры. Последняя была апробирована геофизическими исследованиями и бурением.

Можно отметить также, что комплексное изучение аэрофотоматериалов с целью выявления нефтегазоносных локальных структур в пределах Калининградского полуострова дало возможность: а) прогнозировать и оценить нефтегазоносные структуры, б) обнаружить региональные разрывные нарушения, по которым могли формироваться данные структуры, в) определить местоположение и размеры структур, г) восстановить и аргументировать главные этапы тектонического формирования «закрытой» платформенной области.

## ЛИТЕРАТУРА

- ВАРДАНЯНЦ Л. А.: 1960. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы м-ба 1:5000000 (с объяснительной запиской). Госгеолтехиздат, М.  
ЗАБАЛУЕВ В. В., ГОЛЬБРАИН И. Г., МИРКИН Г. Р. и др.: 1965. Тектонический анализ мегатрещиноватости — перспективный метод исследования закрытых территорий. Советская геология, № 4, Москва.  
ПЕРМЯКОВ Е. Н.: 1954. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. Московского фил. ВНИГРИ, вып. 2, Ленинград.  
СОКОЛОВА В. Б.: 1974. Результаты применения аэрометодов для выявления погребенных палеоложбин. Сб. Геология и палеогеография антропогена. Изд. «Наука и техника». Минск.

## RESULTS OF STRUCTURAL AND PALEOGEOMORPHOLOGICAL AIR-PHOTO INTERPRETATION FOR SAMBIAN PENINSULA

by

V. B. SOKOLOVA

### ABSTRACT

The paper emphasizes the effectiveness of a complex large scale air-photo interpretation. It gives some data about structural-tectonical plan of some buried strata in the platform areas of the European part of the USSR (Sambian Peninsula). The correlation between ancient and modern erosion processes and tectonic movements is ascertained.

Подписано в печать 8.IV.1977 г. ЛВ 02095. Тираж 950 экз.  
Бумага типографская № 1. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>=8,25 бум. л.  
23,1 п. л.+8 вклейк, 21,26 уч. изд. листов.  
Цена 1 руб. 90 коп.

---

Отпечатано в типографии «Пяргале», Вильнюс. ул. Латако, 6.  
Заказ № 5120