



1 • 1963

# BALTICA



---

1963

1

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

# BALTICA

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

*Editor: V. GUDELIS*

VILNIUS — 1963

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР  
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ  
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

# BALTICA

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

*Редактор: В. К. ГУДЕЛИС*

ВИЛЬНИУС — 1963

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR  
GEOGRAPHISCHE ABTEILUNG  
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

# BALTICA

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

*Redakteur: V. GUDELIS*

VILNIUS — 1963

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA  
GEOGRAFIJOS SKYRIUS  
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

# BALTICA

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

*Redaktorius: V. GUDELIS*

VILNIUS — 1963

## CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>DE GEER, E. H.:</i>	G. De Geer's part in exploring the history of the Baltic Sea .....	15
	Anteil G. De Geers an der Erforschung der Ostseegeschichte (Zusammenfassung) .....	33
<i>ДЕ ГЕЕР Э. Х.:</i>	Вклад Г. ДЕ Геера в изучение истории развития Балтийского моря (резюме) .....	33
<i>БИСКЭ, Г. С.:</i>	К развитию Балтики в предвалдайское и послевалдайское время в пределах Ленинградской области и Карелии .....	34
<i>BISKE, G. S.:</i>	On the question of the Baltic Sea development during the Pre-Würm (Valdai) and Post-Würm times in Karelia and the Leningrad region (Summary) .....	43
	Zur Frage der Ostseeentwicklung während der Vor- und Nach-Würmzeit (Valdajzeit) im Bereich von Karelien und des Gebietes von Leningrad (Zusammenfassung) .....	44
<i>FROMM, E.:</i>	Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. A review of Swedish investigations .....	46
	Absolute Chronologie des spätquartären Ostsee. Eine Übersicht über schwedische Forschungen (Zusammenfassung) .....	56
<i>ФРОММ, Э.:</i>	Абсолютная хронология Балтийского моря (обзор шведских исследований). Резюме .....	58
<i>ЯКОВЛЕВА, С. В.:</i>	Основные этапы изучения четвертичных отложений и истории развития восточной части Финского залива .....	60
<i>JAKOVLEVA, S. V.:</i>	Main stages in the Quaternary research and the development of the eastern part of the Finnish Gulf (Summary) .....	76
	Grundetappen in der Erforschung von Quartärablagerungen und der Entwicklungsgeschichte des östlichen Teiles des Finnischen Meerbusens (Zusammenfassung) .....	78
<i>HURTIG, Th.:</i>	Die naturräumliche Grosseinheiten des Ostseeraumes und ihre Bedeutung für die Entwicklung der unterschiedlichen Küstenformen (Erkenntnisse und Probleme) .....	80
	Great natural units of the Baltic Sea area and their importance for the development of the different coastal forms (Summary) .....	99
<i>ХУРТИГ, Т.:</i>	Основные природные территориальные единицы района Балтийского моря и их значение для развития различных форм побережий (Резюме) .....	100
<i>KECCEЛ, X.:</i>	Возраст трансгрессий голоценовых бассейнов Балтики в Эстонии по палинологическим данным .....	101
<i>KESSEL, H.:</i>	On the age of Holocene transgressions of the Baltic Sea in Estonia by palynological analysis (Summary) .....	113

	Ober das Alter der holozänen Transgressionen der Ostsee in Estland anhand palinologischer Untersuchungen (Zusammenfassung) .....	114
<b>KLIEWE, H.:</b>	Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee .....	116
	Progress and problems of research of the coastal evolution in the Southern Baltic area (Summary) .....	134
<b>КЛИВЕ, Г.:</b>	Успехи и проблемы изучения развития побережья южной части Балтийского моря (Резюме) .....	135
<b>УЛЬСТ, В. Г., БЕРЗИНЬ, Л. Э., АБРАМОВ, Е. П.:</b>	Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования .....	137
<b>ULST, V. G., BERZIN, L. E. &amp; ABRAMOV, E. P.:</b>	The geological structure of the bottom of the southern part of the Gulf of Riga according to geoacoustic sounding data (Summary) .....	148
	Geologischer Bau des Rigaischen Meerbusengrundes nach den Ergebnissen einer geoakustischen Sondierung (Zusammenfassung) .....	149
<b>УСИКОВА, Т. В., КЛЕЯМЕНОВА, Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н.:</b>	Поздние и послеледниковая история развития района Ленинграда	150
<b>USIKOVA, T. V., KLEIMENOVA, G. I. &amp; JINORIDZE, R. N.:</b>	The history of the Leningrad district development in the Late- and Post-Glacial times (Summary) .....	171
	Entwicklungsgeschichte des Leningrader Gebietes in Spät- und Nacheiszeit (Zusammenfassung) .....	172
<b>ВАСЦЫК, J.:</b>	Genèse de la Presqu'île de Hel, sur la base du développement du Golf de Gdańsk .....	174
	The genesis of the Hel peninsula on the background of the development of the Gdańsk Bay (Summary) .....	185
<b>БОНЧИК, Ю.:</b>	Генезис Хельской косы на фоне развития Гданьской бухты (Резюме) .....	187
<b>ГОРШКОВА, Т. И.:</b>	Донные отложения Балтийского моря .....	189
<b>GORSHKOVA, T. I.:</b>	Bottom deposits of the Baltic Sea (Summary) .....	208
	Die Bodenablagerungen der Ostsee (Zusammenfassung) .....	209
<b>ГУДЕЛИС, В., МИНКЯВИЧЮС, В.:</b>	Литодинамические спектры ветропесчаного потока приморских дюн Литвы (Куршю Нерия) .....	211
<b>GUDELIS, V. &amp; MINKEVICIUS, V.:</b>	Lithodynamic spectra of sand drift in the coastal dunes of Lithuania (Spit of Kuršių nerija) Summary .....	228
	Lithodynamische Spektre des Wind-Sandstromes der Küstendünen Litauens (Kurische Nehrung) Zusammenfassung .....	230
<b>FLORIN, St.:</b>	Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs .....	233
	On the earth's crust movements in Sweden during the Late-Quaternary (Summary) .....	263
<b>ФЛОРИН, С.:</b>	Колебания земной коры в Швеции в позднечетвертичное время (Резюме) .....	264
<b>ЯКОВЛЕВА, С. В.:</b>	Сергей Александрович Яковлев, как исследователь четвертичной геологии района Ленинграда .....	265
<b>JAKOVLEVA, S. V.:</b>	S. A. Jakovlev the investigator of the Leningrad district Quaternary (Summary) .....	274
	S. A. Jakowlew, als Erforscher der Quartärgeologie des Leningrader Gebietes (Zusammenfassung) .....	275

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования по истории образования и развития Балтийского моря, геологии и геоморфологии его берегов имеют глубокие традиции и содержательное прошлое. В итоге столетних подробных геолого-геоморфологических исследований, Балтийское море превратилось в один из наилучших изученных морских водоемов и сыграло роль опорного ренера, к которому были привязаны стратиграфические схемы и палеогеографические реконструкции позднечетвертичного времени Европы.

За последние десятилетия сильно увеличились сфера и объем исследований Балтийского моря. Значительно возросло количество научных работ, издаваемых на различных языках в научной печати разных стран, в частности, в странах непосредственно граничащих с Балтийским морем. Однако, этот материал разбросан по многочисленным периодическим и серийным изданиям и поэтому трудно доступен. Определенные затруднения возникают еще и в связи с тем, что большая доля этих работ написана на различных национальных языках. Все это в сильной мере отрицательно сказывается на оперативном обмене опыта и достижений научных исследований прошлого и современного развития Балтийского моря.

Большим недостатком явилось и то, что до самого последнего времени геолого-геоморфологические исследования Балтийского моря, проводимые учеными отдельных стран, не координировались в международном масштабе. Поэтому с радостью следует приветствовать учреждение в составе Комиссии по береговым линиям ИНКВА, Подкомиссии по изучению береговых линий Балтийского моря и Скандинавии, которое имело место во время VI Международного Конгресса ИНКВА в Варшаве, летом 1961 г. В состав данной Подкомиссии вошли представители всех стран, граничащих с Балтийским морем, а также представитель Норвегии.

В результате вышеуказанных сложившихся обстоятельств, возникла мысль организовать специальное издание международного характера. Первый том ежегодника «BALTICA» и есть продукт осуществления данной мысли. Издателями этого серийного издания являются Отдел географии Академии наук Литовской ССР и Советская секция ИНКВА.

Ежегодник «BALTICA» будет выходить отдельными томами раз в год. В нем будут печататься актуальные научные работы, касающиеся

истории развития Балтийского моря, морфологии и динамики морских берегов, неотектоники и геологии моря.

В следующих томах «BALTICA» предвидется публиковать материалы, относящиеся к деятельности Подкомиссии береговых линий Балтийского моря и Скандинавии, а также рецензии, рефераты и др.

Определенное место в ежегоднике будет отведено вопросам научной дискуссии, ибо борьба научных мнений и воззрений является залогом того, что наше познание объективной действительности будет все время расширяться и углубляться.

Издатели и редактор ежегодника «BALTICA» надеются на то, что это издание заинтересует широкие круги исследователей района Балтийского моря и, по крайней мере, частично присоединится к усилиям, направленным на дальнейшее развитие международного научного сотрудничества в области изучения Балтийского моря.

Пользуясь случаем, редактор выражает глубокую признательность многочисленным коллегам в СССР и за рубежом, которые прислали статьи для первого тома ежегодника «BALTICA», а также всем тем, которые любезно дали свое согласие сотрудничать в данном ежегоднике в ближайшем будущем.

По вопросам, относящимся к изданию ежегодника «BALTICA», просьба обращаться по адресу: Редакция «Baltica», Отдел географии АН Литовской ССР, ул. Т. Костюшко, 30, г. Вильнюс, Литовская ССР.

Вильнюс,  
15 июня 1963 г.

РЕДАКТОР

## PREFACE

The investigations of the origin and development of the Baltic Sea, the geology and geomorphology of its coasts have an old tradition and a pithy past. As a result of century-long detailed geological and geomorphological research work the Baltic Sea has become one of the most thoroughly explored sea basins. It has also played the part of a datum mark to which the stratigraphical schemes and palaeogeographical reconstructions of the European Late-Quaternary were attached.

Lately the scope and range of the Baltic Sea research has considerably increased. The number of works published in various scientific publications in different countries has increased too, particularly, in those bordering directly on the Baltic. This material, however, is scattered in numerous periodicals and serials and is therefore not easily available to everyone. Certain difficulties also arise in connection with the fact that a considerable part of these works is written in many different languages.

All this adversely affects, to a great extent, an operative exchange of scientific data, experience and achievements in studying the current problems of the Baltic Sea basin.

A great disadvantage is that till lately scientists of different countries of the Peribaltic area were not able to coordinate their geological and geomorphological investigations of the Baltic Sea and its coasts on an international scale.

Therefore the foundation of a Sub-commission on Baltic and Scandinavian shore-lines within the INQUA Commission for shore-lines should be highly appreciated. Such a Sub-commission was established at the VI-th International INQUA Congress in Warsaw, in summer 1961. Among the members of the Sub-commission there are representatives of all the countries bordering on the Baltic Sea as well as Norway.

The above mentioned drawbacks gave birth to the idea of organizing a special publication of international character. The first volume of the yearbook BALTICA is the realisation of this idea. The publisher of this serial is the Department of Geography of the Lithuanian Academy of Sciences together with the INQUA Soviet Section.

A separate volume of the yearbook BALTICA will be issued every coming year. It will contain original and actual contributions on the

history of the Baltic Sea, the shore morphology and recent dynamics, neotectonics and submarine geology.

In other volumes of *BALTICA* materials on the activities of the Sub-commission as well as reviews, essays, etc., are to be published. A definite space in the yearbook will be assigned to discussions. An interchange of scientific views and opinions of specialists from different countries will contribute to a constant widening and deepening of our knowledge.

The publishers and the editor of the yearbook *BALTICA* hope, that this issue will be of interest to numerous investigators of the Baltic Sea region and at the same time adding to the efforts directed towards the further progress of international collaboration in the study of the main problems of the Baltic Sea, its past and present.

The editor takes the opportunity to express his sincere gratitude to numerous colleagues abroad and in the USSR, who have sent their contributions for the first volume of the yearbook *BALTICA* and also to those who were kind enough to agree to collaborate in this publication in the nearest future.

On questions referring to the yearbook *BALTICA*, please address: Editorial office *BALTICA*, Department of Geography, Lithuanian Academy of Sciences, T. Kostiuškos g-vė 30, VILNIUS, Lithuanian SSR.

Vilnius  
June 15th, 1963

THE EDITOR

## VORWORT

Die Erforschung der Entstehung und des Werdens der Ostsee sowie des Ostseeraumes im Ganzen hat schon alte Tradition und eine ruhmreiche Vergangenheit. Dank hundertjährigen, gründlichen Forschungen ist die Ostsee einer der am besten untersuchten Räume des Weltmeeres geworden. Sie hat die Rolle eines Grundpegels an den die stratigraphischen Schemas und die paläogeographische Rekonstruktionen des Spätquartärs von Europa geknüpft wurden, gespielt.

Die Sphäre und der Umfang der Ostseeforschungen sind in den letzten Jahren im hohen Mass erweitert worden. Die Zahl der wissenschaftlichen Arbeiten in verschiedenen Sprachen der einzelnen Ländern, insbesondere deren, die unmittelbar die Ostsee begrenzen, ist stark angewachsen. Dieses umfangreiche und wertvolle Material ist aber in zahlreichen periodischen Veröffentlichungen und Reihenschriften zerstreut und deshalb schwer zugänglich. Bestimmte Schwierigkeiten bietet auch das, dass ein grosser Zahl von dieser Arbeiten in verschiedenen Sprachen abgefasst ist.

Alles das kann, natürlich, nicht ohne Einfluss auf den operativen Austausch von wissenschaftlichen Informationen sowie der Forschungsergebnisse bei der Untersuchung der Naturgeschichte und der rezenten Entwicklung des Ostseeraumes, geblieben sein.

Als ein Hindernis ist die Tatsache zu betrachten, dass bis zur jüngster Zeit die geologisch-geomorphologischen Forschungen der Ostsee und ihrer Gestade, welche von den Wissenschaftlern aus verschiedenen Ländern geführt wurden, keiner Koordination auf dem internationalen Wege unterlagen. In dieser Hinsicht ist die Schaffung einer Subkommission für die Uferlinien der Ostsee und Skandinaviens (Sub-commission on the Baltic and Scandinavian shore-lines) im Rahmen der INQUA Kommission für die Uferlinien, im Sommer 1961, in Warschau, während des VI internationalen INQUA Kongresses sehr herzlich zu begrüßen. In dieser Subkommission sind alle Ostseeländer sowie Norwegen vertreten.

Infolge der obenerwähnten Umstände tauchte die Idee auf eine spezielle Veröffentlichung von internationalem Charakter ins Leben zu rufen. Der erste Band des Jahrbuches *BALTICA* ist das Endergebnis der Verkörperung der genannten Idee. Die Herausgeber dieser Reihenschrift sind



die Geographische Abteilung der Litauischen Akademie der Wissenschaften und die sowjetische Sektion INQUA.

Das Jahrbuch *BALTICA* wird jährlich in zwangslosen Bänden erscheinen und aktuelle Originalbeiträge über die Entwicklungsgeschichte, die Küstenmorphologie und -dynamik, Neotektonik sowie die Meeresgeologie der Ostsee enthalten.

In den nachfolgenden Bänden ist die Veröffentlichung von Materialien über die Tätigkeit der Subkommission für die Uferlinien der Ostsee und Skandinaviens, Referate und Buchbesprechungen vorgesehen.

Wissenschaftliche Diskussionen werden ebenfalls Raum in der Zeitschrift finden. Der Austausch von wissenschaftlichen Anschauungen und Meinungen zwischen den Forschern der einzelnen Länder wird eine Garantie dafür sein, dass unsres Wissen vom Tag zu Tag sich weiterentwickeln und erweitern wird.

Die Herausgeber und der Redakteur des Jahrbuches *BALTICA* hegen die Hoffnung, dass diese Veröffentlichung Beifall in weiten Kreisen der Ostseeforscher finden wird, und einen kleinen Beitrag zur Entwicklung der internationalen Zusammenarbeit und zum Austausch von der Forschungsergebnisse bei der Untersuchungen der Ostsee darstellt.

Bei dieser Gelegenheit möchte der Redakteur den zahlreichen Fachkollegen im Ausland und in UdSSR für die liebenswürdige Zusendung ihrer sehr wertvollen und interessanten Aufsätze auf das herzlichste danken. Denjenigen, die ihre Bewilligung zur Mitarbeit in den folgenden Lieferungen des Jahrbuches *BALTICA* zusagten, soll hier im voraus die tiefste Dankbarkeit ausgesprochen werden.

In allen das Jahrbuch *BALTICA* angehenden Fragen wird gebeten die Korrespondenz an die folgende Adresse zu richten: Redaktion *BALTICA*, Geographische Abteilung Litauischer Akademie der Wissenschaften, T. Kostiuškos g-vė 30, VILNIUS, Litauische SSR.

Vilnius  
den 15 Juni, 1963

REDAKTEUR

## G. DE GEER'S PART IN EXPLORING THE HISTORY OF THE BALTIC SEA

by

EBBA HULT DE GEER, Stockholm

### Abstract

This research deals with seven main topics concerning the Baltic Sea, mainly as listed in the Bibliographia De Geeriana (GFF 40, 1918, pp. 811—852):

- (1) 1881. The early tectonic formation of the Baltic depression
- (2—3) 1881. A postglacial land sinking discovered
- (4) 1881. The Åland bedrocks and Baltic leading boulders
- (5) 1894. The isobases established through E Baltic research
- (6) 1906. The ice recession from the S Baltic to Mid-Gotland
- (7) 1906, 1912. The clay varve recession from the E Swedish gotiglacial Standard Line, with 200 years of recession in Gotland, supplying fixed years.

### Introduction

Although he never directly studied the Baltic basin as such, De Geer's research in Sweden often touched upon this ancient outlet for glacial ice and water. The Baltic, besides being a basin a valley at different times, has also been a branch of the sea for long periods.

In 1881, at the age of 23, De Geer published no less than four papers on three topics, all to do with the Baltic Valley. Unfortunately, these were in Swedish and it is hoped that the present paper will help to make them better known. In these works he (1) outlined the history of the Baltic from its first foundation through tectonic bedrock movements, marked by the Cretaceous of NE Scania, (2) demonstrated similar but slighter movements through observations in the region of Ronneby spa, Bleking, and (3) proceeded to the Åland islands, limiting the Baltic basin to the North. He then put forward the theory of **erratic leading boulders**,

a term introduced in 1884, proving the course of the Baltic ice currents. In a later investigation, 1893—94, he continued his study of the changes of level in SE Finland, on the Carelian isthmus and the Estonian coast, and combined this with previous work in an E Baltic region to give a more penetrating account of the bedrock movements, the lateglacial MG, the Ancylus stage, and the Litorina stage could be revised through isobases, which made their course more certain (printed with maps, 1896).

#### Particular topics treated by De Geer

##### (1) THE CRETACEOUS OF SCANIA

(B. No. 1) In 1881 De Geer published a paper (1), (GFF 5, 395—402) on the early formation of the Baltic depression, called: **On the succession of layers within the Cretaceous of NE Scania.** There are three localities described: (1) a well section at Truedstorp, (2) Hanaskog big quarry, nearly 60 m<sup>2</sup> and 10 m deep, and (3) a temporary small section near the church at Qviinge. (1) consisted of coarse gravel-lime, extremely rich in fossils, mainly with *Belemnitella subventricosa*. Sven Nilsson and N. P. Angelin had already found this species to be older than the so-called sand-lime with *B. mucronata*, which is dominant in (2), where the fossils become sparser higher up, denoting shallower water, i. e. a final stage of the warm Cretaceous sea; this was also the case with (3). Later, De Geer (Ibid, 6, 1885, p. 478) found one specimen of *Actinocamax quadratus* and hoards of *Act. mamillatus*, together with *Ostrea* sp. and, in the upper part of the walls, one specimen only of *Act. quadratus* and another one on the talus at the foot of the wall. Much later, in 1932, De Geer and I found yet another *Act. verus* at the foot of the northerly fault scarp of Mt Hallandsås. This shell was crooked and flattened, as if squeezed in the fault movement and thus a palpable example of De Geer's statement in 1885 that „the Cretaceous formation within our country stands in close connection with the present relief of our surface topography“ (GFF 7, p. 479).

This find is thus a clear evidence of a series of vertical bedrock movements in Scandinavia, which caused the complex sinking that led to form the Baltic basin. De Geer also pointed out that present lakes in NE Scania elongated in N—S, with cretaceous layers in their southerly parts and Archean heights surrounding their northerly ends, represent parts of the Cretaceous broken shore.

(B. No. 15) Caves had since long been found in the chalk. In 1886 De Geer described The Balsberg Cave (GFF 1886, 8, 3—4). It consists of two big halls (the S one 40 m long and 5 m high, the N one 20 m long and 12 m from its lowest to its highest point). It had been visited earlier by Retzius, Linné and Wasser, and the latter made a map of it published by Liewen in Sv. Vet. Ak. Handl., 1732. De Morgan visited another part of the caves, described in Mém. Soc. Géol. de France,

with a sketch. In the narrow channel between the halls the water stood at 15 m a. s. in 1885, when De Geer mapped these caves on a bigger scale and found that the layers were greatly weathered, especially along

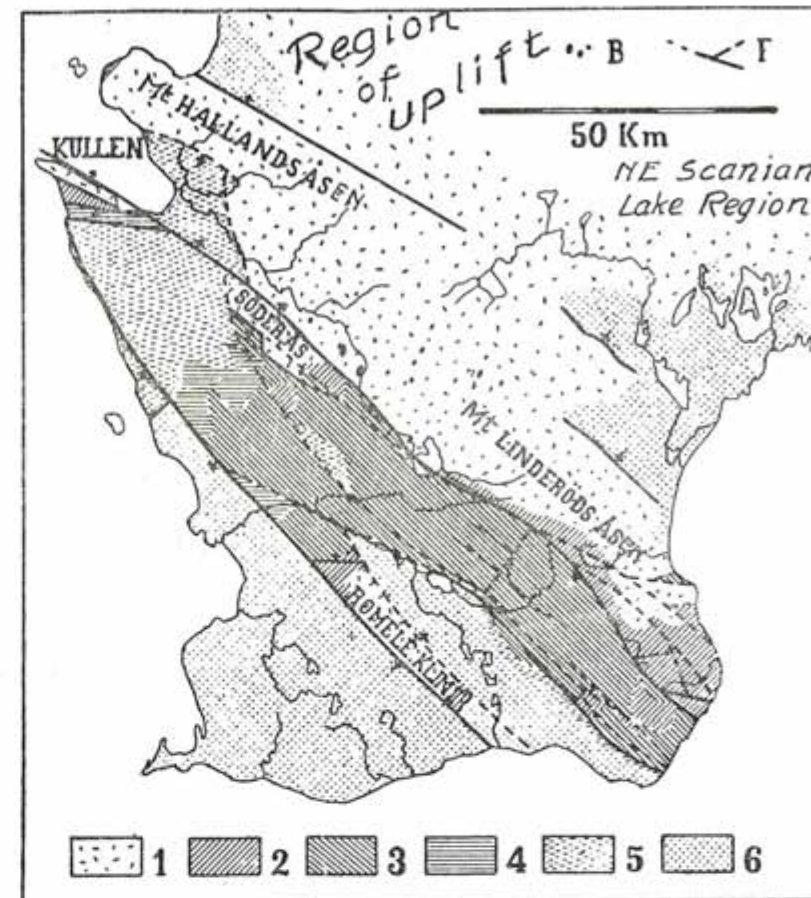


Fig. 1. Geological map of Scania. 1. Archean. 2. Cambrium and Ordovician. 3. Silurian. 4. Triassic. 5. Jurassic. 6. Cretaceous. F.—faults. The arrows point at the lowered side. B—Basalt. After SGU and Nathorst, from W. Ramsay 1909

The South region of Scandinavia: in Tertiary time a great tectonic monoclinial block by a strong elevation along the W side and a mild fall off towards the East. Here the S limit of the Cretaceous Sea is seen by a straight fault line along Mt Linderödsås, but its N shore sagged by fissure valleys S—N into the Archean, often occupied by lakes. The Åhus sandstone at the Hanö Gulf may be a littoral level of the late Cretaceous Sea. (From W. Ramsay, Geologins grunder, 1912)

fissures. The chalk is deposited collaterally to the Archean rock walls, so that the relation of a lime layer to the Archean gives no information as to its age. The cave entrance was evidently opened by Man for the purpose of exploiting the lime. This explains why no bones of Tertiary or Pleistocene mammals have been found there.

(B. No. 20) In 1887 (GFF 9, 287—306, Tafl. 8: map and sections) De Geer published a thorough description of **The Cave of Barnakälla**, a by him discovered chalk locality in Skåne, extremely rich in fossils.

(B. No. 27) In 1889 he wrote a paper on **The Scanian lakes and their formation**. He regarded the NE Scanian Cretaceous plain and the Gulf of Hanö as delimited to the SW by a great fault line and in the North by several N—S fissures, which ought to be as old as the diabase eruptions (jotnian) and in any case older than the cretaceous layers. He also regarded the hilly surface of the Archean as a result of the secular weathering which to a great extent took place before the deposition of the chalk. On the N side of the plain, finally, ice currents eroded the loose weathered gravel and the chalk deposited at the southern side, thus digging out lake basins. To sum up, there are lakes of erosion formed in hollows and valleys, originating from weathering, fissures and probably also faults.

(B. No. 14, 1885) De Geer discovered kaolin at the NE end of Lake Råbelöv in 1885 (Fläckarp, Fig., p. 736) and then (Ibid. GFF 7, 734—740) summed up his studies on this topic in a paper **On kaolin and other remains of weathering within the Cretaceous system** (GFF 7, 734—740), where he wrote (p. 740): „It seems possible to assume that the Cretaceous on the whole was deposited during a land sinking, while the weathered Archean was redeposited along the shores, where beds of conglomerate and shell-limestone gravel with *Actinocamax mamillatus* were gradually formed. As the sinking proceeded, these deposits were covered in turn with *mucronata* lime, while simultaneously along the new shores the formation of shell lime continued, perhaps still marked by *Actinocamax mamillatus*. The small differences between the faunas should then depend partly on different age, but partly also on the different bathymetric extension of certain layers. If, as Nathorst claims, the Åhus sandstone is the youngest member of the series, it may be regarded as a remains of the shore deposits formed when the region rose out of the Cretaceous Sea“. And this now lies near the shore of the present Baltic Sea. Closely after the Bibliographia printed (in GFF 40, p. 872—885) De Geer developed his theme **On the origin of the Scanian peninsula**, describing its limits as collective horsts. And a year later (Ibid. 41, p. 529—538), he mentions *Actinocamax verus* as here above, broken and squeezed by the market faulting as well Mt Hallandsås as all of Scania's other mid-senonian collective horsts.

#### (2—3) GEOLOGICAL OBSERVATIONS AT RONNEBY

(B. No. 2, 3, 6; 1881, 1882) After starting in 1881 by this prelude from an introductory stage in the history of the Baltic depression, De Geer's next work dealt with an adjacent region in Bleking, only 65 km E of Mt Balsberget and 70 km E of the town of Kristianstad.

In 1879, the board of the spa at Ronneby, which is renowned for its chalybeate water and its bathing gyttja, commissioned the young

De Geer to investigate the properties of their spa. He reported that the soils consist of nine superjacent beds, from top to bottom: (1) brown outwash („svämsand“), (2) gyttja, (3) peat, (4) upper sand, (5) clay, (6) lower sand, (7) varved marl, (8) till, and (9) glacialuvial sand („hvitå-sand“), or perhaps weathered till.

The mineral water was taken mainly from the upper sand but also from the large deposits of gyttja. To reveal the stratification some 200 borings were made to a depth of 3 meters, and many chemical analyses were made of the water by De Geer and others. To De Geer's great surprise he found a buried river bed, 50 m wide, winding through the bed of marl at a depth of 5—7 m. This was the Ronneby river, which some time after the glaciation ran in a different course from the present. This discovery was of a great principal significance, as it proved the existence of a land surface, evidently older than the lower sand, between the deposition of the two clays, i. e. between the varved marl (7) and the upper clay (5). Until then the two clays were believed to belong to one and the same land depression with but a slight elevation for the sand. The upper clay was the now well-known type of unvarved, grey postglacial clay spotted with black biotic remains.

(B. No. 7, GFF 6, 1882) In a paper called **On a postglacial land sinking in South and Mid-Sweden** this young postglacial land sinking was thoroughly discussed by De Geer (pp. 149—162). He mentions (p. 154) that during his reconnoitings around Penningby in NE Uppland (1878—79) he had noted no less than ten localities, evenly distributed over that area, with „lower sand“ in a similar position. The sand was 0.36 m thick and the younger clay 0.47 m.

The young land sinking remained unnamed, however, until 1886, when the shell of *Litorina* was mentioned, apparently for the first time, in the Swedish literature, by G. Lindström (GFF 8, p. 265), who refers the *Litorina litorea* in Gotland to the 80-foot shore as during the first postglacial landsinking, while following or last sinking only reached 50 feet above the present sea level. In Dec. 1887 A. Vesterberg spoke about his find of *Litorina* and *Limnaea* in one and the same locality. No *Yoldia* was found in all South Baltic region. H. Munthe mentioned his find of *Ancylus fluviatilis* in Gotland. De Geer held there could have been an icedammed lake from the last Baltic ice current. G. Holm (GFF 1888, 10, 364) said that his find of *Ancylus* gravel in an open situation was quite similar to those by Dr Fr. Schmidt within *Ancylus* layers in Estonia and Island Ösel, discovered in 1887.

#### (4) THE BEDROCKS IN ALAND AND DRIFT BOULDERS FROM THERE

(B. No. 4, GFF 5, 1880—81) In 1880 De Geer was appointed by the director of the Geological Survey of Sweden, Professor O. Torell, to undertake a week's surveying in Åland. He found it a rhombic, broken land

block, reposing on a base 40—50 m below sea level. W of Åland was a deep channel, greatest depth 274 m and the highest point on land was 132 m a. s.; the greatest difference in height was therefore 406 m.

Åland's rock structure is monotonous — great masses of crystalline rocks, lacking parallel structure, and dikes of pegmatite. According to professor Wiik, they could be shown to be older than the Silurian, if that formation were found on the bottom of the Lumpar fjärd. This was in fact done in about ca. 1945, by B. Asklund and O. Kulling (GFF 48, 498—511). De Geer gave a detailed description of the different Åland rocks. They are mostly red, meat-coloured. The Rapakivis have smaller „eyes“ of Plagioclase and are thus easy to discern from those of Finland. The quartzporphyries have a fine-grained, reddish brown matrix and are best recognized by the outstanding drop-like, grey Quartz individuals. The Åland granite is light red with crystalline Orthoclase. The granite appears in different-sized massives in various parts of the islands. It occurs between Hulta and Bomarsund on the E coast, striking N—S between higher massives of rapakivi. Wiik considers that the granite generally occurs in four such N—S directed domes, thus forming the most important topographical lines of the islands. De Geer complains of a lack detailed maps and these still seem to be lacking do-day.

All of Åland's rocks (except the finegrained granite) are easy to distinguish from those in S and Middle Sweden, and they are therefore extremely valuable in the study of the spreading of erratic boulders. Only one place in Sweden (Härnösand) and one in Norway (Holmestrand) have rocks that might be taken for an Åland boulder; the eyes of Finland rapakivi are bigger and of lighter colour.

In Åland all striae refer to a single system. They enter the island from due N and run across it in a more or less southerly direction. On the W side they turn a little to the West. Evidently they belong to the Baltic ice current which, coming from Ångermanland, followed the S part of the Botnic valley and fanned out from its entrance. It is unlikely that the ice came from Gävle or Dalecarlia. The cambrian and silurian erratics common all over Åland therefore probably come from N Sweden, or perhaps mainly from the bottom of the Baltic. Other common extraneous boulders in Åland include Hyperite, which is thought to have come from Ångermanland.

To judge from the direction of the striae, Åland boulders ought to occur in Dagö and Ösel as well as S of the Riga Gulf and Düna. But it may not be easy to separate the boulders brought to the Baltic countries by the different ice currents, for close SE of Åland the boulders all went in about the same direction. But surely, if boulders from Åland can be demonstrated farther inland in East Baltic Area and Russia, the E limit for their occurrence should coincide more or less with the easternmost direction of the older ice currents, as the younger ones are known to have followed the valley of the Baltic.

(B. No. 11, GFF 7, 1885) The W limit for spread of Åland boulders seems to be in the south part of the Uppland skerries, as reported by N. O. Holst and listed by De Geer together with all localities he had found or heard of until 1885 (GFF 7, 464—466). This is an affix to his paper On the



Fig. 2. The distribution area of Åland leading boulders. Lines of spread by K. Richter, 1934. Dots-Åland boulder localities, in all 14, reported by De Geer in 1881. In 1885 he had 82 localities, of which 12 on the outer skerries of the SE Uppland coast were reported by N. O. Holst

second extension of the Scandinavian land ice where, for the first time the Finnish and Norwegian big endmoraines are as contemporary combined on a map (C. f. Tafl. 12, 13), but he erroneously added a far too extended ice lobe in the whole length of the Baltic Valley, a fancy which he soon abandoned. Instead there is sketched by G. Frödin (1956), according to soundings, a crossgoing threshold from Svenska Björn to Sarjeva. It is

tempting there to imagine a surficial cover of till material on top of the flat bedrocks. But Frödin is quite aware of the flat, monoclinial slope of the pre-Cambrian peneplane, which he shows by detail maps (Fig. 36, 37), only admitting that these rock sills might have had a retarding influence on the ice movement. In a time of climatic halts such as those of the Salpausselkä, it seems not unlikely that such sills should be able to locate the halts, apt to occur where the calving influence was absent — and the Salpausselkä ridge however must pass somewhere in these regions.

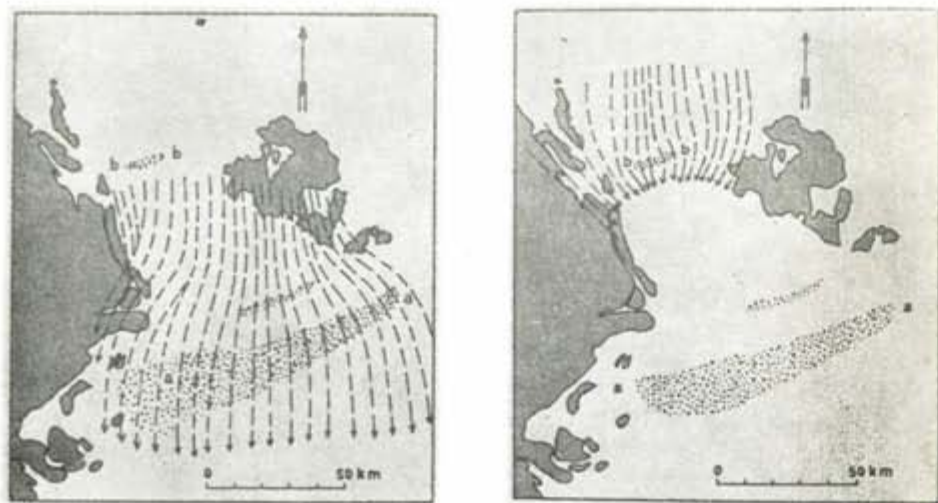


Fig. 3. The opinion of the differential flows in the basin of Åland (after G. Frödin, 1956). Sketch from observations of striae, given here as showing the impossibility of Åland boulders reaching the Uppland shore through glaciers alone. Such a westerly situation seems only be gained by help of icebergs drifting along the successive ice borders. Now observed in Uppland are, as to Frödin, only Jotnian and Cambro-Silurian boulders, but none of the Åland bedrocks. This, however, strengthens De Geer's opinion of a great drift of icebergs westwards from the Åland Sea, due to various finds in the Stockholm region

De Geer 1881, declares that on the whole the W limit for the spread of Åland erratics and hence for the extension of the Baltic ice would soon be better known, if Swedish, Danish and English geologists gave the matter the attention. The regions considered include, except the SE outer skerries of Uppland, Öland, E Bleking, Scania, Mid-Germany, Sjaelland, Jutland, and possibly NE England. Concerning Åland boulders known to De Geer, he reports that at Rüdersdorf he and at Eberswalde Prof. Torell, each found a boulder of Finnish rapakivi, which are rare in NW Germany. He mentions finding Åland boulders at Ronneby, possibly brought from the skerries as rubble stone, and at Malmö, where they may have come with pavement material. The same is the case with the Åland boulders at Berlin. All the erratics found elsewhere by De Geer were in glacial clay, those of Rüdersdorf from upper till, of which they comprised 0.5%.

These erratics should prove to be only a small beginning. They all followed an ice stream which was more or less influenced by the Baltic valley. Those in Saxony and Silesia may have been deposited directly or they may have been carried to the plains at first and then have been swept to the sides by a later current. In the former case the ice current must have proceeded at a height of 400 m a. s. (H. Credner, Z. d. geol. Ges. 1880, 579).

While De Geer left the boulders for the varves, many others continued and especially V. Milthers in Denmark made that study his life's work in a surprisingly splendid way, by means of a minimum number of boulders. In Germany a great *Geschiebeforschung* was developed by methods always more refined. As introducer of the term *Leitgeschiebe* is generally mentioned J. Korn (1927). Further progress is made by K. Richter, J. Hesemann and lately G. Lüttig.

#### (5) ON PLEISTOCENE CHANGES OF LEVEL IN THE GULF OF FINLAND

(B. No. 64, GFF 16, p. 639—655, 1894). When in 1893 De Geer wanted to study the Pleistocene changes of level on the east side of the Baltic, he found it most practical to do so in the regions round the Gulf of Finland. For one thing, a great deal of basic work had been done there by the Geological Survey of Finland and in Russia and Estonia mainly by Dr Friedrich Schmidt; for another, a series of excellent maps was available, and finally the open till-covered regions E and S of the Gulf of Finland might have highly favored the formation of typical shorelines at the limits of transgression. Moreover there was the important question of a connection with the White Sea.

In December 1893, at the Geological Society in Stockholm, De Geer presented a map of his results with his points of observation, 21 for the highest coast line and 20 for the postglacial sea between the Gulf of Finland and Ladoga Lake (GFF 15, 1893, p. 537—518, and also 1894, here above). He received friendly cooperation from the foremost specialists in each country — Director Sederholm in Finland, Dr Tschernyshev in Russia and Dr Schmidt in Estonia.

The highest shoreline (MG) was measured within two regions: (1) near Lahti (about 152 m) and (2) on the Karelian isthmus, 55—24 m. From W of Perkjärvi rystn (3) to Rasmitelvo (10) E of Petrograd there was a straight, magnificent terrace forming the highest shoreline, 6 m high and 6 km long, and on lower levels there were shorelines and beaches from both Ancylus and Litorina. The former may have led to the White Sea at 80 (83) meters.

The other points were:	The Late-glacial Sea:
(11—14) SW of Peterhof, 4 km	30 m
(14) Piersal	48 ..

(15)	Ösel, highest point	(58°21'N)	50 m
(16)	Irgen, Courland	57 38	38 "
(17)	E Windau L. Pussen	57 22	32 "
(18)	Alschwangen	56 56	28 " with land sculpture
(19)	Libau	56 33	21 " " " "
(20)	Rutzau	56 08	15 " wall 25 km long
(21)	NO Polangen at the frontier to Germany	55 56	11 "

These important features appear very clearly in the Russian topographic maps.

**The Ancylus limit.** At several places near Onega Inostranzer found terraces 50 m above the lake, i. e. at 83 m a. s., so that it is very probable that this lake was combined with the Baltic lake. Stjernvall's find of only *Mytilus* and *Tellina* (not *Cardium*) was much overrated, however. As described by Tschernyshev, they may elucidate the relation between the Scandinavian and a possible „interglacial“ depression.

At Brigitten, Reval, MG lies at 60—80 m and the limit of the shell-bearing Ancylus layers at ca. 45% of this level. At Kunda the peatbog lies 50% of MG, where Nathorst found a big beach at 56 m a. s., damming a lagoon in which he discovered arctic plant remains in Estonia.

**The Postglacial or Litorina limit.** The study was drawn up as follows: To determine the level of the extreme limit at:

1. F. Schmidt's renowned shell localities in Ösel and Estonia
2. to establish the isobases from the Swedish side
3. using 2. to seek out the continuation of this transgressional limit on the soil-covered shores of the Gulf of Finland and regions inland.

Already, when reconnoitring on the Karelian isthmus, guided by H. Berghel, De Geer found, during a steamer voyage on Lakes Vuoksen-Suvanto, a shoreline at a higher level than the low watershed between Lake Vuoksen and the Gulf of Finland. De Geer supposed this elevated terrace of abrasion to be marine, forming the postglacial limit, and thus showing that Ladoga even in postglacial time stood in connection with the sea. Schmidt's great knowledge of shells meant that postglacial isobases could be established for this region. Apart from the lateglacial limit, here called the second or upper Neva terrace, only one level exists in these regions, namely the lower or first Neva terrace. This is clearly to be seen both in maps and in nature, as running almost uninterruptedly along the whole length of the plain, inner shores of the Finnish Gulf, rising to 17 m at Seivistö in the NW. It forms a prominent terrace of abrasion, and its general level, its gradient and its relation to the isobases show that it must be the immediate continuation of this lower Neva terrace.

The northernmost locality of this level is Patakahia, just at the divide on the Karelian watershed. According to Sederholm it lies at 17.4 m

a. s. between Lakes Oissenlampi, 14.7 m, and Menämänlampi, 16.2 m a. s.; as the level of the main terrace is 33 m a. s., the strait which joined Ladoga Lake to the sea at the maximum of P. G. must have been only 15 meters

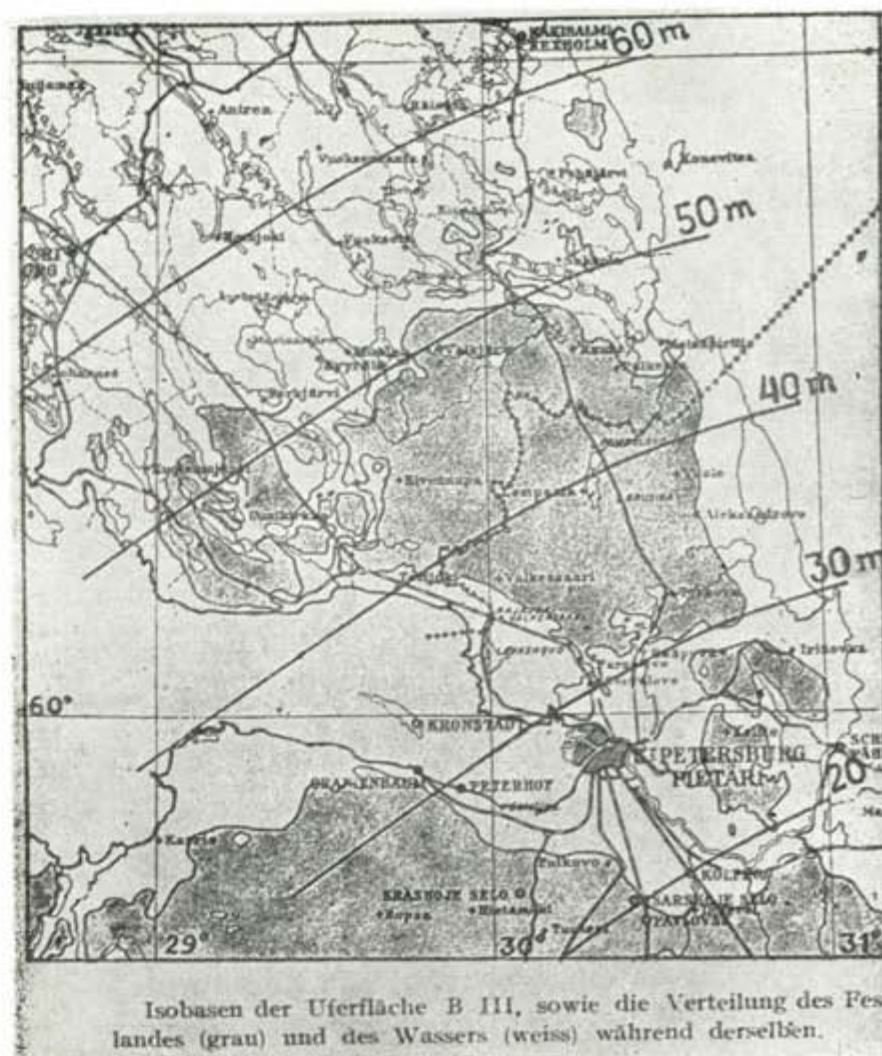


Fig. 4. The highest shore-line of the inner Gulf of Finland, formed in B III (Sauramo), a late stage of the Baltic Ice Lake, slightly higher than the MG. (From Ramsay, W., 1928, Fennia 50, No. 5, 1—21.)

deep and rather narrow. Since all the water from Vuoksen streamed through this strait, no marine molluscs could have lived there.

The 21 m terrace at Vuoksen could not possibly have belonged to the PG at Patakahia. De Geer later found that Böhlingk had measured this level long ago and assigned it to a water-level in Suvanto-Vuoksi earlier than and higher than the oldest known, before the drainage of 1818. As the threshold is only 4 m higher than the divide to the Baltic in the

direction of Viborg, this should be a direct proof of Ramsay's assumption that Vuoksen once had its outlet to the west, instead of as now to Ladoga at Taipale.

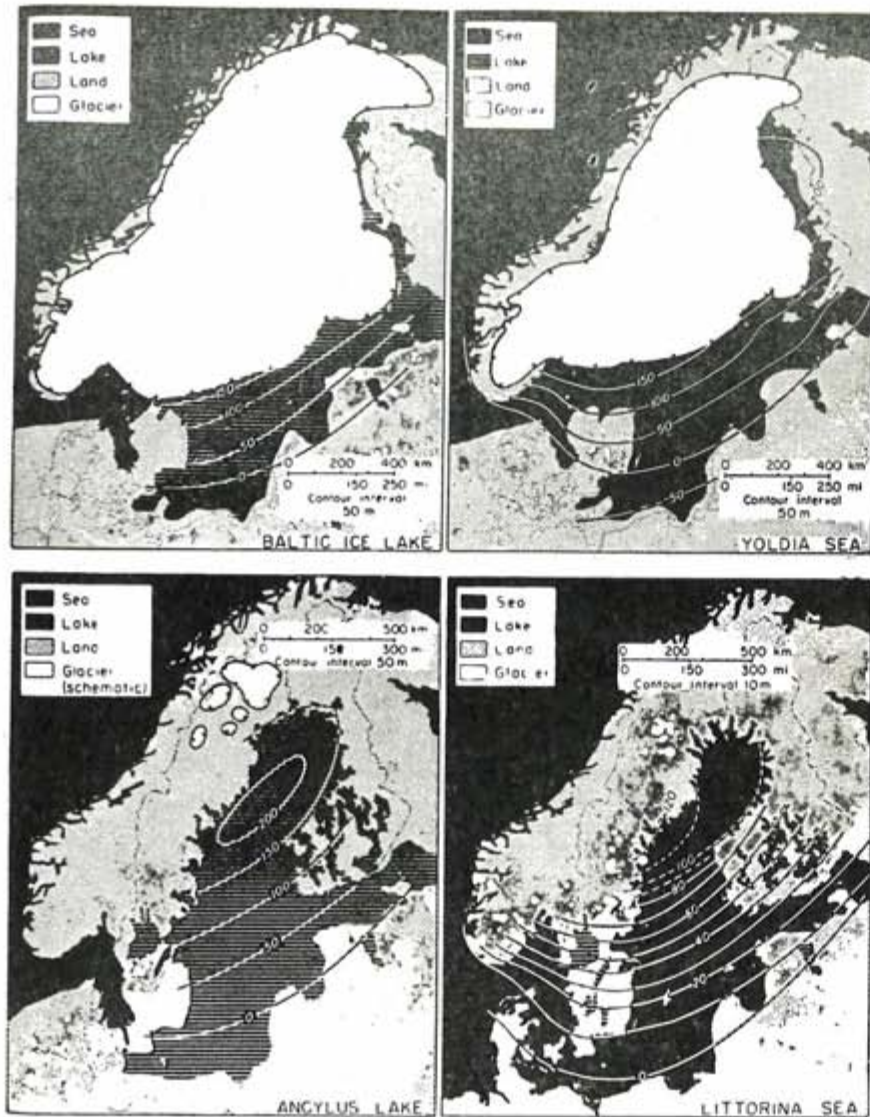


Fig. 5. The successive stages of Late-glacial uplift, with isobases combined from De Geer, Högbohm, Munthe, Sauramo, Ramsay a.o. (From R. F. Flint, 1957, after E. Fromm in Atlas över Sverige, 1953.)

At the Geological Society, Stockholm, a month before, Gunnar Andersson had communicated seven postglacial localities levelled by Berghell, without knowing of De Geer's values. They fit excellently, Andersson's peat is postglacial and e. g. not Ancylus. At the S shore of Ladoga, Inostrantsev found the oak, to have been common and thriving during the postglacial maximum. The 39 species

found in somewhat younger layers include, besides, birch and pines, also alder, hazel, spruce and, a dominating tree, the „summer-oak“.

Together with skeletons and toils, including a whole boat of oak, 44 species of vertebrates were found, for instance ourochs (bison), wild bear, beaver and sable as well as the puffin (*Mormon arcticus*) which no longer exist in these regions; the boar for example only stretches to 55°N. The silure or sheet-fish, now most common in S. Russia, was found in plenty and seems to have immigrated from the East. Also a sea-dog was found and rein deer, „which still exists living on a peatbog S of Ladoga“.

From the description it is clear that the stoneage climate was somewhat milder than the present one and that here, as I have tried to show earlier the immigration of both Man and the oak took place during the same big postglacial land sinking.

Böthlingk mentions a layer of peat, formed by water plants and covered by clay, which he regards as indicating an ancient higher water level in the Neva. He also mentions, as does Pallas, a boat of oak and remains of human bones and reeds, which were found below clay and a layer of stones, evidently cobble, in the channel to the castle of Strelna, 17 km W of Petrograd on the shore of the Gulf. Inostrantsev also mentions that oak is not uncommon in the „alluviums of the Neva“ and has been found in borings in Petrograd. Pallas also found a boat of oak, when a dock was built at Kronstadt.

Since all these finds lie below the P. G. and since, moreover, Strelna and Kronstadt lie outside the alluvium of the Neva, it is presumable that they were all made in marine, postglacial sediments. In this connection it may be mentioned that Tschernyshev has found submarine ridges, in his opinion beaches, outside Terijoki in the Gulf of Finland. If he is right, this should prove a land elevation, probably corresponding to the Ancylus elevation in Sweden.

It is interesting that these repeated changes of level are most pronounced in the periphery of the region of land elevation, and most probably further evidence is to be found in Courland and the inner part of the Gulf of Riga.

#### (6) ON THE LAST BALTIC ICE CURRENT

##### a) Retreat within the S part of the Baltic valley

(B. No. 161, GFF 28, 419—421, 1906) The limit of the upper Baltic moraine in Scania seems to curve around the south side of Mt Romeleåsen (Holmström). Visiting Oxie in 1888, De Geer saw that the landscape which on the topographic maps appear to be hillocky, consists in fact of *Durchragungen* or push moraines. Its extension in a curve parallel to the coast N of Ystad denotes that it was once the limit of the last Baltic ice current. This seems to have overrun the whole of Sjaelland (Ussing) and reached the moraines described by V. Milthers in the NW part of the



island. During its final retreat, the melting within the Baltic Valley, no doubt because of calving, proceeded considerably more quickly than on land.

Consequently the iceborder, which from Halland via N Skåne and Mid-Bleking goes in a curve to the narrowest part of Kalmar sund (now called the Göteborgsmoraine) there forms a fine series of endmoraines,



Fig. 6. This map on the Quaternary glaciations of Europe, centered on the east Baltic regions, is given here in the hope of soon obtaining some C-14 dates from the central parts of Russian Plain. On those wide plains there may surely have been many great oscillations, and the Kalmar moraine, expected to be found near Perguba, may perhaps like the Salpausselkä moraines in Mid-Sweden, be so subdivided as not to present a striking aspect. Its situation is however likely to be there, but in Sweden that stage appears mostly by flat plains of sandy marginal terraces

(From K. Richter, 1934).

partly as shoals on the bottom of the sund, so that the striae of this iceborder fan out from NE-SW to straight N-S and then to NW-SE. „The limit of the Baltic ice in E Scania cannot have curved to the NW before at Blåherremölla (Maglehem) and therefore was not more than half a degree of latitude S of the iceborder just mentioned, which thus eastwards within the Baltic Valley must have retired incomparably more rapidly”.

These words, written by De Geer in 1906, outline the mode of ice release within the S Baltic Valley from the Danish islands towards Gotland-Courland (e. g. Ronneby—Kalmar—Roma—Pärnu (Pärnu)—Onega and, in an earlier stage, Rörum—Libau (Liepaja)—Riga). This includes, for the NO ice in N Scania: stagnation or a very slow retreat along the Belt line, E, with the Gribskov glacier broadly expanding from the Rönne valley to east central Sjaelland, there probably pushing against the Kattegat ice, then during the lake period 15 000—14 000, holding this position, first perhaps with dead ice along its east side, and then with

a series of meltwater lakes, confronting the border of the NO ice (Data 119, Fig. 1, 1962).

This glacier's role as a transit passage to the Rönne valley, now expired and the transfer was taken over by the far deeper strait of Öresund. But in the pocket of Skelder bay and Engelholm plain the Kattegat ice could readvance from the NW, at the Langeland cold maximum damming the Rönne lakes.

Then came the Langeland retreat N-S in Öresund, while at about 13 000 in the low Baltic, extensive new lakes or straits were formed between the Baltic ice and the S Scanian land. During the Bölling mild climate the Baltic ice now thinned and may have broken up by calving, as Bornholm acted as a barrier to the deep ice of the main Baltic. But even this main ice evidently became thinner from vertical melting, as it broke up so far that the marked iceborder of 12 300, i. e. the Gothenburg moraine, is fixed in Gotland, as far as time is concerned, by the oldest varve dates just N of Roma, and topographically by long, straight moraines, rather low and flat which extend from the Gotland coast to its center. These moraines are bordered by equally extensive peatbogs with outlines as straight as the moraines themselves (see topographical map sheets). Forming a right angle S of Roma, the easterly moraine goes due SE, thus denoting a lobe of ice projecting into the main basin of the East Baltic valley. In the center of this lobe there is the Kullenberg deep boring Nr. 141.

#### b) Retreat from Gotland-Kalmar to Stockholm-N.Uppland

N of Roma starting through persevering measures by G. Erdtmann (as well as finishing northwards with such by R. Lidén), the ice retreat is registered in scattered groups of varve localities all up to Fardume (12 km NE Slite). These seem to give a total of some 200 years across 30 km of retreat, i. e. rather equal to that in Småland close N of the Kalmar moraines. In Sweden, from Kalmar NNW along an easterly valley, by Standart Line F to Linköping, than ENE by help of Ss I to (Herrhamra) Nynäs, by Divisions A-G to Stockholm, and by H-S past Uppsala to N Uppland (c. f. 1912, in B. No. 214 and 1940, Data, 82, Geochronologia Principes, K. V. A. Handl. Bd. 18, 6). Further, by EHDG: s fixed teleconnections (in GFF 65, 1943 and in 76, 1954, and 79, 1957, maps Fig. 1, resp. in Fig. 2), there comes out that while Sub. Ss enter Finland far E of Hangö, it is Ss I that forms the pointed cape called Hangö Udd and enters Sweden close S of Nynäs in 10 650 B. P. Conclusively also E. Nilsson's southernmost bottenvarv in Åland is by De Geer (1940, p. 257 and Pl. 79) dated — 912 B. Z.—9712 B. P., where by the Baltic basin (Ibid. Pl. 63, 65, 68 and Data, 109, Fig. 1), as counted from East Sjaelland, was in 3 300 years definitely laid free of the land ice.



I may return on another occasion, the paper by J. D a l i n k e v i č i u s is of a special interest to me, as treating **The main features of the tectonic development of the southern Baltic countries** (Coll. Acta Geol. Lithuanica, Vilnius, 1960, p. 137—150. Figs 1—12). By the discreet, uniform style of the maps, this author illustrates his work of the varying process of sedimentation all from the transgression of the Lower Cambrium through the ages on to the Cretaceous, Tertiary and even Pleistocene times. There he achieved to link up with the young events of the big elevations of the Baltic shield. Interesting are the enormous depositions of coally-sandy sediments of several tens of meters during the Oligocene. Apparently the areas of erosion were the elevated parts of the S slope of the Baltic shield, with Paleozoic beds stretched down upon it. Finally, the big elevations in the Quaternary created the Baltic trough as a consequence of warping.

This little paper, reviewing the first eager steps taken by the young D e G e e r some 80 years ago, when the initiatives to take up something really new opened great perspectives, will I hope give a feeling of „nearness“ to those days and their connection with the great work still waiting to be done by new, young individuals with a fresh, enthusiastic spirit.

#### ADDENDUM

1. As to the South Baltic ice, only the following may here be mentioned. In Poland, 14 varve localities measured by R. S a n d e g r e n are in his Journal (of 1927, n.p.) reported as covered by the zone L 4 (also called layer A), as to him appearing: in 7 cases as **glacifluvial sand**, in 3 cases as **sandy moraine** (thus 10 of sand) and in 4 cases as „moraine“, yellow or brown.

D e G e e r has annotated his doubts that this should be real moraine or till. He considered the whole L 4 to be glacifluvial sand, i. e. the final phase of the Langeland or Middle Baltic stage, which lasted from ca. 15 000 to ca. 13 000 B. P. It seems quite reasonable that this could also correspond to the glacifluvial sand, mentioned by V. G u d e l i s (1960, p. 255) as throughout covering the mighty clays of the Middle Lithuanian stage (e. g. in the basin of Kaunas—Kaišiadorys). This may signify the most natural explanation of Zone L 4.

2. G. D e G e e r in September 1887 even entered on Speleology, when discovering the grotto of Barnakälla in NE Scania. It is by him described in GFF 9, 287—306, map and profiles, Tafl. 8. Its very narrow entrance almost invisible, but it gave a good record of the Cretaceous fauna (122 sp.).

[Manuscript received March 22nd, 1963]

# ANTEIL G. DE GEERS AN DER ERFORSCHUNG DER OSTSEEGERICHTE

von

*EBBA HULT DE GEER*

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser bestrebt sich die wichtigsten Arbeiten von Prof. Gerard De Geer über die Entwicklung des Ostseeraumes im Spät- und Nacheiszeit zusammenfassend darzulegen. Die folgenden Fragen sind eingehend betrachtet worden:

1) Die frühtektonische Entwicklung der Ostseemulde. 2) Nacheiszeitliche Landsenkung. 3) Das Grundgebirge Ålands und die Leitgeschiebe der Ostsee. 4) Die gehobenen Uferlinien im Ostbaltikum (im Bereich des Finnischen Meerbusens) und 5) Der Rückzug des Ostseeisstromes von Schonen über Gotland — Kalmar bis Stockholm — N Uppland.

Zum Schluss werden die neuesten Forschungsergebnisse zur Warvenchronologie in Litauen, Polen und Deutschland vorläufig erörtert.

## ВКЛАД Г. ДЕ ГЕЕРА В ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

*ЭББА ХУЛЬТ ДЕ ГЕЕР*

### РЕЗЮМЕ

В данной статье автор рассматривает вкратце основные работы профессора Герарда Де Геера, относящиеся к развитию района Балтийского моря в поздне- и послеледниковое время. Следующие вопросы освещаются подробнее:

1) Раннетектоническое развитие впадины Балтийского моря. 2) Послеледниковое погружение суши. 3) Коренные породы Åландских островов и руководящие валуны Балтийского моря. 4) Приподнятые береговые линии Балтийского моря (в пределах Финского залива). 5) Отступление балтийского потока материкового льда со Скандии через Готланд—Кальмар до района Стокгольма и северного Упланда.

В заключении статьи затрагиваются некоторые результаты новейших исследований хронологии ленточных глин в Литве, Польше и Германии.



По мере стаяния московского ледника и поднятия Балтийского щита, освобождавшегося от ледниковой нагрузки, отдельные участки мгинского моря осушались, опреснялись и превращались в озера, о чем свидетельствует, наблюдаемое в ряде разрезов, налегание озерных осадков на морские отложения.

Ледниковой эрозией последнего ледника были уничтожены верхние слои мгинской межледниковой толщи, поэтому в настоящее время трудно установить береговую линию последней стадии существования этого моря, но можно предполагать, что в пределах рассматриваемой территории дольше всего морской режим сохранялся в границах современной Балтики, в Приневской низине и в районе Ладожского озера.

Существование здесь моря было прервано льдами валдайского оледенения, двигавшимися сначала в виде отдельных языков по понижениям рельефа, а затем перекрывшими всю территорию.

История освобождения от последнего ледника Ленинградской области и южной части Карелии изучена и описана К. К. Марковым (1930, 1931а, 1931б, 1933а, 1933б, 1935, 1960), С. А. Яковлевым (1926, 1933, 1934), В. Рамсеем (W. Ramsay, 1928, 1904—1905). В кратких чертах она рисуется в следующем виде: в одну из последних стадий оледенения в предглинтовой зоне Ленинградской области и в Южной Карелии край ледника образовывал несколько языков, вдававшихся в крупные депрессии рельефа: Лужскую, Ковашьскую, Невскую, Ладожскую и Онежскую. Таяние этих языков шло довольно быстро, но не синхронно: восточные районы освободились от льда несколько раньше, чем западные.

По К. К. Маркову (1955) ледник в депрессии Онежского озера начал отступать 13.600 лет тому назад (по геохронологической шкале Саурамо). На территории Ленинградской области, в узкой полосе севернее глинта ледник сохранялся значительно дольше и началом его стаяния К. К. Марков считает время в 11.850 лет тому назад. Депрессия Онежского озера освободилась от льда приблизительно за 1.000 лет, т. е. к тому времени, когда в западных депрессиях лед только начинал таять. По мере освобождения депрессий от льда они последовательно заполнялись талыми ледниковыми водами. Самый ранний приледниковый бассейн сформировался на месте Онежской котловины. Наивысший уровень этого водоема достигал 120—125 м; северный берег его подпруживался ледником, на юге воды озера проникали заливами по низовьям долин таких крупных рек, как Водла и Вытегра, далеко вглубь суши, западным берегом был ладожский ледниковый язык. С освобождением Ладожской котловины воды Онежского приледникового озера продвинулись на запад и уровень его снизился. Время соединения Онежского приледникового озера с Ладожским и образование единого бассейна выражено в виде берегового уступа с абсолютной высотой 90—100 м. Эта береговая линия прослеживается почти по всему побережью Онежского озера и на северо-западном побережье Ладоги.

Западные водоемы, Невский, Лужский и другие имели более низкие уровни даже и во время своего наивысшего положения. Уровень каждого водоема определялся отметкой локального порога стока.

Вследствие постепенного отступления края ледника и слияния более мелких озер в одно крупное образовалось, наконец, плотинное ледниковое озеро, занимавшее свободную от льда часть Финского залива и соединявшееся с котловинами Чудского, Ладожского и, возможно, Онежского озер; по К. К. Маркову (1933) береговая линия этого озера располагается на абсолютной высоте в 30—50 м.

Уровень этого приледникового озера снижался скачкообразно пока не достиг уровня Балтийского ледникового озера, отделенного от океана только одним порогом стока.

Дальнейшая история Балтийского ледникового озера связана с освобождением от льда этого порога стока и возникновением открытой связи с океаном. Представления различных исследователей по этому вопросу отличаются друг от друга в отношении времени и места возникновения связи с океаном и последовательности чередования, вследствие этого, трансгрессий и регрессий. Однако в целом, принимается следующая схема:

1. Балтийское ледниковое озеро,
2. Связь с океаном, образование Иольдиевого моря,
3. Новое наступание льдов, связь с океаном закрывается, водоем снова становится пресным — Балтийское ледниковое озеро, которое под конец своего существования испытало трансгрессию (gL — IV по К. К. Маркову, В-III — по М. Саурамо).
4. Окончательное отступление ледника, освобождение проливов, возобновление связи с океаном и образование II Иольдиевого моря. (Мунте, 1929—1931; Де-Геер, 1894, Рамсей, 1926; Томассон, 1927; Лундквист, 1928; и др.)\*

Для территории Карелии особенный интерес представляют стадии древнеголоценового развития Балтики, так как до сих пор не решен вопрос о путях и времени Балтийско-Беломорского морского позднеледникового соединения. В своей последней работе М. Саурамо (1958), опираясь на старые (до 1944 г.) материалы советских и финских исследователей по Онежско-Ладожскому перешейку, пришел к выводу о возможности морского соединения Белого моря с Балтикой через Онежское и Ладожское озера и через северную часть Карелии, но время этого соединения отнес к более древнему, чем время Балтийского ледникового озера у Ленинграда. Он считает, что соединение шло от Белого моря в Онежское озеро и по мере таяния ледника — в Ладогу и дальше в Балтийское море.

\* К. К. Марков (1961) считает, что именно эти осадки представляют древнейший горизонт морских отложений окрестностей Ленинграда. (Если не принимать во внимание межледниковых морских отложений. Г. Б.).

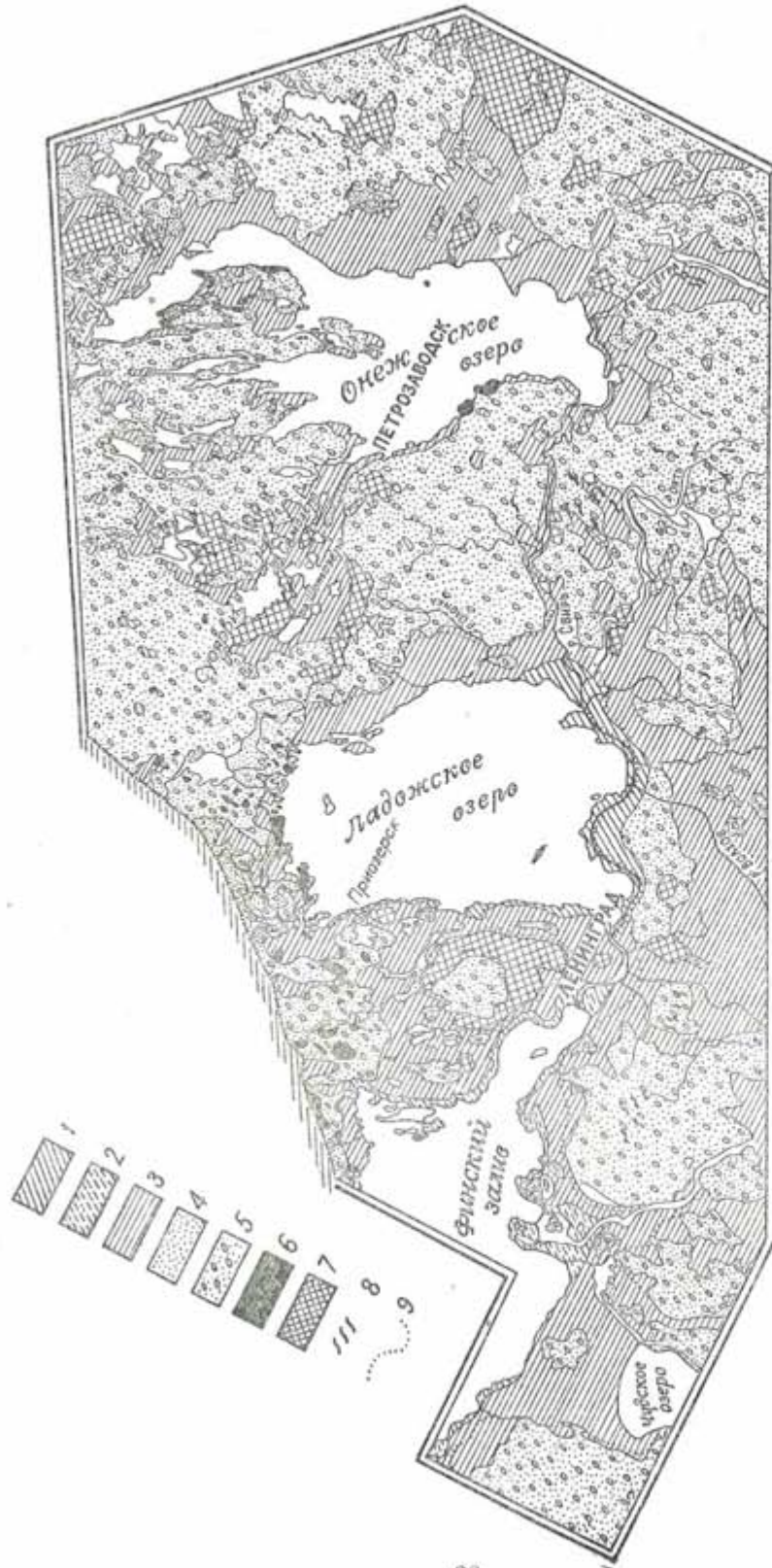


Рис. 2. Основные генетические типы четвертичных отложений и основные формы аккумулятивного рельефа юго-восточной окраины Балтийского щита. (По карте четвертичных отложений северо-запада Русской равнины, под редакцией К. К. Маркова — 1961 г. и по материалам Г. С. Бискэ — 1959 г.).

Условные обозначения:  
 1 — озерные отложения; 2 — морские отложения; 3 — отложения приледниковых озер; 4 — флювиогляциальные отложения; 5 — морена валадйского оледенения;  
 6 — дочетвертичные породы; 7 — глина; 8 — осы; 9 — граница максимального распространения Балтийского ледникового озера

Примерно такую же мысль высказал и К. К. Марков (1955), полагающий, что предположение о морском Балтийско-Беломорском соединении может относиться только к так называемому I-му Иольдиевому морю шведских авторов, существовавшему до Балтийского ледникового озера. Морские же отложения, вскрытые в одном из опорных разрезов района Ленинграда (лахтинском) относятся ко II-му Иольдиевому морю, уровень которого был значительно ниже и, следовательно, говорить о соединении Белого моря с Балтикой в эту стадию нет никакой возможности.

Районы Карелии, по которым предполагался путь морского пролива, соединявшего в позднеледниковое время эти два крупных морских бассейна, в течение ряда лет изучались Карельским филиалом АН СССР (Бискэ, Лак, 1956; Бискэ, 1959). Однако, палеонтологически доказанных отложений Иольдиевого моря и морфологических следов Беломорско-Балтийского позднеледникового морского соединения здесь не было обнаружено. Хорошо выраженные береговые валы и террасовые уступы, отмечены Б. Ф. Земляковым и И. М. Покровской (1941) на Онежско-Ладожском водоразделе, по нашим данным, являются результатом деятельности озерных вод, а не морского пролива. Об этом свидетельствует во-первых, отсутствие морфологических данных наличия пролива западнее Сямозера и в верховьях р. Олонки, а во-вторых — отсутствие палеонтологических доказательств морского характера отложений, относимых указанными исследователями к морским. Из списка диатомовых водорослей, приложенного к этой работе Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой очевидно, что в опорных разрезах у Карельской Масельги, Сулажгорского кирпичного завода, дер. Занкелицы и Окуньозера морские диатомовые встречаются лишь единично и преимущественно в обломочном состоянии, наряду с хорошо развитой пресноводной диатомовой флорой. Нашими исследованиями ряда новых разрезов Онежско-Ладожского перешейка по линии предполагаемого соединения, также установлено отсутствие морских диатомовых.

Работы К. Мельдера (K. Mölder, 1944) между Сямозером и Ведлозером, также не дали бесспорных доказательств наличия здесь морских отложений, т. к. среди обнаруженных им диатомовых водорослей в районе дер. Корза, преобладают пресноводные диатомовые и только 9 форм из 50 являются солоноводными и морскими, причем, последние встречены с количественной оценкой «единично» и «редко». У Ведлозера из 227 видов обнаружено всего два вида солоноводных и около 10 видов пресноводно-солоноводных форм. Редкая встречаемость морских диатомовых и их преимущественно обломочный характер позволяют предположить возможность переотложения их из морских отложений.

Единственным участком, для которого доказан морской характер отложений является устье р. Видлицы. И более ранними исследованиями

(Земляков, Покровская, Шешукова, 1941) и нами здесь обнаружен хорошо выраженный комплекс диатомовых. Однако, видовой состав их не имеет форм, принятых в качестве руководящих для Иольдиевого моря, а показывает удивительное сходство с комплексом форм межледниковых отложений. Правда, осадки, содержащие морскую диатомовую флору в устье р. Видлицы залегают на поверхности и только в одном месте на них была обнаружена морена, но даже, если мы на этом основании и признаем их позднеледниковый, а не межледниковый возраст, то это только докажет проникновение вод Иольдиевого моря в котловину Ладожского озера и ни в какой степени не сможет служить доказательством дальнейшей трансгрессии моря через Онежско-Ладожский перешеек. Кстати сказать, нигде больше в районе Ладожского озера нет палеонтологически доказанных иольдиевых отложений.

По данным К. К. Маркова (1961) на южном и восточном берегах Ладожского озера на озерно-ледниковых отложениях времени древнего дриаса непосредственно налегают отложения суббореальной Ладожской трансгрессии (р. Сясь), или сначала торф, перекрывающийся затем осадками этой трансгрессии, (р.р. Паша и Оять).

За последние годы Северо-Западным геологическим управлением МГ и АН проведено структурное бурение в районе Карельского и Онежско-Ладожского перешейков, вскрывшее во многих местах всю толщу четвертичных отложений до подстилающих пород.

На Карельском перешейке осадки древнего голоцена, представленные преимущественно ленточными глинами, супесями и суглинками, были вскрыты как близ побережья Финского залива, так и в центральной части перешейка. Все они отложены в приледниковых озерах и характеризуются пылевыми спектрами с явно выраженным преобладанием березы в более раннюю стадию существования приледникового бассейна и сосны — в более позднюю, субарктическую стадию (Маласова, 1959). К верхам древнего голоцена относятся отложения Иольдиевого моря также заново вскрытые на Карельском перешейке. По данным Е. А. Маласовой (1960) накопление нижних слоев этих отложений происходило в условиях арктического климата, когда здесь существовала приледниковая растительность, верхних — в условиях субарктического климата.

Таким образом, новыми данными подтверждается возможность соединения Ладожского озера с Балтикой во время I-го Иольдиевого моря, что же касается Онежско-Ладожского водораздела, то здесь нет уверенности в наличии такого соединения. Буровые скважины, прошедшие толщу четвертичных отложений в районе Шуйской депрессии (возможной линии соединения по Б. Ф. Землякову и И. М. Покровской) и на территории г. Петрозаводска, не вскрыли морских отложений времени древнего голоцена. Большинство разрезов показывает, что древнеголоценовые отложения, перекрывающие верхнюю мо-

рену, представлены осадками озерно-ледникового или флювиогляциального генезиса.

Исследования на Онего-Беломорском водоразделе (В. С. Шешуковой, 1937, 1939, 1949; Г. И. Горецкого, 1951; Бискэ и Лака, 1956; Бискэ, 1959 и др.) показывают, что и здесь не было обнаружено отложений, морской генезис которых доказан палеонтологически, а следовательно, пока нет доказательств о прохождении морских вод Балтийско-Беломорского пролива по этой территории.

Таким образом, имеющиеся материалы показывают, что если возможно проникновение морских вод из Балтики в котловину Ладожского озера в позднеледниковое время, то дальнейший путь их движения неясен. Существование морского пролива между Ладожским и Онежским озерами в северной части Онежско-Ладожского перешейка (вдоль депрессии реки Шуи) не доказано палеонтологически, также как и распространение вод Белого моря на юг до Онежского озера. Однако, возможно, во время I-го Иольдиевого моря соединение Ладожского озера с Финским заливом и, более позднее, соединение Белого моря с Ботническим заливом через северные районы Карелии (Cleve-Euler, 1946—1948). По линии же от Белого моря до Ладожского озера через Беломорско-Онежский и Онежско-Ладожский водоразделы существовали, по-видимому, локальные приледниковые озера, имевшие сток своих вод в море, но не соединявшиеся с последним морскими проливами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бискэ Г. С. и Лак Г. Ц.: 1956. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Труды Карело-Финского филиала АН СССР, вып. III.
- Бискэ, Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госиздат Карельской АССР, Петрозаводск.
- Вигдорчик, М. Е.: 1962. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Прильмения. Вопросы стратиграфии четв. отл. Северо-Зап. Европейской части СССР. Гостоптехиздат, Ленинград.
- Вигдорчик, М. Е., Малаховский, Д. Б., Саммет, Э. Ю.: 1962. О стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской платформы. Вопросы стратиграфии четв. отл. Сев.-Зап. Европ. части СССР. Гостоптехиздат, Ленинград.
- Горецкий, Г. И.: 1951. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения. Изв. Всес. Географ. Общ. № 2.
- Горецкий, Г. И.: 1949. Карельское межледниковое море. Вопросы географии. Сб. 12. Москва.
- Земляков, Б. Ф.: 1939. Четвертичные отложения Карельской АССР. Труды сов. секции междунар. ассоциации по изучению четвертичного периода в IV.
- Земляков, Б. Ф., Покровская, И. М. и Шешукова, В. С.: 1941. Новые данные о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Труды Сов. Секции Межд. Ассон. по изуч. четверт. периода, вып. V.
- Знаменская, О. М.: 1959. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. ДАН СССР, т. 129, № 2.
- Знаменская, О. М., Черемиснинова, Е. А.: 1962. — Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. Вопросы



- стратиграфии четв. отл. Сев.-Зап. Европ. части СССР, Гостоптехиздат, Ленинград.
- Лаврова, М. А.: 1939. Фауна моллюсков Петрозаводского морского постплиоцена. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. IV.
- Лаврова, М. А.: 1939. К вопросу о возрасте морских межморенных отл. г. Пет-ска и р. Мги. Тр. Сов. секции Межд. Ассоц. по изуч. четв. периода, вып. IV.
- Лаврова, М. А.: 1946. О географических пределах распространения Бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Инст. Географии, в. XXXVII.
- Лаврова, М. А., Гричук, М. П.: 1960. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. ДАН СССР, т. 135, № 6.
- Лаврова, М. А.: 1962. Основной разрез отложений верхнего плейстоцена Ленинградского района. Вопросы стратиграфии четв. отл. Сев.-Зап. Европ. части СССР. Гостоптехиздат, Ленинград.
- Малясова, Е. С.: 1959. Палеоботаническая характеристика голоценовых отложений Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений. Издат. ЛГУ, Ленинград.
- Малясова, Е. С.: 1960. Результаты применения спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского п-ва, Карелии и Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четв. и трет. отлож. Издат. ЛГУ, Ленинград.
- Марков, К. К.: 1930. Геохронологическое изучение ленточных осадков в Северо-Западной обл. Бюлл. Комис. по изуч. четв. пер. № 2.
- Марков, К. К.: 1931. Геохронологические исследования в Южной Карелии. Природа № 5.
- Марков, К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Труды Главн. геолого-развед. управления ВСНХ СССР, вып. 117.
- Марков, К. К.: 1933. Иольдиевое море и проблема позднеледниковой Балтийско-Беломорского пролива. I. Изв. Географ. общ. XXV, вып. 5.
- Марков, К. К.: 1933. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. IV, вып. 1.
- Марков, К. К.: 1935. Иольдиевое море и проблема позднеледниковой Балтийско-Беломорского пролива. Известия ГГО т. 67 в. 1.
- Марков, К. К.: 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географиз.
- Марков, К. К.: 1961. Стратиграфия голоцена и позднеледниковья. В кн. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. Изд. АН СССР, Москва.
- Можейко, Е. М.: 1934. Межледниковые отложения Петрозаводска. Труды комиссии по изучению четвертич. периода, т. IV, в. 2.
- Покровская, И. М.: 1937. Результаты анализа пыльцы древесных пород подморенных отложений на р. Неглинке. Труды Сов. секции Междунар. Ассоц. по изучению четверт. периода, вып. III.
- Покровская, И. М.: 1939. Палеоботаническая характеристика морской подморенной толщи в г. Петрозаводске. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертич. периода, вып. IV.
- Черемисинова, Е. А.: 1959. Палеогеография Мгинского моря (на основе данных диатомового анализа). ДАН СССР, т. 129, № 2.
- Черемисинова, Е. А.: 1960. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге, Ленинградской области. Бюлл. комиссии по изучению четверт. периода, вып. 25.
- Шешукова, В. С.: 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отлож. Центральной Карелии в связи с вопросами о генезисе последних. Тр. Ком. по изуч. четв. периода, V, в. I.

- Шешукова, В. С.: 1939. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска. Тр. Сов. секции Межд. Ассоц. по изуч. четв. периода, в. IV.
- Шешукова, В. С.: 1949. Диатомовые водоросли иловых отложений и подстилающих их глин из озер Онега-Беломорского водораздела. Тр. ЛОБ, LXIX, 3.
- Яковлев, С. А.: 1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. научно-мелнораз. ин-та, вып. VIII—XIII.
- Яковлев, С. А.: 1934. К вопросу об Иольдиевом море в Балтике и соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. Геогр. общ. т. XXVI в. 2.
- De Geer, G.: 1894. Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., 16.
- Cleve-Euler, A.: 1946—48. Zur Geographie der Eiszeit und zur spätglazialen Entwicklung des Nordens, besonders Schonens. Bull. of the Geol. Inst. of the University of Uppsala, vol XXXII, pp. 65—104.
- Lundqvist, G.: 1928. Studier i Ölands myrmaskers. Arsbok, 22.
- Mölder, K.: 1944. Das karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. Comm. géol. de Finlande, No. 132.
- Munthe H.: 1929. On the late-Quaternary history of the Baltic. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., vol. 46, No 1—2.
- Munthe, H.: 1931. Geokronologien och isrecessionen i Fennoskandia än en gång. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 51, H. 1.
- Ramsay, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandseises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, Bd. 50, No 5.
- Sauramo, M. 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalainen Tiedekatemia A. III, Geologica—Geographica, No. 51.
- Tomasson, H.: 1927. Sydsvenska nivåförändringar. II. Baltiska Tidsdestämningar och Baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 49.

[Поступило: 16.2.1963 г.]

## ON THE QUESTION OF THE BALTIC SEA DEVELOPMENT DURING THE PRE-WÜRM (-VALDAI) AND POST-WÜRM TIMES IN KARELIA AND THE LENINGRAD REGION

by

G. S. BISKE

SUMMARY

New data on the Pleistocene history of the Baltic Sea have been received during the last years (1959—1962). They have confirmed the previously existing opinion on the comparison between the Mga transgression, (Karelia, Leningrad district), West-European Eemstransgression and Boreal transgression of the North of Eurasia. Spreading to the South waters of the Mga transgressions reached the Valdai Uplands and on their way to the East they crossed lakes Ladoga and Onega and joined the Boreal transgression waters. The last inland-ice overlapped the whole of the territory under consideration and it partially destroyed the deposits of the Mga Sea. Ice melting was rather quick in the East.

Lake Onega was the first that was freed from the ice and Ladoga Lake was the second one. Long after ice remained in the narrow belt northward of clint in the Leningrad district.

As the depressions became free from the ice they were successively filled with the glacial meltwaters. The earliest glacio-lacustrine basin was formed in the Onega basin. Its maximum level reached 120—125 m. a. s. l. The levels of the other glacio-lacustrine basins were lower and they were defined by the local threshold of the outlet. Finally the single ice-dammed lake was formed, which occupied the territory free from ice, i. e. a part of the Gulf of Finland, Chudskoye Lake, Ladoga Lake and possibly lake Onega. The level of this lake sank irregularly until it reached the Baltic Ice Lake level which was separated from the Ocean by one threshold of the outlet.

The problem of the Late-glacial Baltic-White Sea marine connection is not solved. No deposits were discovered in Karelia the Late-glacial age of which could be proved paleontologically. New data have been received due to deep drilling. They confirm the possibility of sea connection between Ladoga Lake and the Baltic Sea in the period of I Yoldia Sea. Still there are no facts which could prove passing of the sea waters over Onega-Ladoga watershed into Ladoga Lake and further into the Baltic Sea.

It is possible that there were local glacial lakes here which had outlets into the sea though they did not join the sea through gulfs.

#### ZUR FRAGE DER OSTSEEENTWICKLUNG WÄHREND DER VOR- UND NACHWÜRMZEIT (-WALDAIZEIT) IM BEREICH VON KARELIEN UND DES GEBIETES VON LENINGRAD

VON

G. S. BISKE

#### ZUSAMMENFASSUNG

In den letzten Jahren (1959—1962) wurden neue Materialien über Pleistozän Geschichte der Ostsee erhalten. Sie bestätigten eine schon früher existierende Vorstellung über die Gegenüberstellung der interglazialen Transgression von Mga (Karelien, Leningrader Gebiet) mit der Eemstransgression der Westeuropa und mit der Borealtransgression des Nordens von Eurasien. Die Gewässer der Mga-Transgression verbreiteten sich nach Süden bis zur Waldaihöhe, und am Osten — durch Ladoga- und Onegasee — vereinigten sie sich mit den Gewässern der Borealtransgression.

Das Eis der letzten Vereisung hat das ganze berücksichtigte Territorium bedeckt und die Mga-Meeresablagerungen teilhaft vernichtet. Der Rückzug des Inlandeises verlief schneller im Osten. Als erstes befreite sich der Onegasee, darauf der Ladogasee. Am längsten hat das Eis in

Leningrader Gebiet an dem schmalen Streifen, nördlich Glint aufgehalten. Während der Befreiung der Depressionen von dem Eis wurden sie konsequent mit der Schmelzwässer angefüllt. Der früheste Eisrandsee hat sich an der Stelle des Onega Beckens gebildet. Sein Höchsthöhe erreichte 120—125 m. ü. d. M. Bei allen folgenden Eisrandbecken sind die Niveaus niedriger gewesen und wurden durch lokale Abflussschwelle bestimmt. Endlich entstand ein gedammter Eisrandsee, der den eisfreien Teil des Finnischen Busens, den Peipussee, Ladoga- und vielleicht Onegasee überflutete. Das Niveau dieses Sees senkte sprunghaft, bis es das Niveau des Baltischen Eissees erreichte, der vom Ozean nur durch eine einzelne Abflussschwelle getrennt war. Die Frage der spätglazialen Ostsee-Weissmeereschen Meerverbindung ist noch nicht gelöst. In Karelien wurden bisher keine Ablagerungen aufgefunden, deren spätglaziales Alter paleontologisch beweisen würde. Die neuen Ergebnisse, die Dank der Tiefbohrung erhalten wurden, haben die Möglichkeit der Verbindung des Ladogasees mit dem Ostsee zur Zeit des Yoldiameres bestätigt, aber es gibt bis jetzt keine Tatsachen, die einen Überlauf der Meergewässer durch die Onega-Ladogawasserscheide in den Onegasee und ferner in die Ostsee beweisen.

Es existierten hier anscheinend die lokalen Eisrandseen die einen Abfluss ins Meer hatten, aber standen mit dem Meer in unmittelbaren Verbindung nicht.

ABSOLUTE CHRONOLOGY  
OF THE LATE QUATERNARY BALTIC

A review of Swedish investigations

by

ERIK FROMM, Stockholm

INTRODUCTORY REMARKS

The new results of the radiocarbon method have in many respects introduced new concepts in Quaternary geology. The generally accepted scheme of the Baltic development, however, as established in its main lines by H. Munthe and Gerard de Geer more than half a century ago, has remained remarkably unaffected by the new datings. The reason is, that G. de Geer's varve chronology (6), (7) already in the beginning of this century offered a chronological frame, which now has been proved correct in all essential respects.

Therefore, a discussion of some principal features of the classical Swedish varve chronology is not of only historical interest, but will be of actual importance when comparing old and new results.

The confirmation of the varve chronology in the recent years has been achieved in two ways. With aid of new boring devices a complete and independent remeasurement of the Late-glacial varve chronology has been carried out in Sweden. Radiocarbon datings of the Late-glacial climatic stages agree within the limits of measuring errors with the ages obtained through varve chronology.

The stages of the Baltic can now be dated in different ways: from the varve chronology, either directly, when the Baltic development can be traced in the clay stratigraphy, or indirectly through pollen and diatoms from varved sediments. And finally, the „classical“ method of determining the isolation of lake and peat bog basins from the Baltic through diatom analysis will achieve new and accurate results in combination with radiocarbon datings of the strata.

THE CONNECTION OF THE VARVE CHRONOLOGY AND HISTORIC TIME.  
THE ZERO-YEAR OF THE SWEDISH VARVE CHRONOLOGY

G. De Geer's original attempt to extend his Late-glacial varve chronology into recent time through counting Postglacial varves in the Indalsälven valley at Ragunda up to the artificial drainage of the Ragunda Lake in 1796 failed due to the fact, that the lake basin was completely filled by sediments already thousands of years earlier (Caldenius, 3). In the adjacent Ångermanälven valley R. Lidén (20) succeeded in combining a complete series of Postglacial varves, deposited due to the pronounced seasonal variations of the water flood also after the complete disappearance of the land-ice. The oldest varves are connected with the Late-glacial varves at Ragunda. The youngest varves measured at Ångermanälven form the surface of delta terraces, elevated 10.2 m above the present sea level through the land elevation. The historical age of these terraces, about 900 A. D. and thus the age of the youngest varves exposed, could then be calculated within narrow limits ( $\pm 100$  years) by aid of the geologically and historically known speed of the land elevation. Only in this indirect way could R. Lidén add the last thousand years to the time-scale. All varve datings, Postglacial or Late-glacial, are thus affected by this remaining uncertainty.

Another chronological error depends on the fact, that the Postglacial river-sediment varves generally are not quite as distinct as the glacial ones. Thus it is possible to obtain a reliable stratigraphical connection of the Postglacial varve series, but there may remain doubt in some cases about the counting of the single years in the profiles. A year with very low summer flood may coalesce with neighbouring varves, and years with exceptional autumn floods in addition to the summer flood may perhaps appear as two indistinct varves. As R. Lidén has not yet had opportunity to publish his material in full, the consequences cannot be discussed in detail, but it is reasonable to assume an uncertainty in the chronology of the 7500 Postglacial varves counted of something like another 100 years. In total, the Late-glacial varve datings, expressed in historical age, may have an error of one or two centuries. The importance of this inherent uncertainty is obvious, when varve datings are compared with radiocarbon ages.

The zero varve of the Swedish Late-glacial varve chronology, according to the definition of G. de Geer, is the drainage of the great ice-dammed lake in central Jämtland through the Indalsälven valley, marking the bipartition of the remaining land ice in Northern Sweden. R. Borell and J. Offerberg (2) carried out a thorough revision of the varve series along the Indalsälven valley. They demonstrated that G. de Geer (7) had interpreted two different varves as the final bipartition varve. The older varve (type locality Dövikén) is the thickest and best developed and was consequently chosen as varve zero by R. Borell and J. Offerberg. The exact age difference to the thinner, younger varve (type

locality Vikbäcken) is somewhat uncertain due to disturbances in the relevant varve series: E. H. de Geer (8) counts 84 years, C. Caldenius (5) 78 years. The varve series at Indalsälven are firmly connected with the Ångermanälven series mentioned above, and in this way they are dated in historic time. The older varve (Dövikén, zero of Borell and Offerberg) corresponds c. 6923 B. C., the younger varve (Vikbäcken, zero according to E. H. de Geer) c. 6839 B. C. The two possibilities are only a matter of definition and counting. If the older varve is defined as zero, the time-scale of the Late-glacial varves will be correspondingly shorter, and the ages expressed in historic time are not affected.

R. Borell and J. Offerberg's investigations have caused a prolonged discussion concerning the zero year. E. H. de Geer has repeatedly advocated the younger drainage varve as the true zero year (8, with references). According to C. Caldenius (50) and Erik Nilsson (27) the older varve corresponds most closely to Gerard de Geer's original concept of the bipartition varve.

When defining the zero year, G. de Geer gave a description, drawn from both varves, which he regarded as one and the same. The „bipartition“ of the land-ice may also be a rather schematical definition of a complicated process of deglaciation (Jan Lundqvist, 23). Under such conditions it seems to the present writer, that the choice between the two varves is rather arbitrary. The older varve, however, is the best developed, and the only one, which could be quite exactly dated at the revision work of R. Borell and J. Offerberg. It seems therefore reasonable that B. Järnefors (17) and Erik Nilsson (26), (27) have followed these investigators in using the older, great drainage varve as zero.

#### REVISION OF THE SWEDISH VARVE CHRONOLOGY

About 1950 the Swedish Geotechnical Institute succeeded in constructing a new boring device for very long undisturbed sample cores in clayey sediments (soil sampler with metal foils, 18). It now became possible to take coherent varve profiles through the thick clay strata in the middle of the clay plains. The geochronological field work was formerly confined to shallow diggings, brickyards, occasional foundation pits, and river bluffs.

The new sampling method soon showed its great advantages. New local varve investigations in Southern Sweden (Erik Nilsson, 25) and the Uppsala region (Järnefors, 16) were soon extended to a coherent remeasurement of the varve chronology from Northern Sweden to Scania.

B. Järnefors (17) has investigated the range from Indalsälven with the varve series of R. Borell and J. Offerberg (2) to the Uppsala region. The ice recession from Uppsala to Indalsälven (Ragunda),

according to G. de Geer, required 900 years, according to B. Järnefors—R. Borell—J. Offerberg 919 years\*. The dating of the ice border at Uppsala would be c. 7739 B. C. (G. de Geer), or 7842 B. C. (B. Järnefors).

Erik Nilsson has continued his chronological work from the Stockholm region to Northern Scania (26), (27). An ice border in southern Halland and northern Scania, according to G. de Geer 3341 years before his zero or c. 10 170 B. C., is dated by Erik Nilsson to 3216 before zero or about 10 179 B. C. The small adjustments of G. de Geer's main time scale, proposed by B. Järnefors and Erik Nilsson, have rather the character of confirmations.

The new varve datings have important bearings upon the Baltic development, and will be discussed below.

#### VARVE DATINGS OF THE BALTIC ICE LAKE AND THE YOLDIA SEA

The oldest stages of the Baltic Ice Lake and the supposed old marine stages of the Baltic with connections to the White Sea, or through Öresund (the Lomma stage, Erik Nilsson, 27) cannot yet be placed with certainty into the Swedish chronology. Erik Nilsson assumes an age for the marine Lomma stage in the southern Baltic before 10 600 B. C. Later, a series of older Baltic Ice Lake shorelines, connected with different drainages to the west, begin about 10 300 B. C. Finally the Baltic Ice Lake and ice-dammed lakes in the Vättern-Billingen region coalesced into a vast Baltic ice-dammed lake. In the region east of Billingen C. Caldenius (4) succeeded in identifying the drainage varve, deposited when Baltic Ice Lake was drained to the ocean level at the northern end of Billingen. Erik Nilsson now has been able to fix this drainage varve into his varve chronology. The age is 1382 years before zero, or c. 8305 B. C. This dating approximately corresponds to the climatic amelioration at the end of the Central Swedish—Salpausselkä stage, most probably correlated with the transition from Younger Dryas to Pre-boreal time. The varve dating is therefore indirectly supported by the radiocarbon dating of this transition (Iversen, 13) to  $8550 \pm 350$  B. C.

G. de Geer, however, had connected the drainage at Billingen with the marked transition in the Stockholm region from older freshwater varves (diatactic, M. Sauramo, 31) into saltwater varves (symminct), dated to 1073 before zero, or about 7911 B. C. Erik Nilsson now places this easily recognizable change of varve facies at 1092 before zero, or c. 8015 B. C., in other words 290 years later than the drainage at Billingen. The influx of salt water into the Baltic after the drainage of the Baltic Ice Lake did not start immediately, but was impeded by the enor-

\* When redrawing his varve diagrams for final publication, B. Järnefors has made a correction. The varves at Uppsala are 10 year younger than stated in the preliminary publication (personal communication). All varve datings given here are adjusted according to this correction.

mous outflow of meltwater from the Baltic basin. When the ice recession finally reached the Hjälmarén—Mälaren depression, a sufficient broad and deep connection between the Atlantic and the Baltic was established, and salt water could stream eastwards. This idea was expressed already by C. C a l d e n i u s (4), and has now been verified.

A very close corroboration of this part of the Swedish varve chronology is obtained by S a u r a m o's varve measurements (31) in Southern Finland. According to M. S a u r a m o, a change of varve facies, due to salt-water influx, took place 292 years after the recession from the second Salpausselkä. This recession is regarded contemporary with the lowering of the level of the Baltic due to the drainage at Billingen.

The Yoldia stage got its name from fossil *Portlandia (Yoldia) arctica* found in varved clay in the Stockholm region, younger than the transition from freshwater to saltwater facies. Thus the first appearance of *Portlandia arctica* in the Baltic basin thus does not coincide with the drainage at Billingen, but is c. 300 years later. *Portlandia* disappeared again in the Mälaren valley already after about 100 years. The salt-water influence, however, lasts longer, as shown below. The later phases of the Yoldia Sea in a wider sense are called the Echeneis Sea (formerly the Rhabdonema Sea) by M. S a u r a m o (32), using a term introduced by H. T h o m a s s o n.

#### THE ANCYLUS LAKE

The last marine influence in the Baltic at the end of the Yoldia Sea, and the transition to the Ancylus Lake cannot be determined directly in the varve chronology. S. F l o r i n (9) has demonstrated, that a pollen niveau corresponding to the limit between the preboreal pollen zone IV (J e s s e n, 14, 15) and the Boreal zone V coincides with a drainage varve slightly before zero of the varve time scale, identified in a submarine sampling core of clay from the Bothnian Bay. This pollen zone limit, in its turn, coincides approximately with the disappearance of salt-water diatoms and the preponderance of fresh water diatoms of the Ancylus flora in Bothnian clay profiles in Northern Finland (M ö l d e r, 24) and in Norrbotten, northernmost Sweden (F r o m m, 12). M. S a u r a m o (32) places his Echeneis stage even later, within the zone V. The transition Yoldia-Ancylus therefore cannot be placed earlier than slightly before the zero of the varve chronology, with other words about 7000 B. C.

At the end of the Ancylus Lake there appears at some places slight indications of a brackish water influence in the Baltic (the Mastogloia stage). This stage, however, is not very distinct, and is difficult to define exactly from a chronological point of view. An attempt to distinguish a separate Mastogloia stage is made by S. F l o r i n (9). The real break in the macro- and microfauna and- flora of the Baltic occurs, however, with the immigration of the typical brackish and salt-water Litorina fauna and flora. At this point the Litorina Sea in its real sense begins.

#### THE LITORINA SEA

An earlier common dating for the beginning of the Litorina Sea was c. 5500 B. C. obtained by an approximate interpolation between young stages of the Litorina Sea, dated archaeologically by neolithic shore settlements, and the late glacial stages of the Baltic, connected with the varve chronology. E. F r o m m (11) presented a pure geological dating. Through diatom analysis of R. L i d é n's (20) Postglacial varve series in Ångermanland, the end of the *Ancylus* diatom flora and the beginning of the Litorina diatoms were dated slightly before 5000 B. C. As seen below, this dating corresponds closely to ages, recently obtained by radiocarbon determinations.

#### RECENT RADIOCARBON DETERMINATIONS OF THE SHORE LINE DISPLACEMENT IN THE BALTIC BASIN

An exhaustive survey of radiocarbon datings in the Baltic area is already given by L. R. S e r e b r y a n n y i (1). Only samples with direct application on the Baltic development will be summarized here.

During the Yoldia and Ancylus stages the water level of the Southern Baltic was considerably lower than the present. This is confirmed by datings of pine stumps from 35—38 m depth at Käseberga and Karlskrona, dated  $7375 \pm 120$  B. C. and  $7145 \pm 120$  B. C., respectively (G. L u n d q v i s t, 21), and by submarine peat at Sörevik near Karlskrona (4—7 m below sea-level), dated  $7040 \pm 140$  B. C. The last locality is pollenanalytically determined to the transition of T a g e N i l s s o n's (28) zones IX/VIII (=J e s s e n IV/V), thus confirming the dating given above for the transition Yoldia (in a wider sense) — Ancylus (T a g e N i l s s o n, 29). Peat on the bottom of Öresund at Limhamn near Malmö, from T a g e N i l s s o n's zone VI (=J e s s e n VII) is dated  $5945 \pm 115$  B. C. and  $6040 \pm 115$  B. C. The peat represents the later part of the Ancylus time, and is covered by the transgression sediments of the Litorina Sea (P e r s o n, 30).

In connection with these datings may be mentioned the Danish investigations from the bottom of the Great Belt, where K r o g (19) has shown a freshwater transgression, in a depth 23—28 m below the sea level, beginning in zone V (J e s s e n), with radiocarbon age  $6600-6610 \pm \pm 140$  B. C., and continuing into the early zone VII. This transgression perhaps reflects the drainage of the Ancylus Lake over the Darss threshold. Another dating with a certain bearing on the Ancylus Lake is the rise of the alder curve in the pollen diagrams, marking the zone transition V/VI (J e s s e n) or VIII/VII (T a g e N i l s s o n). This pollenanalytical age was supposed to be contemporary with the Ancylus maximum (AG) but is now considered to be younger (cf F l o r i n, 9). There is no full agreement of the radiocarbon datings. E. F r o m m (11) dated the beginning of the alder curve at Ångermanälven through pollen analysis of

R. Lidén's Postglacial varves to c. 6350 B. C. Not far from this locality C. Wenner (33) has a radiocarbon dating of the alder curve  $7150 \pm 120$  B. C. in a peat bog at Hällesjö, south of Ragunda. However, in peat bogs at Adak in Swedish Lapland (21) and at Viskan River in Halland, Southern Sweden (34), there are radiocarbon datings of the beginning of the alder curve, more closely corresponding to the varve chronology,  $6620 \pm 125$  B. C., and  $6550 \pm 110$  B. C., respectively. The

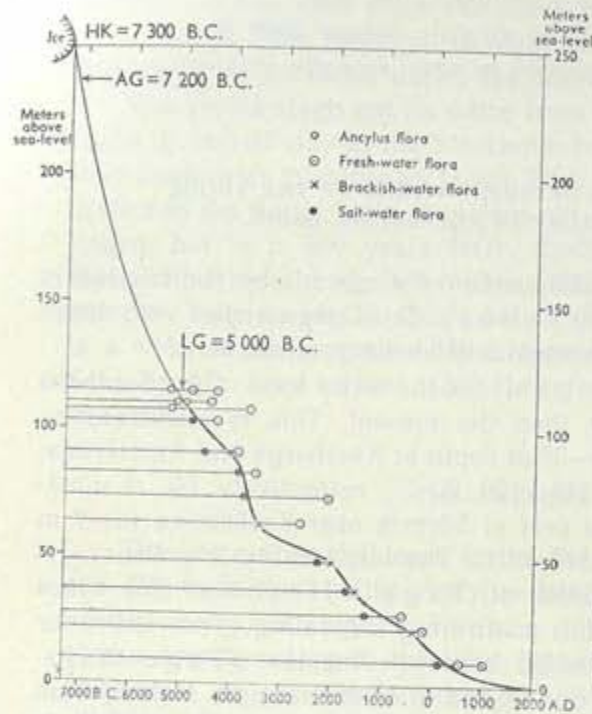


Fig. 1. The upwarping of land in northern Hälsingland, determined by radiocarbon datings of lake sediments. HK: the highest shore line, AG: the Ancyliis limit. After G. Lundqvist (22)

samples mentioned from the Great Belt (19), belonging to zone V (Jessen) well before the zone limit V/VI, support a dating of about 6500 B. C. for the latter pollenanalytical level in Southern Sweden\*.

Direct radiocarbon datings of shore lines have met difficulties. The datings are based upon peat or other organic deposits, covered by shore gravel or sand from the shore banks. There may, however, be a considerable age difference between the organic deposit and the formation of the shore. In some cases the ages thus obtained are in general agreement with ages estimated by other methods, or at least only slightly older than the real formation of the shore, namely the Ancyliis beach at Fröjel, Gotland,

\* When the ms. had already been delivered for printing, I received M. Salmi's recent investigation "Radiocarbon determinations from the bog profile of Lapaneva, Kihniö, Western Finland" (Bull. Comm. Géol. Finlande no 204, 1962). The radiocarbon datings given (pollen zone IV [Jessen]  $7900 \pm 320$  B. C. and zone V  $19150 \pm 200$  B. C.) agree with the dating of zone IV in Sweden, and do not support a dating of the zone limit V/VI earlier than given in this review.

Table I.

Age determinations of Baltic events

Climatic zones	Pollen zones		Baltic stages	Ages B. C.
	Tage Nilsson (28)	K. Jessen (14) (15)		
Atlantic	VI	VII	Litorina	— 5000 First Litorina transgression (10) (21). — 5100 Transition Ancyliis-Litorina (11) (22). — 6000 Peat in the Oresund (30).
	VIII	VI	(Mastogloia)	
Boreal	VIII	V	Ancyliis	— 6500 Beginning of the alder pollen curve (11) (21) (33) (34). — 6923 Zero year of the Swedish varve chronology (2) (5) (7) (8) (17) (20) (27). — 7000 Transition Yoldia-Ancyliis (9) (12) (24) Submarine peat at Karlskrona (29). — 7145 Trunks at 35—38 m depth in the South Baltic (21). — 7375 Influx of salt water to the Stockholm region (7) (26) (27). — 8015 Drainage of the Baltic Ice Lake (4) (26) (27). — 8305 Central Swedish Moraines (26) (27). — 8900
	IX	IV	(Echeneis)	
Pre-Boreal	X	III	Yoldia	
	XI	II	Baltic Ice Lake	— 9020—9080 End of the Alleröd Period (13)

7235±130 B. C. and the Litorina beach at Ramsås, Kalmar, 5075±110 B. C. The dating of the Litorina transgression is supported by radiocarbon ages of lagoon ooze from the first Litorina maximum in Södermanland, 4870±120 B. C., 5020±120 B. C., and 4990±130 B. C. (10). The younger transgressions of the Litorina Sea are reflected in the date of a Ertebölle neolithic settlement, covered by shore gravel inside the complex Litorina shore bank „Järavallen“, at Limhamn near Malmö, 3360±210 B. C. (29).

The chronology of the shore displacement and its relation to the Baltic stages are perhaps most exactly and unambiguously studied by the classical method of determining the isolation of lake or peat bog basins from the Baltic by diatom analysis, but with the often rather difficult and vague pollenanalytical dating replaced by radiocarbon dating. Preliminary results of the first systematic survey of this kind are now published by G. Lundqvist (22) from Hälsingland, Northern Sweden, with a graph of the shore displacement (Fig. 1). On each locality, plotted in the diagram by its present height above the sea level, are marked the radiocarbon ages and the diatomological characters of the Baltic and lake strata, and the shore displacement curve is drawn at the transitions between Baltic and lake deposits. This important investigation confirms further the age of the Litorina-Ancylus transition to about 5000 B. C., and suggests retardations in the downward shore displacement at about 5000—4000 B. C. and at 3000—2000 B. C.

#### SUMMARY

The results of the old, „classical“ methods, and of the radiocarbon datings support another, and give a coherent time scale for the development of the Baltic. There may remain uncertainties concerning single datings, but taken together they form a logical system, with rather narrow limits of possible errors, especially evident from a table.

#### REFERENCES

Abbreviations: GFF: Geologiska Föreningens Förhandlingar, Stockholm.

SGU: Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm.

- 1 Серебрянный, Л. Р.: 1961. К палеогеографии голоцена в районе Балтики. — Вопросы голоцена, АН СССР — АН Литовской ССР, Вильнюс 1961.
- 2 Borell, R. and Offerberg, J.: 1956. Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergforsen och Ragunda. — SGU Ser. Ca no 31.
- 3 Caldenius, C.: 1924. Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi. — SGU Ser. Ca no 12.
- 4 Caldenius, C.: 1944. Baltiska issjöns sänkning till Västerhavet. — GFF Bd 66.
- 5 Caldenius, C.: 1960. The zero-year varve of the Swedish geological time-scale. — GFF Bd 82.
- 6 De Geer, Gerard: 1912. A geochronology of the last 12000 years. — Int. Geol. Congr. XI Stockholm 1910, Comptes Rendu I.

7. De Geer, Gerhard: 1940. Geochronologia Suecica Principes.—K. Svenska Vetensk. Akad. Handl. 3dje Ser. Bd 18 : 6.
8. De Geer, Ebba Hult: 1960. Das wahre Null—Warw der Zeitskala von G. De Geer. — Eiszeitalter und Gegenwart, 10.
9. Florin S.: 1944. Havsstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I. Allmän översikt. — GFF Bd 66.
10. Florin, S.: 1959. Hagtorp. En prekeramisk kvartärförande fångstboplats från tidig Litorina-tid. — Tor 1959, Medd. fr. Inst. f. nordisk fornkunsk. v. Uppsala Univ.
11. Fromm, E.: 1938. Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatomeen-analysen aus Angermanland.—GFF Bd 60.
12. Fromm, E.: 1949. Datering av den senglaciala utvecklingen i Norrbottens kust-land. — GFF Bd 71.
13. Iversen, Johs: 1953. Radiocarbon dating of the Allerød period. — Science, v. 118, p. 9.
14. Jessen, K.: 1935. Archaeological dating in the history of North Jutland's vegeta-tion. — Acta Archaeol. 5 : 3.
15. Jessen, K.: 1938. Some West Baltic pollen diagrams. — Quartär I. Berlin.
16. Järnefors, B.: 1956. Isrecessionen inom Uppsalaområdet. — GFF Bd 78.
17. Järnefors, B.: 1960. The time-scale from the mouth of the Indalsälven river to the Uppsala region. — In B. Järnefors and E. Fromm: Chronology of the ice recession through middle Sweden. Int. Geol. Congr. XXI Norden. Report. Part IV.
18. Kjellman, W., Kallstenius, I. and Wager, O.: 1950. Soil sampler with metal foils. Device for taking undisturbed samples of very great length. — R. Swed. Geotechn. Inst. Proc. no. 1.
19. Krog, H.: 1960. Post-glacial submergence of the Great Belt dated by pollen analysis and radiocarbon. — Int. Geol. Congr. XXI Norden. Report Part IV.
20. Lidén, R.: 1938. Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Angermanland. — GFF Bd 60.
21. Lundqvist, G.: 1957. C 14-analyser i svensk kvartärgeologi 1955—57. — SGU Ser. C no. 557.
22. Lundqvist, G.: 1962. Geological radiocarbon datings from the Stockholm sta-tion. — SGU Ser. C no. 589.
23. Lundqvist, Jan: 1959. Issjöar och isavsmältning i östra Jämtland. — SGU Ser. C no. 573.
24. Mölder, K.: 1946. Zwei Tonprofile aus Süd—Pohjanmaa. — Bull. Comm. Géol. Finlande, no. 138.
25. Nilsson, E.: 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia.—GFF Bd 75.
26. Nilsson, E.: 1960a. Recession of the land-ice in Sweden during the Allerød and the Younger Dryas ages. — Int. Geol. Congr. XXI Norden. Report Part IV.
27. Nilsson, E.: 1960 b. Södra Sverige i senkvartär tid.—GFF Bd 82.
28. Nilsson, T.: 1935. Die pollenanalytische Zonengliederung der spät — und post-glazialen Bildungen Schonens.—GFF Bd 57.
29. Nilsson, T.: 1959. Aktuella utvecklingslinjer inom svensk allmän kvartärgeo-logi. — GFF Bd 81.
30. Persson, G.: 1962. En transgressionslagerföljd från Limhamn. — GFF Bd 84.
31. Sauramo, M.: 1923. Studies on the Quaternary varve sediments in Southern Finland. — Bull. Comm. Géol. Finlande, no 60.
32. Sauramo, M.: 1958. Die Geschichte der Osisee.—Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 51.
33. Wenner, C. G.: 1960. Deposition and erosion in the Indalsälven valley. — Ymer, 80 Årg. Stockholm.
34. Wenner, C. G.: 1962. Exkursionen Łódź—Tatra.—INQUA-kongressen i Polen 1961. GFF Bd 84.

[Manuscript received March 5th, 1963]

**ABSOLUTE CHRONOLOGIE DER SPÄTQUARTÄREN OSTSEE**  
Eine Übersicht über schwedische Untersuchungen

von  
**ERIK FROMM**  
ZUSAMMENFASSUNG

Das klassische Entwicklungsschema der Ostsee von H. Munthe und G. De Geer bekam schon vor über 50 Jahren einen chronologischen Rahmen durch G. De Geers Warwchronologie (6), (7). Neue Bohrungsgeräte (18) ermöglichen jetzt die Entnahme langer, ungestörter Tonprofile. Mit diesen neuen Hilfsmitteln haben Erik Nilsson (26), (27) und B. Järnefors (17) eine vollständige Revision der schwedischen Warwchronologie durchgeführt, die in allen wesentlichen Zügen eine völlige Bestätigung von De Geers Zeitrechnung bedeutet. Die vorgeschlagenen Verbesserungen der Warwchronologie sind von der Grössenordnung einige Jahrzehnte bis etwa ein Jahrhundert. Es wird weiter darauf hingewiesen, dass der Anschluss der Warwchronologie an die Gegenwart in indirekter Weise durch Interpolation mittels der geologisch und geschichtlich bestimmten Landhebung in Ängermanland erreicht wurde (19). Alle schwedischen Warwendatierungen haben deshalb, wenn sie in historischer Zeit ausgedrückt werden, eine Unsicherheit vom etwa 100—200 Jahren.

Durch neue C-14-Datierungen ist die schwedische Warwchronologie unabhängig bestätigt. Alte und revidierte Warwendatierungen und C-14-Bestimmungen bilden jetzt ein zusammenhängendes System, das eine feste Einordnung der Entwicklungsstadien der Ostsee ermöglicht. Am besten wird dieses in einer Tabelle veranschauligt:

A. C-14-Datierungen des Litorina-Strandwalles bei Ramsås, Kalmar, 5075±110 v. Chr. (21), und erstes Litorinamaximum in Södermanland, 4870±120, 5020±120 und 4990±130 v. Chr. (10).

B. Diatomeenanalysen (11) in postglazialen Warwensedimenten aus Ängermanland (20), ca 5100 v. Chr., C-14-Datierungen aus Hälsingland (22). Durch die letztgenannte, wichtige Untersuchung konnte eine Landhebungskurve durch C-14-Datierungen von Vorseelagerfolgen in verschiedenen Höhen konstruiert werden, siehe Fig. 1. Erklärungen: Offener Ring: Ancyliusdiatomeen, Kreuz: Brackwasserdiatomeen, Gefüllter Punkt: Salzwasserdiatomeen, Ring mit Punkt: Gewöhnliche Süßwasserdiatomeen.

C. Torf in 8 m Tiefe bei Limhamn, Malmö, Pollenzone VI (Tage Nilsson), C-14 5945±115 und 6040±115 v. Chr. (30).

D. Pollenanalysen (11) in postglazialen Warwensedimenten aus Ängermanland (20) 6350 v. Chr., C-14-Datierungen aus Adak, Lappland, 6620±125 v. Chr. (21) und Viskan, Halland, 6550±110 v. Chr. (34), durch Proben aus dem Grossen Belt (Torf in 23-28 m Tiefe aus Pollenzone

Tabelle 1

Zeitbestimmungen der Ostseegeschichte

Klimazonen	Pollenzonen		Ostseestadien	Altersbestimmungen (Jahre v. Chr.)
	Tage Nilsson (28)	K. Jessen (14) (15)		
Atlantisch	VI	VII	Litorina	5000 Erstes Litorinamaximum (A).
	VII	VI	(Mastogloia)	5100 Übergang Ancylius—Litorina (B).
Boreal	VIII	V	Ancylius	6000 Torf am Boden des Öresunds (C).
	IX	IV	(Echeneis)	6500 Anfang der <i>Alnus</i> —Pollenkurve (D).
	X	III	Yoldia	6923 O—Jahr der schwedischen Warwchronologie (E).
Präboreal				7000 Übergang Yoldia—Ancylius (F).
				7145 Torf am Meeresboden bei Karlskrona (G).
Jüngere Dryas				7375 (Kiefernstümpfe am Meeresboden in der südlichen Ostsee (H)).
				8015 Salzwassereinbruch in der Stockholmer Gegend (I).
				8305 Absenkung des Baltischen Eisstausees (J).
Alleröd				Mittelschwedische Endmoränen (K).
				8900
				9020 Ende der Allerödzeit (L).



V, Jessen) 6610—6600±140 v. Chr. (19) gestützt. Dagegen etwas älter, 7150±120 v. Chr. bei Hällesjö, Ragunda, Indalsälven (33).

E. „Bipartitionswarw“ G. De Geers bei Ragunda, Indalsälven (7). Als das ältere von zwei grossen Dränierungswarwen definiert (2), (5), (17), (27), dagegen aber (8). Anschluss an die Gegenwart durch postglaziale Warwenserien am Angermanälven (20).

F. Warwchronologische Datierung der Pollenzonengrenze IV/V (Jessen) (9), verbunden mit Diatomeenanalysen am Böttischen Meerbusen (12), (24).

G. Torf in 4—7 m Tiefe unter d. M. bei Sörevik, Karlskrona. Übergang zwischen den Pollenzonen IX/VIII (Tage Nilsson), 7040±140 v. Chr. (29).

H. Stümpfe in 35—38 m Tiefe unter d. M. bei Käseberga und Karlskrona, C-14 7375±120 und 7145±120 v. Chr. (21).

I. Übergang zwischen älteren diatakten Süßwasserwarwen und jüngeren symmetrischen Salzwasserwarwen mit *Portlandia arctica* (7), mit verbesserter Datierung (26), (27).

J. Grosses Dränierungswarw an Billingen (4), in die allgemeine schwedische Warwchronologie eingefügt (26), (27).

K. Stillstand oder sehr langsame Eisrezession durch Warwchronologie bestimmt (26), (27).

L. C-14-Datierungen im Übergang zwischen den Pollenzonen II/III in Dänemark (13).

## АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

ЭРИК ФРОММ

РЕЗЮМЕ

Классическая схема истории развития Балтийского моря, разработанная Г. Мунте и Г. Де Геером уже более чем 50 лет тому назад благодаря хронологии ленточных глин Де Геера приобрела хронологические рамки (6, 7). Новосозданные приборы бурения (18) дают сейчас возможность получить длинные, ненарушенные колонки (профили) ленточных глин. С помощью этих новых приборов Э. Нильсон (26, 27) и В. Эрнефорс (17) провели полную ревизию шведской хронологии ленточных глин, которая, в основных чертах, полностью подтвердила летоисчисление Де Геера. Предложенные ими исправления хронологии ленточных глин являются порядка от нескольких десятков лет до одного столетия. В дальнейшем указывается, что увязка хронологии ленточных глин со современной эпохой осуществлена посредством путем интерполяции геологически и исторически датированного поднятия суши в Онгерманланде (19). Поэтому все шведские

датировки по методу ленточных глин, если они выражены историческим временем имеют погрешность порядка 100—200 лет.

Новейшие датировки методом C<sup>14</sup>, в свою очередь, подтвердили правильность шведской хронологии ленточных глин. Прежние и исправленные определения абсолютной хронологии ленточных глин, а также датировки по радиоуглеродному методу представляют сейчас взаимосвязанную систему, которая предоставляет возможность надежно установить стадии развития Балтийского моря. Наиболее наглядно это представлено в табл. 1.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

С. В. ЯКОВЛЕВА, Ленинград

В истории изучения последних этапов геологического развития крайних восточных пределов Балтики намечается несколько периодов. Наиболее ранний из них, начавшийся в конце XVIII века, охватывает первые разрозненные, иногда случайные наблюдения отдельных исследователей. Выводы их носят на себе печать взглядов той эпохи и хотя в основном имеют лишь историческую ценность, все же показывают насколько правильно оценивали эти ученые наблюдавшиеся ими факты. Большинство из них касалось более высокого стояния уровня Балтийского моря и озер. Так, В. Ф. Зуев (1787) высказал мысль о недавнем соединении Финского залива с Ладожским озером и далее, через Онежское озеро с Северным ледовитым океаном. О более высоком уровне моря и озер и постепенном спаде вод писали затем Н. Бутенев (1828), А. Ф. Фурман (1828), К. И. Арсеньев (1829), Н. Г. Соболевский (1839), Н. А. Перельгин (1830). Последний признал абразионное происхождение террас, развитых к северу от Ленинграда и морской генезис слагающих их наносов. Дальнейшее развитие этих идей находим в работах С. С. Куторги (1851), отметившего несколько уровней террас и береговые валы вдоль побережий Финского залива и Ладожского озера.

Интересные наблюдения были сделаны также над составом валунов, рассеянных по поверхности и заключенных в морены. Н. Я. Озерцовский (1792) описал состав валунов по берегам Ладожского озера, В. М. Севергин (1803), Г. К. Разумовский (Rasoumovsky, 1816), П. А. Перельгин (1830) для окрестностей Ленинграда, установив родину некоторых из них, в том числе выборского рапакиви. Г. Странгвейс (1830) дал описание геологического строения района Ленинграда и Карельского перешейка, сообщив некоторые сведения о четвертичных отложениях, которые он подразделил на «потопные» (ди-

лювиальные) и «наплывные» (аллювиальные). Морские отложения, на которых располагается Ленинград, он принимал за дельту р. Невы.

В этот ранний период геологических исследований, когда большинство придерживалось гипотезы дилuvia, истинная причина колебаний уровня Балтики и разноса валунов оставались не понятыми.

После того, как П. А. Кропоткин (1871) и Ф. Б. Шмидт (1871) выступили в печати с обоснованием материкового оледенения севера Европы, начинается второй период по изучению восточной Прибалтики. В 1876 г. П. А. Кропоткин, в своем труде «Исследование о ледниковом периоде», говорил о колебании уровня озер юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка, ставя это явление в связь с отступанием ледника. В ленточных глинах он видел проявление смены годичных слоев (см. Гамс, Г. 1932). П. А. Кропоткин так же как и И. С. Поляков (1874), считал, что отступление ледника сопровождалось образованием обширных озер, соединивших бассейны Белого и Балтийского морей с системой верхней Волги. Ф. Б. Шмидт (1871) первоначально предполагал, что ледник не выходил за пределы Эстонии и у его края располагалось море. Постепенно этот взгляд принял Г. Гельмерсен (Helmersen, G., 1882), а А. А. Иностранцев (1877), признал, что в конце оледенения осуществилось соединение Балтики с Белым морем. Ледниковое происхождение валунных отложений признал и А. А. Штукенберг (1874).

В эти годы появились факты в подтверждение гипотезы существования позднеледникового морского пролива по окраине Балтийского шхота, между Белым и Балтийским морями, о чем писали еще в XVIII веке Цельзиус и В. Ф. Зуев. К числу таких фактов относились находки морских реликтов из ракообразных, рыб, тюленя, в озерах водораздела как этих морей, так и центральной Швеции (S. Lovén, Ф. Ф. Яржинский, К. Ф. Кесслер, О. Гримм и др.). Против существования морского позднеледникового пролива выступили Ф. Б. Шмидт (1872) и И. С. Поляков (1874), ссылаясь на присутствие ископаемых остатков фауны в отложениях водораздела.

Н. А. Соколов (1881—1882, 1884) изучил дюны побережья Финского залива и привел много доказательств повышения, в недавнее время, поверхности Финского залива, к которым он относил террасы, остатки морской фауны моллюсков, данные повторных нивелировок и т. п. По тщательности и полноте эти описания не были превзойдены ни в одной из последующих работ для этого района.

О более высоком стоянии уровня Балтики писали также Я. А. Макеров (1886, 1896), Де Геер (De Geer, G., 1894) и Бергхелл (Berghell, H., 1896). Два последних автора произвели увязку береговых уровней вершины Финского залива с выделявшимися тогда тремя стадиями Балтики — иольдиевой, анциловой и литориновой и провели для них изобазы поднятия.

С 80-ых гг. XIX века появились описания археологических находок по берегам Финского залива и Ладожского озера, и определения найденных с ними растительных и животных остатков, с использованием всего этого материала для геологической датировки заключающих его осадков (Иностранцев, А. А., 1882). Много сделали в этом направлении П. Н. Венюков, Н. А. Соколов, А. С. Уваров, С. Гамченко. Первые же подобные находки относятся к началу 18-го века (И. Г. Гмелин).

Наблюдения над вещественным составом четвертичных отложений были сделаны М. Н. Миклуха-Маклаем (1897), В. В. Докучаевым (1877), К. Д. Глинкой, Н. Ф. Погребовым. В 1890 г. В. В. Докучаев организовал Комиссию по геологическому и физико-географическому изучению территории Ленинграда и его окрестностей, деятельность которой, за смертью ее организатора, не получила достаточного развития.

С 1910 г., исследованиями С. А. Яковлева, начинается третий период в истории изучения четвертичных отложений и геологического развития вершины Финского залива. Перечислять все работы данного периода, рассматривающие указанные вопросы под самыми разнообразными углами зрения, не представляется возможным. Приходится ограничиться рассмотрением главнейших из них, которые, к тому же, обычно сопровождаются довольно полными списками литературы и описанием истории исследования. Поэтому фамилии некоторых авторов будут даны без ссылок на их труды в приводимом ниже списке использованной литературы. Упомянуты также отдельные работы, имеющие важное значение для решения отдельных вопросов.

Работам С. А. Яковлева по четвертичной истории восточной Балтики в настоящем сборнике посвящен отдельный очерк, поэтому в данной статье будет лишь кратко сказано о их значении и главнейших результатах, что необходимо для изложения истории исследования этого района, проходившей под знаком борьбы разных взглядов, а также для увязки с данными, полученными за последние годы.

С. А. Яковлев (1926) впервые разработал стратиграфию четвертичных отложений Ленинградского района, дал геоморфологическое описание местности и историю развития ее в четвертичном периоде, сопроводив эти работы соответствующими картами. Он использовал новейшую, по тому времени, методику изучения четвертичных отложений, введя ее в практику дальнейших исследований. Основную часть своих наблюдений он провел в начале десятых годов текущего столетия и вернулся к ним спустя почти десять лет. Поэтому его первоначальные выводы претерпели частично изменения, по мере накопления новых фактов.

В поздней и послеледниковой истории развития Балтики он вначале различал четыре основные фазы: ледникового озера, с постепенно спадавшим уровнем, одна из последних стадий которого была названа им

«рыбным озером», по нахождению в его отложениях первых органических остатков — скелетов рыб. Затем следовали Иольдиевое море, Анцилово озеро, с двумя уровнями и Литориновое море с трансгрессивной древнебалтийской стадией. Позднее (1934) он связал иольдиевые слои с первой иольдиевой трансгрессией, после которой наблюдалось не менее двух стадий приледникового озера, отвечающих его прежним анциловым уровням. Последние, так же как и предшествующий уровень второго Иольдиевого моря, находятся в районе Ленинграда ниже нуля или лишь немного превышают его. После Древнебалтийского моря С. А. Яковлев допустил существование еще одного подъема уровня моря, назвав его балтийским.

Весь накопленный в процессе этих исследований материал был использован С. А. Яковлевым для составления участка карты, охватывающего эту территорию на обзорных картах четвертичных отложений Европейской части СССР, изданных под его редакцией ко 2-ой Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы в 1932 г., международной карты четвертичных отложений Европы (1936) и последующих изданий карты 1950 и 1956 гг.

Активными участниками исследований С. А. Яковлева в первые годы были М. М. Юрьев (1925), Б. Б. Польшов (1925), а затем Б. Ф. Земляков, С. Г. Боч, К. К. Марков, И. И. Краснов. Б. Ф. Земляков интересовался вопросами археологии. Определяя геологические условия залегания культурных слоев неолитических стоянок, располагающихся обычно в верхних горизонтах литориновых отложений, в том числе береговых валов, часто перевейных, он установил размыв их поверхности водами древнебалтийской трансгрессии и дальнейшее погребение под ее осадками (1923). В этих исследованиях в области Сестрорецкого разлива принимал участие также Г. П. Сосновский.

Чтоб не возвращаться к вопросу об археолого-геологических работах следует отметить крупные исследования, проводившиеся в этом направлении на севере Карельского перешейка Ю. Аилло (Ailio, J., 1915) и В. Рамсеем (Ramsey, W., 1926), а также работы Б. Жукова, М. Рудинского, А. Спицына и многих других.

К. К. Марков (1931-а, 1931-б), И. И. Краснов и А. П. Пуминов использовали геохронологический метод. Они провели наблюдения над ленточными глинами на пространстве от оз. Ильменя до Карельского перешейка и обнаружили увязку отдельных серий в толщах глины, расположенных в пониженных частях северо-запада Ленинградского района. Ими было установлено, что ледник отступил от невиских порогов до Сестрорецка за 70—75 лет, что близко совпадает с данными, полученными М. Саурамо (Saigamo, M., 1925). Строение же ленточных глин на более возвышенных частях и в более южных районах, вплоть до долины Волхова и Ильменя, оказалось слишком невыдержанным, как в вертикальном, так и горизонтальном направлении.

для того, чтоб их можно было использовать при геохронологических исследованиях. Надо сказать, что глины первого типа, давшие хорошие коннекси, часто бывают перекрыты песчанистой мореной и несут в верхних горизонтах следы смятия. Эта морена приурочена к понижениям рельефа и фиксирует границы ледниковых языков стадии наступания последнего оледенения, получившего в настоящее время название карельского. На это указывал еще М. Саурамо (Saugamo, M., 1925), после того, как он провел замеры ленточных глин в долине р. Невы. Однако, К. К. Марков (1935) и И. И. Краснов исходили из представления о непрерывности отступления последнего оледенения, без каких либо повторных надвигов его края, и поэтому принимали эту морену за тот горизонт морены, который является верхним в более южных районах, например на р. Мге, ордовикском плато и т. д. Поэтому все подморенные ленточные толщи ими принимались за межледниковые, независимо от того, под которой из морен они залегают.

На этой почве возникла полемика со сторонниками существования стадияльной морены в районе Ленинграда и разновозрастности толщ ленточных глин (Земляков, Б. Ф., 1933, Люткевич, Е. М., 1937). Б. Ф. Земляков выделил среди ленточных глин: межледниковые, лежащие под морской мгинской толщей и средней мореной района Ленинграда, лежащие на средней морене и под верхней мореной и, наконец, лежащие на верхней морене. На западном побережье Ладожского озера он описал серию конечных морен, оставленных ладожским языком.

Весьма вероятно, что во время этого надвига ледника могли сохраниться на возвышенных участках не покрывавшихся ледником, те реликтовые биоценозы, о которых писал В. Ю. Фридолин (1934).

К. К. Марков (1931-б) сделал сводку новых данных по четвертичным отложениям Ленинградской области с момента отступления оледенения, сообщив много ценных фактов. Он проводил свои исследования совместно с В. С. Порецким, возглавлявшим Лабораторию диатомового анализа при научно-исследовательском геологическом институте, возникшем на базе Геологического Комитета. Применяя схему Поста и используя новую методику количественного учета пыльцы и диатомовых, они разошлись в ряде выводов по поздне- и послеледниковой истории восточной части Финского залива с С. А. Яковлевым, Ю. Анлио и В. Рамсеем. В некоторых же вопросах они нашли полное подтверждение схемы В. Рамсея (Ramsay, W., 1928) и М. Саурамо (Saugamo, M., 1929). Так, они выделили две дополнительные стадии Балтийского ледникового озера, за которыми следовала значительная регрессия, отвечающая Иольдиевому морю, отложения которого залегают в Лахтинском заливе на два метра ниже современного уровня моря.

Существование отложений первого Иольдиевого моря\*, обнаруженных С. А. Яковлевым в разрезе террасы парка Лесного института и в Кушелевке, они отрицали, считая недостаточным то количество солоноводных диатомей, которое было отмечено для этих слоев (Марков, К. К., 1933-а). Соответственно этому они отрицали и возможность существования Балтийско—Беломорского позднеледникового морского пролива.

Однако, при демонстрации разреза в Лесном парке членам 2-й международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, состоявшейся в 1932 г., мнение С. А. Яковлева нашло поддержку со стороны Г. Гамса, В. Таннера и В. Вольфа (см. Мирчинк, Г. Ф. 1932, 1933, Яковлев, С. А., 1956), признавших, что они отвечают I Иольдиевому морю Мунте.

Интересно отметить, что недавно были изучены глубокие горизонты лахтинского разреза (Желубовская, К. В. и Ладышкина, Т. Е., 1962) приравняемые двум стадиям балтийского ледникового озера, разделенным слоями первой иольдиевой трансгрессии. Может возникнуть вопрос, почему отложения I Иольдиевого моря лежат в районе Ленинграда на столь различных уровнях, от — 12 м до +50 м? Объясняется это неровностью рельефа, который был подобен современному. Такое же явление описано Кливе (Kliewe, H., 1959) в бухте Одера для отложений Анцилового озера, для мгинской морской толщи под Ленинградом и в других местах.

Выше уровня иольдиевого моря К. К. Марков и В. С. Порецкий выделили, в разрезе лахтинского болота, анциловые слои, кровля которых лежит на 4,5 м абсолютной высоты, и затем литориновые, отрицающая существование следов трансгрессии Древнебалтийского моря. Погружение на юге Карельского перешейка II иольдиевого и анцилового уровней под современный уровень моря было установлено, на основании положения их на эпейрогеническом спектре, также В. Рамсеем (Ramsay, W., 1926), М. Саурамо (Saugamo, M., 1929) и Э. Хюппя (Нуурпää Е., 1933). В отношении же истории отступления Литоринового моря Э. Хюппя выступил в поддержку взгляда С. А. Яковлева и указал, что из диаграмм, приводимых К. К. Марковым и В. С. Порецким выявляется более сложная картина, чем рисуют ее авторы. Признавал существование древнебалтийской трансгрессии и В. Рамсей (Ramsay, W., 1926).

Судя по тому, что в Эстонии Х. Ряста (1957) выделяет пять фаз Литоринового моря, из них два или три трансгрессивных, и три фазы моря Миа, в Латвии Э. Ф. Гринберг (1957) две трансгрессии, а в Литве В. К. Гуделис (1957) две литориновые и трансгрессию времени Балтика, а на северо-западе Карельского перешейка Э. Хюппя

\* В настоящее время Т. В. Усиковой обнаружены отложения II-го Иольдиевого моря на 1 м выше современного уровня моря, у подножия литориновой террасы, в пос. Каменка.

(Нууррӓ, Е., 1937) четыре литориновых уровня, из которых два, а возможно и четыре, трансгрессивных, надо думать, что эти колебания должны были отразиться и в области вершины Финского залива.

С начала двадцатых годов большое внимание получило изучение речных террас, а также пресноводных известковых туфов, и связанных с ними моллюсков (Даниловский, И. В., 1925, 1928). Моллюсков из морских отложений р. Мги изучал В. Скороход (1932). Однако, наибольшее внимание получили вопросы колебаний климата, следы которых выявляются на основании изменений в составе растительности и стратиграфии торфяников, с использованием этих данных для определения возраста отложений и решения вопросов стратиграфии. Пионерами этого дела были Г. И. Танфильев, Д. И. Литвинов, В. П. Аболин, В. Н. Сукачев еще в 1914 г. обнаруживший в шуваловском торфянике пограничный горизонт, Л. С. Берг (1915). Постепенно начали переходить к более детальному стратиграфическому расчленению торфяников и подстилающих их отложений (Ануфриев, Г. И., 1925, Anufrieff, G. I., 1930, Юрьев, М. М. 1925, Алабышев, В. В. 1927, Вульф, Е. В., 1927, Доктуровский В. С., 1931, Герасимов, Д. А., 1927, Ганешин, С. С., 1927, и многие другие). После открытия С. А. Яковлевым (1914) остатков дриасовой флоры на р. Тосне, было сделано много новых находок в отложениях, подстилающих торфяники более возвышенных районов. Делались попытки увязки истории развития болот Ленинградского района со схемами Блитта-Сернандера, Поста и другими, разработанными для территории Швеции и Финляндии (Ануфриев, Г. А., 1925, Герасимов, Д. А., 1927, Марков, К. К. и Порецкий, В. С., 1933-б, 1934, Благовещенский, Г. А., 1940 и др.). Изучалась структура погребенных почвенных образований и растительных остатков, заключенных в них (Тихеева, Л. В., 1932).

Надо отметить, что на северо-западе Карельского перешейка Э. Хюппя (Нууррӓ, Е., 1933, 1937), работая по методу Ауера, не нашел отражения схемы Блитта-Сернандера и Поста в стратиграфии поздние- и послеледниковых отложений и торфяников. Он дал следующее деление их на основе количественного изучения состава пыльцы. Время Балтийского ледникового озера и Иольдиевого моря с трудом поддается расчленению. В целом для него характерна пыльца березы, сосны и ели, причем вначале была распространена лишь береза, а во второй половине большое развитие получила ель. Иольдиевое время, которое Э. Хюппя сопоставлял, тогда, с позднее выделенным вторым Иольдиевым морем, отличалось обилием березы, ольхи, ель же почти сошла на нет. В наиболее древних осадках приледникового озера встречаются лишь единичные пресноводные диатомовые, затем число их увеличивается и постоянно присутствуют солоноводные формы (*Grammatophora oceanica* и виды *Coscinodiscus*). Иольдиевые осадки заключают морские диатомеи, указывающие на соленость выше современной

Балтийского моря. В это время появляются сплошные леса, но присутствующая на диаграммах пыльца широколиственных пород скорее всего отражает принос ее из более удаленных мест.

Высота поднятия береговых уровней Балтийского ледникового озера находится, для более ранних из них, в районе Лахты, на 25—30 м выше современного и в районе Ино 30, 40, 50 м. Уровень Иольдиевого моря находится в районе Ленинграда ниже абсолютного нуля.

В анциловый период расцвет получили сосново-березовые леса, с примесью ели, ольхи и, в конце периода, редких листопадных. Диатомовая флора пресноводная, но трудно отличима от флоры конечных фаз Балтийского ледникового озера и Иольдиевого моря, так как в осадках последнего встречаются пресноводные формы, а с другой стороны, в анциловых попадают солоноводные. Руководящей формой служит *Eunotia Clevei*. Для Анцилового озера Хюппя установил пять уровней, из которых высший находится сейчас около 16 м над современным в районе Ино, а в сторону Ленинграда все его береговые линии уходят под современный уровень моря.

Для литоринового времени типично господство листопадных, с максимумом дубово-смешанного леса, проявляющегося не всюду одновременно. Вновь возвращается ель. Диатомовые явно морского типа, в основном солоноватоводные (*Campylodiscus clypeus* и др.). Среди четырех литориновых уровней, выделенных Э. Хюппя, верхний достигает в области Ино 12 м, Лахты 7,5 м.

С началом послеледникового максимума ели устанавливается послелиториновый период. Ель двигалась с востока, постепенно заселяя более западные районы. Встречается единичная пыльца граба, до 1%. Хюппя выделил три послелиториновых уровня. Высота последнего из них достигает в районе Ино 6 м.

Из всего изложенного выше видно, что одна из интереснейших проблем позднеледникового восточной Прибалтики, гипотеза соединения Балтийского и Белого морей, насчитывавшая в 30-е годы около 100 лет давности, еще не нашла к тому времени окончательного решения. Были сделаны новые наблюдения над морскими реликтами в морях и озерах водораздела (Вислоух, С. М. и Кольбе, Р. Р., 1927, Верещагин, Г. Ю., 1925). К. М. Дерюгин (1929) наметил пути проникновения морских вод и миграции фауны из Белого моря в Балтику.

Толчком к дальнейшему развитию этого вопроса явились наблюдения К. Мёльдера, Э. Хюппя и В. Окко (Mölder, K., 1944) на севере Онежско-Ладожского перешейка и в пограничных районах Карелии и Финляндии. Хюппя (Нууррӓ, Е. 1943), бывший в свое время противником соединения этих морей, увязал изобазы поднятия береговых уровней от оз. Хейтияйнен в Финляндии, где их абсолютная высота достигает 138 м, до Онежского озера, и признал, что в позднеледниковое время здесь распространялась сплошная водная поверхность от Балтики до Белого моря. Он выделил три фазы позднеледни-

кового моря: карельскую, балтийскую и ботническую. Позднее, К. Вирккала (Virkkala, K., 1951) описал многочисленные находки морских отложений в восточной Финляндии на высоте 230—300 м.

Мёльдер (1944) изучил состав диатомовых в отложениях предполагаемого морского пролива, а также в окружающих их ледниковых и флювиогляциальных толщах, на высотах, достигающих свыше 130 м, т. е. превышающих высшую морскую границу М. Саурамо (110 м). Анализ показал, что 50% диатомей принадлежит солоноводным и морским видам (*Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora marina*, *Melosira sulcata* и др.). К. Мёльдеру удалось выявить в пределах пролива основное направление движения потока соленых вод, шедших с востока, и выделить участки, являвшиеся опресненными бухтами. Среди диатомей полностью отсутствуют солоноватоводные виды, что указывает на внезапное проникновение соленых вод в бассейн, заселенный пресноводной флорой, без постепенного приспособления ее к новым условиям. Морена и флювиогляциальные отложения района оказались лишены остатков диатомей, что исключает переотложение их в вышележащие толщи.

Э. Хюппя и К. Мёльдер пришли, на основании этих материалов, к выводу, что пролив был узким и мелким. В сторону Ладоги воды его проникали по долинам Шуи и Свири.

Подтверждение этих взглядов находим также в работе Эббы Де Геер (1954), которая, на основании характера ленточных глин, установила проникновение в иольдиевое время соленых вод в область Балтики вначале с востока, а позднее с запада, из Атлантического океана.

В последние годы своей жизни М. Саурамо также признал существование пролива (Saigamo, M., 1947, 1958) и провел в районе Ленинграда изобазу 30 м.

В поддержку идеи пролива выступили также гидробиологи и ихтиологи. В. Г. Богоров (1950), П. Н. Новиков (1951) и Л. А. Зенкевич (1955) описали для Белого моря древнюю ихтиофауну, общую с фауной Балтийского моря, и отсутствующую в Баренцовом море, причем Л. А. Зенкевич указывает, что ряд фактов нельзя объяснить без допущения существования пролива.

М. А. Лаврова (1960) временно отходившая от идеи существования пролива, вновь вернулась к его признанию, дав схему с нанесением границ трансгрессии.

Геологической съемкой, проводившейся за последние годы в районе Ленинграда, на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, в ряде мест установлены ледниковые отложения, содержащие остатки солоноводных диатомовых, залегающие в различных условиях. Среди диатомовых встречены: *Melosira sulcata* (Ehrb.) Kütz., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb) Kütz., *Grammatophora arctica* Cl., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Actinocyclus Ehrenbergii* var. *crassa* (W. Sm.) Hust., *Distephanus speculum* (Ehrb.) Haecckel из *Silicoflagellatae*, обломки морских *Centrales*.

В одних случаях эти отложения разделяют озерноледниковую толщу, в других перекрывают ее (Н. И. Апухтин, Ю. А. Вильтер, И. С. Недригайлова, Т. В. Усыкова, З. В. Яцкевич и др.). В. А. Вильтер обнаружил отложения с остатками галофитов в северо-восточном Приладожье, на отметках 40 и 90 м и сопоставляет их с первой и второй иольдиевыми трансгрессиями. На западном побережье Ладоги, к северу от дер. Никулясы, встречена толща с морскими диатомовыми, лежащая на поверхности, под слоем торфа, на абсолютной высоте 18 м. Она датируется концом субарктического и началом бореального времени, что позволяет сопоставлять ее со II Иольдиевым морем.

Литологически осадки I Иольдиевого моря с трудом отличаются от осадков Балтийского ледникового озера. Южная граница их распространения проходит по подножию глинта, на абс. высоте 30—40 м, а к северу от Ленинграда на 47—54 м.

В настоящем кратком очерке невозможно более подробно остановиться на этом вопросе, но из сказанного видно, что он решается все же в пользу существования позднеледникового пролива между Балтикой и Белым морем.

Начиная с 1921 года проблема колебания уровня моря в области Финского залива расширяется за счет вопроса о трансгрессии, предшествовавшей последнему оледенению, в связи с находкой морских отложений на р. Мге. Обнаруживая их в 1921 г. Н. В. Потулова отнесла их (1924) вначале к миндель — риссу, а затем (1932) к рисс — вюрму, также как это считал М. Э. Янишевский (1931).

Во время экскурсии на р. Мгу членов 2-й международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, знаток земских отложений В. Вольфф категорически возражал против сопоставления с ними мгинской толщи (см. Губкин, И. М., 1932; Мирчинк, Г. Ф., 1932) и большинство участников экскурсии высказалось за ее межстадиальный характер. Однако, в дальнейшем, когда была изучена пыльца из этих отложений (Покровская, И. М., 1936), мнение советских геологов склонилось в пользу межледникового происхождения толщи, но вопрос о точной их датировке до сих пор остается открытым. Одни сопоставляют ее с земской трансгрессией (Знаменская, О. М., 1959, Лаврова, М. А., 1960, Марков, К. К., Черемисинова, Е. А. и др.), другие относят мгинские слои к более молодой трансгрессии, следовавшей за 4-ым новоледниковьем (карельское, балтийское, померанская стадия). К сторонникам последнего взгляда относятся С. А. Яковлев (1956), Н. И. Апухтин (1961), С. В. Яковлева, И. М. Покровская, И. М. Экман и др.

В пользу более молодого возраста мгинской толщи говорят следующие данные. Бурением на Карельском перешейке было вскрыто сложное строение четвертичных отложений, достигающих здесь большой мощности (Апухтин, Н. И., Яковлева, С. В., 1961) Более

глубокие древние слои четвертичных отложений протягиваются через весь перешеек, а более молодые выклиниваются при подходе к центральной возвышенности Карельского перешейка.

В пределах этой возвышенности было пройдено шесть горизонтов морен, пять межморенных и одна подморенная толщи. Две нижние морены, вместе с разделяющими и подстилающими их водными осадками, были, по условиям залегания, сопоставлены с 1-м новоледниковьем (московским, варта), так как эти слои почти не охарактеризованы палеонтологически и нет оснований для их более детального расчленения. Выше лежащая межморенная толща содержит пыльцу, указывающую на смену, за время отложения осадка сосново-еловых лесов ольхово-березовыми, с примесью хвойных, что отвечает растительности, подобной современной для этих мест. По условиям залегания она сопоставляется со 2-м новомежледниковьем (микулинским). Две следующие по высоте залегания в разрезе межморенные толщи в некоторых пунктах являются морскими. Нижняя из них содержит остатки 18 видов солоноводных диатомовых, кремневых жгутиковых и иглы губок. Состав пыльцы показывает для нижних частей толщи 60—80% древесной растительности, в основном мелколиственных пород с примесью хвойных. В верхней части господствует пыльца сосны (до 50%). В общем состав леса носит характер современного на Карельском перешейке.

Морена, покрывающая эти осадки, совсем лишена остатков диатомовых, таким образом переотложение их из одной толщи в другую исключается. Кроме того, в верхней морской толще, мгинской, найдено 22 вида солоноводных диатомей, из которых лишь семь являются общими с формами нижней толщи.

На основании всего сказанного обе морские толщи можно признать за межледниковые и сопоставить нижнюю из них с 3-м новомежледниковьем (молого-шекснинским), верхняя же является отложением мгинской тригрессии, предшествовавшей последнему оледенению данного района. Надо отметить, что отложения молодого-шекснинского межледниковья в настоящее время датированы с помощью радиоуглеродного метода (Старик, И. Е. и Арсланов, Х. А., 1961), как имеющие возраст 32 000—40 000 лет тому назад. Близкая датировка (26 000—30 000 лет тому назад) получена для морской толщи, вскрытой скважиной в южной Швеции (Grotzen, F., 1961) и торфяника, залегающего между двумя моренами в бассейне нижнего течения р. Кеми в северной Финляндии, возраст которого свыше 35 000 лет (Kogrela, K. 1962).

Аналогично строение четвертичных отложений и на Онежско-Ладожском перешейке, но там известна лишь одна морская верхняя толща, нижняя же представлена только континентальными водными осадками.

На морену, покрывающую мгинские слои, ложатся ленточные глины, толща которых разделена описанной выше мореной стадии карельского оледенения. Эта морена была прослежена за последние го-

ды повсеместно на Карельском перешейке, исключая его центральную возвышенную часть, где она полностью отсутствует (З. В. Яцкевич, З. А. Шостак, К. Ф. Соколова, И. С. Недригайлова, В. А. Селиванова и др.).

В области западного побережья Ладожского озера эта морена отличается от ниже лежащей, покрывающей мгинскую толщу, составом валунов. В ней появляется большое количество валунов (до 20—30%) йотнийского и кембрийского песчаников и эффузивных пород (кварцевых диоритов, мандельштейнов, пузырьчатых лав) неизвестного на окружающей суше происхождения, выходы которых, по-видимому, находятся на дне Ладоги. Кроме того, эта морена более песчаниста, содержит отторженцы нижней морены, а подстилающие ее ленточные глины часто бывают смяты в верхних горизонтах.

В пос. Большая Ижора, на южном берегу Финского залива, можно наблюдать оба горизонта морены, разделенные сортированными безвалунными песками, постепенно переходящими во флювиогляциальные пески, а затем в верхнюю морену.

Следами этих двух импульсов похолодания времени карельского оледенения могут являться два горизонта криотурбаций, наблюдающихся в районе дер. Большая Уторгош, в 60-ти км к юго-востоку от г. Луги. Верхний из них нарушает подпочвенный слой, нижний — слой подстилающий последний.

Граница этой стадии карельского оледенения заходила в северные пределы Ордовикского плато, где она описана А. А. Алейниковым (1957) в качестве невской стадии. На Карельском перешейке она образует перед центральной возвышенностью прекрасно выраженную конечную морену, так называемую Вярямянсельки (Leiviskä, J., 1951).

Далее на западе этот ледник проникал до половины впадины Чудского озера, обтекал возвышенность Пандивере и захватывал северозападные пределы Эстонии, включая острова Хиумаа и Сааремаа, откуда его краевые образования уходят на дно моря (Вийдинг, Х., 1957).

Граница ледника этой стадии прослежена и со стороны Швеции (Martinson, A., 1960). Его конечная морена, затопленная в настоящее время морем, поднимается на о. Готска Санден, пересекая его широтно и, по мнению А. Мартинссона, продолжение ее надо искать на островах Эстонии.

Беглый исторический очерк изучения четвертичных отложений и развития Ленинградского района и Карельского перешейка показывает, что на первом этапе делались только разрозненные наблюдения, попутно с другими геологическими исследованиями, затем, с 1870-х годов, так называемые «наносы» начинают привлекать больше внимания, делаются первые попытки систематизировать разрозненные данные и, наконец, со второго десятилетия XX века и вплоть до настояще-

го времени интерес к ним все больше нарастает параллельно накоплению фактического материала в процессе геолого-съемочных работ и различного рода строительства. Можно надеяться, что ближайшие годы принесут много новых данных и позволят решить ряд спорных вопросов, чему будет способствовать развитие новых методов исследования и в первую очередь определение абсолютного возраста осадков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алабышев, В. В.: 1926. Условия залегания и возраст сапропелитов Порзоловского и Блудского болот Ленинградской губернии. Известия Сапропелевого комитета АН СССР, вып. III. Л.
- Алейников, А. А.: 1957. Отступление ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции). Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, том IV. Вильнюс.
- Ануфриев, Г. И.: 1925. Очерк строения и история развития Толполовского болота. Известия Сапропелевого Комитета АН СССР, вып. II. Л.
- Алуктин, Н. И., Яковлева, С. В.: 1961. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, сб. ВСЕГЕИ, вып. 4. М.
- Арсеньев, К. И.: 1829. Взгляд на Дудергофские и сопредельные с ними высоты. Горный журнал, часть III, книга VI. СПб.
- Берг, Л. С.: 1915. Вопрос об изменении климата в историческую эпоху. Природа, том XVIII. Петроград.
- Благовещенский, Г. А.: 1940. Задачи изучения четвертичных отложений на основе фитопалеонтологии. Ученые записки ЛГУ, № 50. Л.
- Богоров, В. Г.: 1950. Жизнь моря. Изд. Молодая Гвардия. М.
- Бутенев, Н.: 1828. Каменный бор. Горный журнал, книга V. СПб.
- Верещагин, Г. Ю.: 1925. К вопросу об элементах морской фауны и флоры в пресных водах Европейской России. Труды I Всероссийского Гидрологического Съезда. Л.
- Вийдинг, Х.: 1957. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, том IV. Вильнюс.
- Вислоух, С. М. и Кольбе, Р. Р.: 1927. Материалы по диатомовым Онежского и Лососинского озер. Издание Государственного Гидрологического Института. Л.
- Вульф, Е. В.: 1927. Изменения климата и история лесов в Европейской части СССР в послеледниковую эпоху по данным изучения торфяных болот. Природа, № 4. Л.
- Гамс, Г.: 1932. Значение микростратиграфии для синхронизации четвертичных отложений. Труды II Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. I. Л.—М.
- Ганешин, С. С.: 1927. О реликтовом характере лесов некоторых естественно-исторических районов Лужского уезда Ленинградской губернии. Юбилейный сборник, посвященный 80-летию И. П. Бородин. Изд. Ботанического института АН СССР. Л.
- Герасимов, Д. А.: 1927. Изменение климата и истории лесов Тверской губернии в послеледниковую эпоху по данным изучения торфяных болот. Известия Главного Ботанического Сада, том XX, вып. 4. Л.
- Гринберг, Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Изд. АН Латвийской ССР, Рига.
- Губкин, И. М.: 1932. Предварительный отчет о работах II Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичных отложений Европы. Труды II междунар. конференции АИЧПЕ, вып. IV. Л.—М.
- Гуделис, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Научные сообщения Института Геологии и Географии АН Литовской ССР, том IV, Вильнюс.
- Даниловский, И. В.: 1925. Материалы по изучению ископаемых четвертичных раковин из слоев второй террасы р. Ижоры. Известия Геологического Комитета, том XLIV, № 4. Л.
- Даниловский, И. В.: 1928. Фауна и возраст известковых туфов на правом берегу реки Луги близ дер. Вяз. Известия Геологического Комитета, том XLVII, № 6. Л.
- Дерюгин, К. М.: 1929. Фауна Белого моря и история ее происхождения. Природа, № 9. Л.
- Доктуровский, В. С. и Ануфриев, Г. И.: 1931. Материалы по стратиграфии ленинградских торфяников. Труды научно-исследовательского торфяного института, вып. 9. М.
- Докучаев, В. В.: 1877. Программа изучения наносов Петербургской губернии. Записки Минералогического Общества, том XII, протокол заседания 24-11-76. СПб.
- Желубовская, К. В. и Ладышкина, Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. ДАН, том 146, № 6. М.—Л.
- Земляков, Б. Ф.: 1923. О следах каменного века в районе северного побережья Невской губы. Сборник «Северное побережье Невской губы, в свете естествознания и истории», Птг.
- Земляков, Б. Ф.: 1933. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, том III, вып. 1. Л.
- Зенкевич, Л. А.: 1955. Моря СССР, их фауна и флора. Учпедгиз. М.
- Знаменская, О. М.: 1959. Стратиграфическое положение мглистых морских отложений. ДАН СССР, т. 129, № 2, М.—Л.
- Зуев, В. Ф.: 1787. Путешественные записки Василья Зуева от С-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782 гг. Изд. АН СПб.
- Иностранцев, А. А.: 1877. Геологический очерк Повенского уезда Олонечкой губернии. Материалы для геологии России, том VII. СПб.
- Иностранцев, А. А.: 1882. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. Изд. Мин. Нар. Просвещения. СПб.
- Кропоткин, П. А.: 1871. Экспедиция для исследования русских северных морей. Изв. Русск. географического общ., кн. 3. СПб.
- Кропоткин, П. А.: 1876. Исследование о ледниковом периоде. Зап. Русск. географического общ., т. VII. СПб.
- Куторга, С. С.: 1851. Геолог-путеводитель по финляндским берегам и островам Ладожского озера и Финского залива. Библиотека для чтения, № 2. СПб.
- Лаврова, М. А.: 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Издание Кольского филиала АН СССР. М.
- Люткевич, Е. М.: 1937. О третьей морене в районе реки Невы. Известия Государственного Географического Общества, том 37, вып. 6. Л.
- Макиеров, Я. А.: 1886. О прежней высоте уровня воды в Ладожском озере. Труды СПб Общества Естествоиспытателей, том 17, в. 2. СПб.
- Макиеров, Я. А.: 1897. Наблюдения относительно северных террас в долине р. Невы. Труды СПб Общества Естествоиспытателей, том 28, в. 3. СПб.
- Марков, К. К. и Краснов, И. И.: 1929. О геохронологическом изучении ленточных отложений Северо-Западной области. Природа, № 5. Л.



- Марков, К. К.: 1931-а. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4. Л.
- Марков, К. К.: 1931-б. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Труды ГГРУ, вып. 117. М.—Л.
- Марков, К. К.: 1933-а. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Известия Государственного Географического Общества, том XV, № 4. Л.
- Марков, К. К. и Порецкий, В. С.: 1933-б. Последлениковая история окрестностей Ленинграда. Природа, № 5—6. Л.
- Марков, К. К.: 1934. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздней и послеледниковой истории Балтики. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, том IV, вып. 1. Л.
- Марков, К. К.: 1935. О третьей морене Карельского перешейка. Известия Ленинградского Геолого-Разведочного Треста, вып. 1(6). Л.
- Миклуха-Маклай, М. Н.: 1897. Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама. Изд. АН. СПб.
- Мирчинк, Г. Ф.: 1932. Результаты работ Конференции во время экскурсии. Труды II международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. IV. Л.—М.
- Мирчинк, Г. Ф.: 1933. В редакцию трудов II международной конференции (письмо). Труды II международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. III. Л. М.
- Новиков, П. Н.: 1951. О нахождении сигов балтийскоморского происхождения в Западной части бассейна Белого моря. Известия Карело-Финского филиала АН СССР, № 1. Петрозаводск.
- Озерецковский, Н. Я.: 1792. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. Изд. АН. СПб.
- Перельгин, П. А.: 1830. Топографо-минералогический взгляд на грунт лесного парка С.-Петербургского Форст-Института. Труды Минералогического Общества, том I. СПб.
- Покровская, И. М.: 1936. О межморенных отложениях р. Мги. Труды Советской Секции INQUA, в. II. Л.
- Полынов, Б. Б. и Юрьев, М. М.: 1925. Лахтинская впадина. Известия научно-мелиорационного института, № 8—9. Л.
- Поляков, И. С.: 1874. Об исследованиях в верховьях Волги. Известия Русского Географического Общества, том X, Журнал заседаний. СПб.
- Потулова, Н. В.: 1924. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской губернии. Известия Геологического Комитета, том XLIII, № 9. Л.
- Потулова, Н. В.: 1932. Межледниковые отложения реки Мги. Путеводитель экскурсий 2-й четвертично-геологической конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Л.—М.
- Ряста, Х.: 1957. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научные сообщения Института Геологии и Географии АН Литовской ССР, том IV. Вильнюс.
- Севергин, В. М.: 1803. Записки путешествия по западным провинциям Российского Государства. Изд. АН. СПб.
- Скороход, В.: 1932. Фауна межледниковых отложений р. Мги. Труды ВГРО, вып. 225. Л.—М.
- Соболевский, П. Г.: 1839. Геогностическое обозрение Старой Финляндии и описание Рускольских мраморных ломок. Горный журнал, часть I, книга II, часть II, книга IV и книга VI. СПб.
- Соколов, Н. А.: 1881—1882. Дюны побережья Финского залива. Труды СПб. Общества Естествоиспытателей, т. XII. СПб.
- Соколов, Н. А.: 1884. О дюнах, их образовании, развитии и внутреннем строении. Труды СПб. Общества Естествоиспытателей, том XVI. СПб.
- Старик, И. Е. и Арсланов, Х. А.: 1961. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода. ДАН, том 138, № 1. М.—Л.
- Странгвейс, Г. Ф.: 1830. Геогностическое описание Санктпетербургских окрестностей. Труды Минералогического общества, том I. СПб.
- Сукачев, В. Н.: 1914. О пограничном горизонте торфяников, в связи с вопросом о колебании климата в послеледниковое время. Почвоведение, № 1—2. М.
- Тихеева, Л. В.: 1932. Погребенные почвенные образования (почвы и торфяники) четвертичного времени в окрестностях Ленинграда. Труды Почвенного Института АН СССР, вып. 6. Л.
- Фридолин, В. Ю.: 1934. Значение элементов рельефа как оазисов-убежищ реликтовой фауны в бассейне Финского залива, Хибинских горах и центральной Карелии. Труды I-го Всесоюзного Географического Съезда, вып. 3. Л.
- Фурман, А. Ф.: 1828. Минералогическое описание некоторой части Старой и Новой Финляндии. Горный журнал, книга XI. СПб.
- Шмидт, Ф. Б.: 1871. Протоколы заседаний СПб. Общества Естествоиспытателей 20-II-1871. Труды СПб. Общества Естествоиспытателей, том II, вып. 1. СПб.
- Шмидт, Ф. Б.: 1872. Возражения на теорию Ловена о прежнем соединении Белого моря с Балтийским. Труды СПб. Общества Естествоиспытателей, т. III, протоколы. СПб.
- Штукенбург, А. А.: 1874. О следах ледникового периода в окрестностях Петербурга. Труды С.-Петербургского Общества Естествоиспытателей, том V, вып. 2, протоколы заседаний. СПб.
- Юрьев, М. М.: 1925. Шуваловский торфяник «Черная гора». Известия научно-мелиорационного института, вып. XI—XII. Л.
- Яковлев, С. А.: 1914. О находке ископаемой полярной флоры из послеледниковых отложений в окрестностях г. С.-Петербурга. Известия Лесного института, в. 27. Петроград.
- Яковлев, С. А.: 1926. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Известия Научно-мелиорационного института, вып. VIII—XIII. Л.
- Яковлев, С. А.: 1934. К вопросу об иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Известия Государственного Географического Общества, том 66, вып. 2. Л.
- Яковлев, С. А.: 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Труды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), новая серия, том 17. М.—Л.
- Янишевский, М. Э.: 1931. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Труды ГГРУ, вып. 78. М.—Л.
- Ailio, J.: 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedlung. Fennia, Bd. 38, N 3. Helsinki.
- Anufriev, G. I.: 1930. A short account of the stratigraphy and plant associations of sphagnum bogs in the environs of Leningrad, Second International Soil Science Congress, USSR, Leningrad.
- Berghell, H.: 1896. Bidrag till kannedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N 5. Helsingfors.
- Brosten, F.: 1961. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. G.F.F., Bd. 83, N 2, N 505. Stockholm.
- De Geer, Ebba, H.: 1954. Scandinaviens geokronologie belyst av den svenske tidskalan jämte en karta med varv-daterade tusenårslinjer B.P. för den baltiska deglaciationen i kort sammanfattning G.F.F., Bd. 49, Teil II. Stockholm.

- De Geer, G.: 1891. Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken. G.F.F., Bd. 16, Hf. 6, N 160. Stockholm.
- Helmersen, G.: 1882. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. Mémoires de l'Académie des Sciences de St.-Petersbourg, VII Série, p. 1, tome XIV, N 7. St.-Petersbourg.
- Hyypä, E.: 1933. Die postglazialen Niveaushiftungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, Bd. 56, N 1. Helsinki.
- Hyypä, E.: 1937. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N 120. Helsinki.
- Hyypä, E.: 1943. Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritettujen tutkimusten valossa. Terra, N 3—4. Helsinki.
- Kliewe, H.: 1959. Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. Geographische Berichte, Hf. 10/11. Halle.
- Korpela, K.: 1962. Interglacial peat in the Rovaniemi area. Geologi, N 2, Helsinki.
- Leiviskä, J.: 1951. Drei eiszeitliche Randmoränen. Fennia, Bd. 74, N 1. Helsinki.
- Martinsson, A.: 1960. The Submarine Morphology of the Baltic Cambro-Silurian Area. Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, 38, part 1. Uppsala.
- Mölder, R.: 1944. Das Karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfauna. Bulletin de la commission géologique de Finlande, N 132. Helsinki.
- Ramsay, W.: 1926. Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia, Bd. 47, N 4. Helsinki.
- Ramsay, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, Bd. 50, N 5. Helsinki.
- Rasoumowski, G.: 1816. Coup d'oeil géognostique sur le Nord de l'Europe en-général et particulièrement de la Russie. St.-Petersbourg.
- Sauramo, M.: 1925. Geochronologische Studien in Russland. G.F.F., Bd. 47, Hf. 4, N 363. Stockholm.
- Sauramo, M.: 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N 86. Helsinki.
- Sauramo, M.: 1947. Studier över de sen-glaciala nivåförändringarna i Fennoscandia. G.F.F., Bd. 69, Hf. 1, N 448. Stockholm.
- Sauramo, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedekatemian toimittuksia, sarja A, III, N 51. Helsinki.
- Virkkala, K.: 1951. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N 155, Helsinki.

[Поступило: 15.2.1963 г.]

## MAIN STAGES IN THE QUATERNARY RESEARCH AND THE DEVELOPMENT OF THE EASTERN PART OF THE FINNISH GULF

by

S. V. JAKOVLEVA

SUMMARY

Three periods can be recognized in the history of the exploration of Quaternary deposits in the area adjoining the most eastern part of the Finnish Gulf. During the first period, which begins at the end of the 18 century, certain observations were made concerning the marks of the

former higher levels of the sea and of most of the lakes and on the origin and constitution of erratic boulders (V. Zuev, 1797, V. Severgin, 1903, P. Pereligin, 1830, P. Sobolevsky, 1893, etc.). The latter, by reason of the date of investigations, were not referred to the glaciation until the middle of the 19 century, when P. Kropotkin (1871) and F. Schmidt (1871) gave foundation to the theory of continental glaciation of northern Europe.

This gave start to the second period of exploration in the course of which many finds of marine relics in the lakes of the watershed between the White and the Baltic Seas were made. They confirmed the existence of a marine strait, connecting both the seas during the late-glacial transgression.

G. De Geer (1894) and H. Berghell (1896) have identified the strandlines of southern Finland with those of the Karelian Isthmus and constructed isobases of their elevation.

To this period belong also the detailed descriptions of several neolithic sites and their usage for the geological dating of the deposits comprising them (A. Inostranzev, 1882). The first finds of the stone-age implements were made in that region in the beginning of the 18 century.

In 1890 V. Dokuchaev organized a Commission for the study of the Quaternary deposits of the Leningrad district.

In 1910 begins the third period of research. It was started by S. Jakovlev and marked by a rise of interest in the Quaternary deposits of the region. S. Jakovlev (1926) has elaborated their stratigraphic succession, by means of different methods of research, and compiled their first maps. Archeological (B. Zemliakov), geochronological (K. Markov, I. Krasnov), palynological (G. Anufriev and many others) investigations, also the study of diatoms (V. Poretzky), yielded important results.

In the last decades, by means of the geological survey, much detail was brought to light on the stratigraphy of Quaternary deposits and the geological history of the region (N. Apuchtin, 1961). The oldest Quaternary deposits, which may be assigned to the Moscow, Kalinin and Ostashkov glaciations, are separated by intermorainic beds of aquatic origin, containing the pollen of flora, similar to that of the present days. The bed underlying the Ostashkov till is of marine origin and is referred to the Mologo-Sheksna interglacial (32 000—40 000 years B. P.) and the Onega transgression in the north of the Russian Plain. It may be compared to the marine bed described by F. Brotzen (1961) in southern Sweden (26 000—30 000 years B. P.) and with the intermorainic peat in northern Finland (35 000 years B. P. — K. Korpela, 1962).

The younger deposits, succeeding the Ostashkov till, thin out on reaching the slopes of the central heights of the Karelian Isthmus. They begin with marine sediments of the Mga Transgression. Its palynological characteristics are very like those of the eemian series, therefore many explorers hold them as analogous (M. Lavrova, O. Znamenskaya,

K. Markov). But its position in the Quaternary sequence records a posterior rise of the sea level. It is worth mentioning that during the excursion of the 2-nd International Conference of the Association on the Study of the European Quaternary in 1932 on the Mga River, W. Wolff, one of the explorers of the eemian series, categorically opposed the first opinion. The question thus remains still open.

The Mga transgression was succeeded by the last (Karelian) glaciation that occupied a restricted area. Its recession was followed by several oscillations and the development of huge ice-dammed lakes, interrupted in the gradual fall of their level by temporary sea-invasions. The history of these basins coincides in general outline with the history of the Baltic. The existence of the lateglacial marine strait between the White and the Baltic Seas is confirmed by numerous finds of salt-water diatoms in its deposits, which occur at the height of 50 m in the Leningrad district, about 130 m in the north of the Ladoga-Onega Isthmus (Mölder, 1944) and 138 m in the frontier parts of eastern Finland, as given by E. Hyypä (1943). M. Sauramo, who denied the existence of this strait during many years, recognized it in the last years of his life (1947, 1958).

GRUNDETAPPEN IN DER ERFORSCHUNG DER  
QUARTÄRABLAGERUNGEN UND DER  
ENTWICKLUNGSGESCHICHTE ÖSTLICHEN TEILES  
DES FINNISCHEN MEERBUSENS

von

S. V. JAKOVLEVA

ZUSAMMENFASSUNG

In der Erforschungsgeschichte der Quartärablagerungen östlichen Teiles des Finnischen Meerbusens sind die folgenden Grundetappen zu unterscheiden: 1. Ende des XVIII Jahrhunderts bis zur Mitte des XIX Jahrhunderts (die Arbeiten von P. Kropotkin (1871) und F. Schmidt (1871). 2. Von der Mitte des XIX Jahrhunderts bis zum Jahre 1910. Zur diesen Periode gehören die ersten Untersuchungen der alten Strandlinien der Ostsee im Raum von Karelischen Landenge, durchgeführt von G. De Geer (1894) und H. Berghell (1896). 3. Vom Jahre 1910 bis zur Jetztzeit. Für diesen Zeitraum sind die Forschungsergebnisse von S. Jakovlev, B. Zemlakov, K. Markov, I. Krasnov, V. Poretsky, M. Lavrova, O. Znamenskaja und anderen von grösster Bedeutung. Ausserordentlich erfolgreiche Forschungen sind in den letzten Jahrzehnten durchgeführt worden.

Nach der Besprechung von Grundetappen in der Geschichte der Quartärforschung des genannten Gebietes behandelt der Verfasser ausführlich die Stratigraphie der Quartärablagerungen und die Frage der späteiszeitlichen Meeresverbindung der Ostsee mit dem Weissen Meer. Die stratigraphische Stellung der Mgaablagerungen wird diskutiert. Der Verfasser vertritt die Ansicht, dass die späteiszeitliche Meeresverbindung zwischen der Ostsee und dem Weissen Meer durch Ladoga—Onega Landenge stattgefunden ist.

**DIE NATURRÄUMLICHEN GROSSEINHEITEN  
DES OSTSEERAUMES UND IHRE BEDEUTUNG  
FÜR DIE ENTWICKLUNG DER UNTERSCHIEDLICHEN  
KÜSTENFORMEN  
(Erkenntnisse und Probleme)**

Von

THEODOR HURTIG, Greifswald

Wenn man den Ostseeraum im weiten Sinne fasst, so erkennt man drei Grosseinheiten, die für die Ausbildung der unterschiedlichen Küstenabschnitte verantwortlich zu machen sind:

- I die alte vom Eise überformte Rumpffläche Fennoskandias mit ihrer Bruchspaltentektonik;
- II die kambro-silurische Schichtstufenlandschaft des Zentralbaltischen Raumes mit ihren Klint (Glint)-Ufern, beispielsweise auf Öland, Gotland und längs der estnischen Küste am Finnengolf;
- III die glazialen Akkumulationsgebiete, besonders am Süd- und Ostgestade des Baltischen Meeres mit den Kreideauftragungen der Inseln Rügen und Moen, um die markantesten Beispiele hervorzuheben.

Zu I. Die alte fennoskandische Rumpffläche löst sich in eine schwer zu bestimmende Zahl von kleineren und grösseren Schären und Schärenkomplexen auf (Abb. 1). Sie bilden die charakteristischen Schärenküsten (Granö, 1960) bzw. die grossen Schärenhöfe von Turku, den Ålandsinseln und Stockholm. Ein phasenhafter Entwicklungsgang ist dieser Küstenform eigen:

- 1) Uralte präkambrische Orogenesen haben das Grundgerüst mit einer Bruchspaltentektonik geschaffen.
- 2) Jüngere Orogenesen, z. T. nur als Fernwirkungen, haben dieses Bruchspaltensystem vergrössert.
- 3) Zu allen Zeiten wirkten unter wandelbaren Klimaten die Verwitterungsvorgänge. Diese und die fluviatile Arbeit besorgten eine „Tieferschaltung“ der ehemals vorhandenen Niveaus, von denen Restberge (Inselberge) die heutige Rumpffläche in oft bedeutender relativer Höhe überragen. Die differenzierte Härte des Gesteins hat eine massgebende Rolle gespielt.

- 4) Das Ausmass der fluviatilen Prägungskraft steht in Verbindung mit der phasenhaften Heraushebung der skandinavischen Randschwelle (Jessen, 1948). Alte Spaltensysteme wurden dabei durch mehr oder weniger grosse Leistungen der Erosion und Abtragung weitgehend nach Breite und Tiefe gestaltet.



Abb. 1. Ausschnitt aus dem Gürtel der Kleinschärenhöfe im Schärenhof von Stockholm  
(Aus: Hedenstierna, B.: Stockholms Skärgård, Stockholm, 1948)

- 5) Die flächenhaft sehr mächtig entwickelten Verwitterungsmassen sind jedoch nur teilweise fluviatil fortgeschafft worden. Diese Aufgabe übernahm die Gletscherbewegung im Pleistozän. Sie säuberte die alte Rumpffläche von dem sie bedeckenden Schutt und überformte gleichzeitig vorhandene Reliefzüge. Der Denudationsschutt wurde in den Ländern ausserhalb Fennoskandias in grosser Mächtigkeit abgesetzt.
- 6) Die durch Tektonik und verschiedene Abtragungsvorgänge zur „Auflösung“ gebrachte Rumpffläche soll durch die Eisbelastung noch erheblich heruntergedrückt worden sein. Über das Ausmass dieser Absenkung kann man kaum genaue Angaben machen. Dabei müssten auch präglaziale Entwicklungen beachtet werden (s. Hurtig, 1962 und Martinsson, 1960). Für die postglaziale Hebung erkennt man schwer das Ausgangsniveau. Alte Strandlinien und Strandterrassen (s. Abb. 2) lassen wohl erken-

nen, dass ein Auftauchen des fennoskandischen Kontinentalteiles aus postglazialen Meeren erfolgt ist. Man sollte jedoch nicht durch entsprechende Isolinien eine gleichmässige Hebung vortäuschen. Diese ist bisweilen auf relativ kurzen Entfernungen sehr unterschiedlich gewesen. Die Arbeiten von Sauramo sollten auf ihre Allgemeingültigkeit noch einmal überprüft werden.

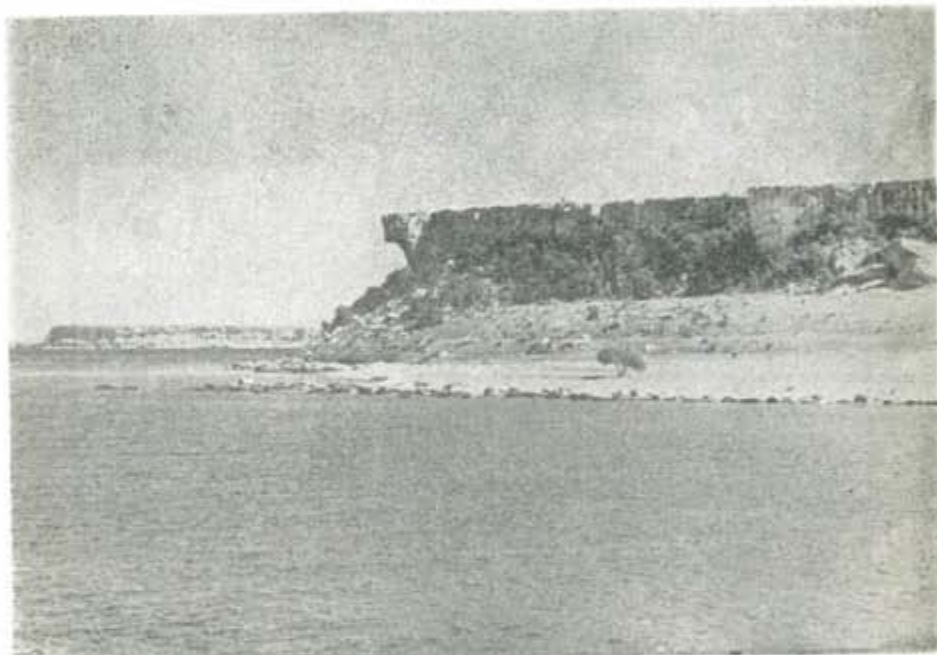


Abb. 2. Stora Karlsö mit der Litorina-Terrasse. Im Hintergrund Lilla Karlsö (Photo: Th. Hurltig)

Zu II. Von hohem Interesse ist die auf weite Strecken nur in Reststücken erkennbare Schichtstufenlandschaft aus Kalkstein des Zentralbaltischen Raumes (Büchting, 1918; Giere, 1938; Martinsson, 1960; Hurltig, 1962).

- 1) Zu den vorher genannten Schärenküsten stehen die hohen, hafearmen Klint (Glint)-Ufer in scharfem Kontrast. Sie sind die „Traufseiten“ der nach Südosten bzw. Süden flach einfallenden kambro-silurischen Schichten (Abb. 3), daher auch das unterschiedliche Erscheinungsbild, beispielsweise zwischen der West- und Ostküste von Gotland.
- 2) Das Gotlandium setzt in einer Schichtstufe zum Ordovicium ab und dieses in einer entsprechenden Schichtstufe zum Kambrium.
- 3) Vor den „Traufseiten“ sind verschiedentlich ehemalige „Landterrassen“ zu erkennen (s. den Schelf auf der Westseite der Insel Gotland bei Hurltig, 1962). Stora und Lilla Karlsö sind als Zeugenberge anzusehen, die sich heute isoliert aus dem Meere erheben.

- 4) Der Kalkstein ist keine homogene Masse, sondern zeigt in dem Riffkalk und dem Kalkmergel klar heraustretende Unterschiede, auch farbmässig.
- 5) Besonders auffällige Strukturformen sind die Raukar (Abb. 4) (Munthe, 1920). Verkarstungsvorgänge und Meeresbrandung haben diese „Felspfeiler“ aus dem Kalkstein herauspräpariert (Hurltig, 1962), und die Landhebung hat sie in verschiedenen hohen Niveaus gebracht. Man weiss nichts Genaueres über das Zeitmass der Entwicklung solcher Raukarbildungen. Probleme stecken auch in dem submarinen Vorkommen dieser „Felspfeiler“.



Abb. 3. Geologisches Querschnitt durch die Mittlere Ostsee (Post, L. von: Kalkens och Solens ö. Svenska Turistföreningens Arsskrift, Stockholm, 1940)

- 6) Die Genese dieser Zentralbaltischen Schichtstufenlandschaft ist in folgendem Entwicklungsablauf zu sehen:
  - a) Die präkambrische Oberfläche von Fennoskandia war so stark eingerumpft, dass die kambriische und silurische Meerestransgression über sie hinweggehen konnte. Unbekannt ist die Ausdehnung dieser Transgression auf dem alten Fennoskandia, ungewiss ist auch, ob die transgredierenden Meere eine einheitliche Wasserfläche oder einzelne Teilbecken darstellten, von denen das Zentralbaltische Becken mit Sicherheit das umfangreichste gewesen sein dürfte.
  - b) Unklar ist auch die Ausbreitung des Devonmeeres, dessen Sedimente in schönen Aufschlüssen am Dünaufer in Erscheinung treten.
  - c) Während der kaledonischen Orogenese und — nach einer mehr oder weniger vollkommenen Einrumpfung — durch eine erneute mehrphasige, ungleichmässige und lokal gewiss auch von Brüchen begleitete Orogenese im Jungtertiär wurde jene Randschwelle aufgewölbt, die das Rückgrat der Halbinsel Skandinavien trägt (Jessen, 1948). Man stösst bei jeder Durchquerung des mittleren und nördlichen Schwedens von Osten nach Westen auf die scharfe morphologische Grenze, in der die Randschwelle mit ihren Überschiebungen, ihren alpinen Formen, ihren in den Fjällen verschieden hoch heraustretenden Denudationsflächen und ihren tief eingeschnittenen Flusstälern

und Seenrinnen gegen das alte, stark eingerumpfte Fennoskandia absetzt.

- d) Die Folge dieser Randschwellenbildung waren Einmuldungen, z. T. mit grossen Flexuren und auch verbunden mit Brüchen, in ihrem östlichen Rückland. Zu ihnen gehören wohl der Bottnische Meerbusen, die Mittelschwedische Seenregion, der Finnengolf und die grossen und kleinen Becken des östlichen Baltischen Meeres, wodurch dieser Meeresteil in scharfem Kontrast zu der Beltsee steht. **Wir müssen also in dieser heutigen submarinen Morphologie präglaziale Züge sehen.**
- e) Eine weitere Folge waren die Schrägstellung der paläozoischen Sedimentdecken (s. Abb. 3) und eine grossartige Abtragungsleistung aller subaerischen Kräfte, die sich in verschiedenen Phasen schwächer oder stärker auswirkte. Dabei wurde nicht nur die in ihrem einstigen Umfang unbekannt paläozoische Sedimentdecke weitgehend abgeräumt, sondern auch das Grundgebirge selbst stark angegriffen. Auf jeden Fall kann man annehmen, dass die Herausbildung der Schichtstufen bereits präglazial vor sich gegangen ist, **wobei Verkarstungsvorgänge und fluviale Arbeit im engen Zusammenwirken standen.**
- f) Die Schürfarbeit der pleistozänen Gletschermassen ist in ihrer Bedeutung umstritten. Auf jeden Fall besorgte sie eine Überformung bzw. eine Restaurierung des präglazialen Reliefs. Die postglazialen Meere, im Zusammenhang mit der Landhebung, schufen dann die heute vorhandenen Küstenprofile mit ihren im langsamen Rückgang begriffenen Steilufern, ihren aus Klufthöhlen durch Meeresarbeit erweiterten Brandungshöhlen, ihren Hohlkehlen, den Strandterrassen mit Strandwällen und den oft bizarren Raukarbildungen. Somit ist, im Gesamtrahmen besehen, die Schichtstufenlandschaft des Zentralbaltischen Raumes eine „Mehrzeitform“.

Zu III. Betrachtet man, um einige Veröffentlichungen herauszugreifen, die Übersichtskarte der wichtigsten Endmoränenzüge von Norddeutschland in Abb. 4 (S. 31) bei Woldstedt, (1950), ferner den Ausschnitt für Mecklenburg bei Hurtig, (1957), Reinhard-Richter (1961), die morphographische Zusammenfassung für das heutige Polen von Galon-Roszkówna (1961) und schliesslich noch die geologische Übersichtskarte von Kraus (1924/25) für den Raum zwischen Weichsel und Memel, so erhält man folgendes Bild:

- 1) Eine Vielfalt von Endmoränenzügen der Würm (Weichsel)-Eiszeit, aus einzelnen Bögen zusammengesetzt, umgibt das Südgastade des Baltischen Meeres. Ihr Verlauf ist im Westen NW—SO, in der Mitte mehr W—O, um dann im Osten in die SW—NO—Richtung abzubiegen (s. Woldstedt, 1950).

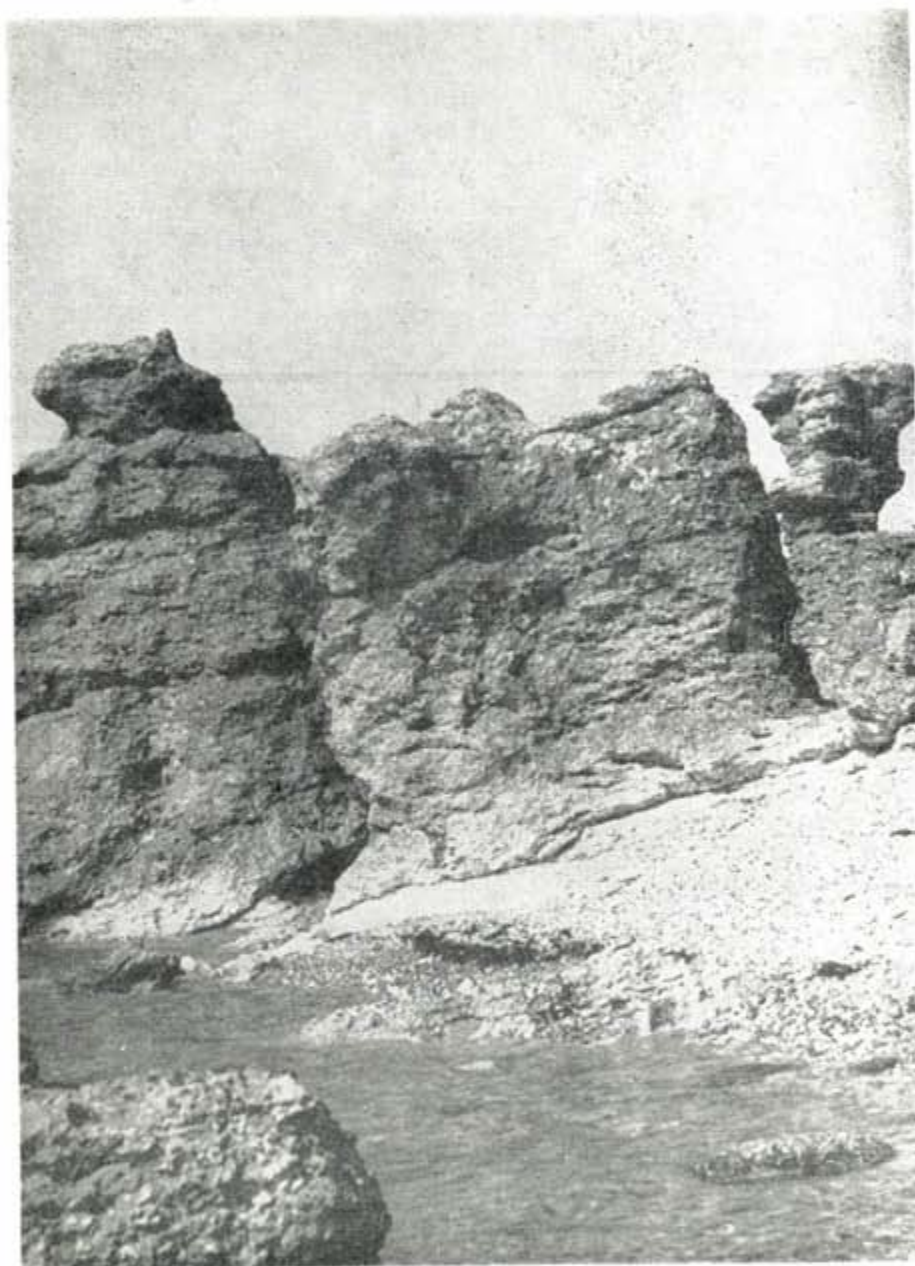


Abb. 4. Raukar an der Südküste von Gotland  
(Photo: Th. Hurtig)

2) Die verschiedenen komplexen Stadien\* sind auf der West- und Ostflanke eng zusammengerafft. Es ist nicht immer leicht, sie voneinander zu unterscheiden, weil jüngere Gletschervorstöße ältere überfahren haben. Die Stadien sind am besten im Mittelstück zu unterscheiden. Hier heben sich ihre Hauptendmoränen oft als deutliche Wälle voneinander ab. Mehr oder weniger breite Zwischenräume (10–40 km), von einzelnen Zwischenstufen durchzogen, trennen sie voneinander. In Mecklenburg heben sich besonders formschön das Frankfurter und Pommersche Stadium mit der von ihnen eingeschlossenen Seenplatte heraus.



Abb. 5. Endmoränenscharungen im Raum zwischen Oder und Weichsel und auf der Masurischen Seenplatte  
(Aus: Galon — Roszkówna, 1961)

3) Im Rückland des komplexen Hauptendmoränenwalls des Pommerschen Stadiums heben sich nun Gebiete mit einer auffällig dichten Scharung der Moränenstufen heraus. Man erkennt sie, um einige Beispiele zu nennen, in ihrer recht einprägsamen Form in dem grossen glazialen Akkumulationsbereich um Kartuzy (Karthaus, „Turbergmassiv“) westlich von Gdansk (Danzig), im Norden der „Masurischen Seenplatte“, etwa in dem Dreieck Kętrzyn (Rastenburg)—Goldap—Marggrabowa (s. Abb. 5) und auch in dem Gebiet westlich und nordwestlich des Sniardwy—Jez. (Spiriting-See). In abgeschwächtem Masse treten entsprechende Scharungen in Mecklenburg auf (s. Hurtig, 1957 und Reinhard-Richter, 1961): in dem Raum südlich und östlich der Wismar-Bucht, zwischen dem Güstrower und Malchiner Zungenbecken und zwischen dem Tollense- und Ücker-Zungenbecken\*\*. Reinhard-Richter rechnen diese Bildungen bereits zum Spätglazial und geben damit zu verstehen, dass nach der Pommerschen Hauptphase ein neuer Entwicklungsprozess im

\* Brandenburgisches Stadium (poln. Leczno-Stadium), Frankfurter Stadium (poln. Poznań-Stadium) und Pommersches Stadium.

\*\* Gleiche Verhältnisse hat Verfasser auch von den Endmoränengebieten Litauens, Lettlands und Estlands in Erinnerung.

letztglazialen Eisabbau eintrat. Dieser Entwicklungsprozess soll speziell am zentralen Raum zwischen Weichsel und Memel (s. Abb. 6) näher erläutert und dabei Vergleiche mit westlichen Abschnitten des würmeiszeitlichen Reliefs herangezogen werden. Gewisse, wenn auch variierende Gesetzmässigkeiten in dem letztglazialen Eisabbau in Mitteleuropa dürften dadurch offenbar werden.

a) Vor dem Frankfurter (Poznań)-Stadium (z. T. in mehr oder weniger schwacher Ausbildung liegt der grosse Wilenberger Sandur (outwash plain), wie er von Woldstedt (1950) bezeichnet wird. Er fällt langsam zum Urstromtal des Narew ein und zeigt ein höheres und ein tieferes Niveau. Einzelne Flüsse, Reste eines pleistozän mehr flächenhaft ausgebildeten Schmelzwassersystems, ziehen den Sandur entlang zum Urstrom. Die in der Kornfraktion immer feiner werdenden Sande sind im distalen Teil zu Dünen zusammengeweht worden. Seen treten kaum in Erscheinung. Einzelne, zu älteren Vereisungen (Warthe-Eiszeit) gehörenden



Der Rückzugsmechanismus der Würm (Weichsel) - Vereisung aus dem zentralen Raum zwischen Weichsel und Memel.

(Nach der Darstellung von Prof. Dr. E. Kraus u. eigenen Beobachtungen)

Abb. 6

Ia bis Id = Teile der Gletscherstromgabel I. Ordnung vom Samländischen Sockel bis zu den Kernsdorfer Höhen

II = Gletscherstromgabel II. Ordnung von den Seesker Höhen in südl. Richtung

III = Gletscherstromgabel III. Ordnung von Szczytno (Orteisbg.) nach Bisztynek (Bischofstein)

IV = Gletscherstromgabel IV. Ordnung „Nordöstlicher Stablack“

1 = Zungenbecken „Pr. Eylau“ 2 = Zungenbecken der mittl. Alle.  
3 = Zaine-Zungenbecken. 4 = Guber-Zungenbecken.  
Pom. = Pommersches Stadium  
Fr. = Frankfurter (Poznań) Stadium

Geschiebemergelplateaus ragen im Südteil aus der Sandurfläche heraus. Die Oberfläche dieser Plateaus ist stark „verwaschen“, z. T. sind ihre Randgebiete vom Sand überweht worden. Dieselben Ausbildungen finden sich in SW. Mecklenburg auf dem Sülstorfer Sandur (s. Hurting, 1957).

- b) Zwischen den Hauptendmoränen des Frankfurter und Pommerschen Stadiums beginnt die grosse Seenregion. Dem Sniardwy (Spirding-See) mit seinen Trabantseen entspricht in Mecklenburg die Müritz und die obere Lyna (Alle) mit ihren grossen Seeflächen (Lansker-See) und den zu dieser Fluss-Seenlinie von Nordwesten und Nordosten tendierenden Seenrinnen lässt Vergleiche mit dem Gebiet des Schweriner Sees zu (Hurting, 1957). Vor der Pommerschen Hauptendmoräne hat sich wieder eine mehr oder weniger breite Sandurzone gebildet, die örtlich in der Form eines Rinnensandurs, quer durch die Seenplatte, die Verbindung mit dem Grosssandur des Frankfurter Stadiums findet (s. das Gebiet der oberen Lyna=Alle). Westlich der Weichsel ist die Sandurzone aus dem Pommerschen Stadium (Tucheler Heide, s. Abb. 7) viel weiträumiger als diejenige des Frankfurter Stadiums. Diese Tatsache soll zur näheren Charakteristik des Raumes festgehalten werden. Dasselbe gilt auch für den Befund, dass alle Sandurflächen vor der Pommerschen Hauptendmoräne reichlich mit Seen durchsetzt sind. Es liegen hier also Erosionsformen in einem flächenhaften Akkumulationsgebiet vor. Derselbe Fall ist in der entsprechenden mecklenburgischen Seenzone zu beobachten.
- c) Nach der Herausbildung einiger Parallelwälle zu der Pommerschen Hauptendmoräne kommt die auffällige Veränderung des Entwicklungsprozesses während des Spätglazials. Die abnehmende Eisbilanz gab nicht mehr die Möglichkeit, den Bestand eines zusammenhängenden, in einzelnen Bögen schwingenden Hauptwalles zu gewährleisten. Die Gletschermassen konzentrierten sich auf einige von rückwärts noch gut ernährte Gletscherströme, die sich an ihren Fronten weiterhin in verschiedene Gletscherzungen auflösten. Dieser Vorgang scheint gewissen Gesetzmässigkeiten unterworfen gewesen zu sein, wobei der Einfluss der sich wandelnden klimatischen Bedingungen nicht erwähnt zu werden braucht. Er ist entschieden von grösster Bedeutung gewesen. Es ergibt sich jedoch folgende Frage: Ist ein präglazialer oder wenigstens präwürmeiszeitlicher Strukturplan vorhanden gewesen, der die heranrückende Würmvergletscherung lenkte und sich ebenso bei den finalen Bewegungsimpulsen wirksam zeigte, so dass bestimmte Züge des Reliefs zur Entwicklung kamen? Die Annahme scheint — wenigstens für die Gletscherströme — berechtigt zu sein. Eine Reihe präexistenter Hoch- und Tiefgebiete ist vorhanden ge-

wesen. Erstere wirkten zu Beginn der Würmeiszeit für den heranrückenden Ostsee-Grossgletscher als teilende Stropfpfeiler, zum anderen aber auch als Akkumulationsgebiete für das vom Gletscher mitgebrachte Schuttmaterial. Die letztgenannte Funktion werden die Hochgebiete auch noch beim letztglazialen Eisabbau ausgeübt haben. Daher ist es zu verstehen, wenn diese als **Gletscherstromgabeln** wirkenden Hochgebiete durch „Selbstverstärkung“ nicht nur ein immer kräftiger herausragendes sehr unruhiges Relief erhielten, sondern auch frühzeitig beim Eisabbau stagnierende Eismassen aufwiesen, während in den sie flankierenden Senken noch lange Zeit aktive Gletscherbewegungen bestanden. Diese Hochgebiete können verschiedentlich, zum mindesten im Spätglazial, frühzeitig als Nunatakr herausgeragt haben und dadurch auf die Reliefgestaltung ihrer näheren und weiteren Umgebung von Einfluss gewesen sein (s. Gripp, 1954 und Reinhard-Richter, 1961). Die **Tiefgebiete** ihrerseits werden die „Gleitbahnen“ für die sich vom Ostsee-Grossgletscher lösenden Gletscherströme dargestellt haben. In ihnen haben die noch recht lange dauernden Gletscheroszillationen stattgefunden, wobei z. B. Vorstösse bis tief in den Raum der Pommerschen Hauptendmoräne möglich waren. Der mit diesen Oszillationen verbundene Aufbau von Endmoränenstaffeln ist charakteristisch.

**Hochgebiete in hier gemeinten Sinne waren:**

- c1) **Die Insel Bornholm und das heutige Hochrügen.** Bei letzterem waren die „Kreideschichtpakete“ zwar noch nicht übereinander gestapelt — dies geschah erst in der Würmvergletscherung — jedoch müssen die Kreide und die sie konkordant überlagernden älteren pleistozänen Schichten bereits so hoch gelegen haben, dass sie von den heranrückenden Gletschern in die Zange genommen und mehr oder weniger hoch aufgerichtet werden konnten (Brinkmann, 1953; Ludwig, 1954/55).
- c2) Ein anderes präexistentes Hochgebiet lag im Raum westlich der unteren Weichsel mit dem 330 m ansteigenden „Turmberg-Massiv“ bei Kartuzy (Karthaus). Bayreuther (1913) spricht von dem prädiluvialen Höhenggebiet von Hinterpommern, in dem die Kreideoberkante unter dem Diluvium stark ansteigt. Ob es sich hier und weiter südwärts auf dem Westufer der Weichsel um ein prädiluviales Höhenggebiet handelt, soll nicht näher diskutiert werden, eine präwürmeiszeitliche Hochlage ist anzunehmen.
- c3) **Der tertiäre Samländische Sockel** (s. Abb. 6). „Nach den vorliegenden Bohrprofilen darf man annehmen, dass die prädiluviale Oberfläche des Samländischen Sockels von ca. 35 m —NN bis 25 m +NN liegt. Weithin ist hier das Tertiär noch



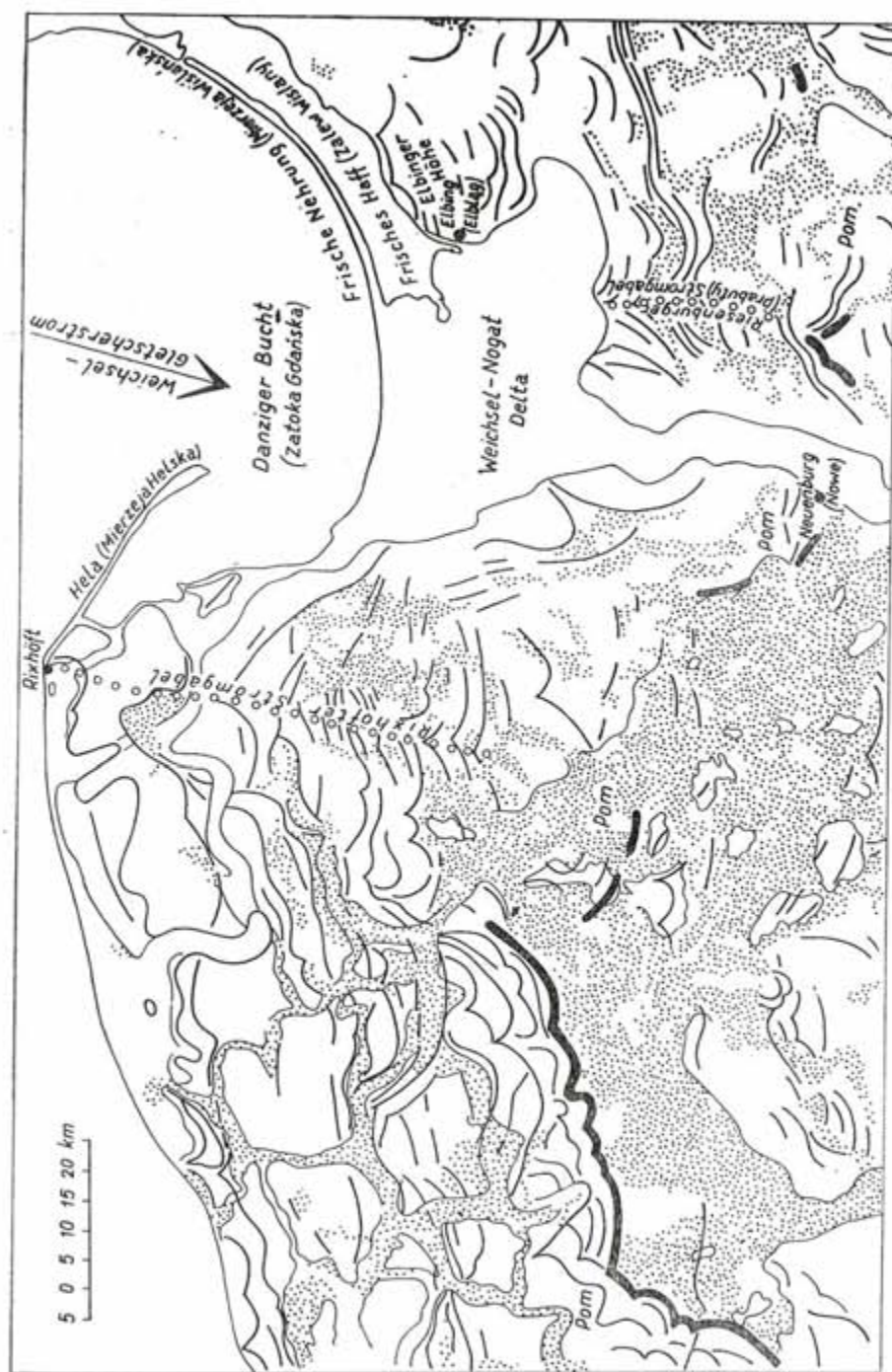


Abb. 7. Die diluvialen Relieftzüge im Weichsel-Gebiet

in grosser Vollständigkeit erhalten“ (Tornquist, 1910, S. 153).

Die Uferabschnitte der Samlandes, die vom Verfasser vielfach begangen worden sind, zeigen örtlich (besonders an der Nordseite) starke Verknetungen der Diluvialschichten, die bisweilen zu schönen Faltungen ausgebildet sind. Die tertiären Schichten lassen deutliche Verwerfungen erkennen (Tornquist, 1910, gibt auf den Seiten 150 und 151 gute Abbildungen). Alles weist darauf hin, dass hier das anrückende Eis starke Pressungen an einem ihm im Wege gestandenen Hindernis ausgeführt hat (Mortensen, 1921). An der „Blauen Rinne“ bei Georgenswalde am nordsamländischen Ufer (s. Tornquist, 1910; S. 145) beobachtet man eine besonders eindrucksvolle Dislokation. Ein Geschiebemergelpfropfen ist hier zwischen senkrecht stehenden Sanden und Kiesen hochgepresst worden. Eigenartigerweise liegt eine ungestörte Geschiebemergeldecke über den dislozierten Schichten. Vergleiche mit der Kreideküste von Rügen treten auf, wo über den aufgerichteten Kreidepaketen diskordant ein horizontaler Geschiebemergel liegt. Tornquist (1910, S. 144) vermutete, dass es sich hier um einen älteren, durch Eisdruck dislozierten Geschiebemergel bzw. entsprechende Sande und Kiese handelt, über die sich ein jüngerer Geschiebemergel legte, der solche Dislokationen nicht aufweist. Die Befunde von Rügen und dem Samland dürften hinsichtlich ihrer zeitlichen Genese einen gewissen Zusammenhang haben.

In dem Bereich des Samländischen Sockels hebt sich das N—S streichende Alkgebirge (s. Abb. 6, Ia) mit dem 110 m hohen Galtgarben besonders heraus. Auf dem gleichen Meridian folgt in südwärtiger Richtung, jenseits der Pregelniederung, der Anstieg zum glazialen Akkumulationsgebiet des Stablacks (s. Abb. 6, Ib), das dem vermutlich präexistente Hochgebiet des Ermländischen Sockels vorliegt. Die prädiluviale Oberfläche liegt hier örtlich bei 18,5 NN (Tornquist 1910, S. 153). Die Ausdehnung des Sockels ist noch unbekannt. Auf seiner Westseite (Ic auf derselben Abb. 6) liegen die Höhen von Morąg (Mohrungen) und noch weiter südlich die bedeutende glaziale Aufschüttung der Kernsdorfer Höhe (Id derselben Abb.). Man kennt bei Ic und Id nicht die Höhenlage des prädiluvialen Untergrundes. Der wohl örtlich unterbrochene meridionale Zug Ia-Id, von dem zum mindesten der Samländische Sockel und der Ermländische Sockel präexistente Hochgebiete sind, ist jedoch auffällig.

- c4) Noch einmal tritt ein solcher meridionaler Zug im Osten des hier zur Behandlung stehenden Raumes auf. Er wird auf Abb. 6 als eine Gletscherstromgabel II Ordnung bezeichnet. Ihr

Anfang im Norden kann in dem N—S verlaufenden Seesker-Höhenzug gesehen werden. Ihre südliche Fortsetzung geht westlich von Marggrabowa und Elk (Lyck). Ob der weitere Verlauf (wenigstens im grossen genetischen Rahmen gesehen) bis zum Narewbogen bei Lomża angenommen werden kann, soll zur Diskussion gestellt werden. Es soll jedoch festgehalten werden, dass dieser Zug parallel einer präexistente Linie verläuft. Hier steigt die „Diluviale Depression“ (v. Linstow, 1917, s. auch Woldstedt, 1950, S. 327) in ostwärtiger Richtung an. Dieser Anstieg zeigt sich auch in den Höhenlinien bei Lewiński-Samsonowicz (1918). Tornquist (1910) nimmt nordöstlich den „Litauischen Sockel“ an. Wir können daher mit einiger Berechtigung annehmen, dass eine prädiluviale (präexistente) Struktur für die Ausbildung eines in derselben Richtung streichenden diluvialen Reliefs von Bedeutung war.

Der Vollständigkeit halber soll noch auf den höheren Reliefzug hingewiesen werden, der sich von Szczytno (Ortelsburg) nach Bisztynek (Bischhofsstein) erstreckt (III auf Abb. 6) und auf einen ähnlichen, wenn auch kürzeren Zug im nordöstlichen Stablack (IV auf Abb. 6). Präexistente Einflüsse sind hier nicht bekannt. Es handelt sich offenbar nur um reine diluviale Akkumulationen, die allerdings genetisch im Zusammenhang mit den grossen Reliefzügen I und II stehen.

- c5) Zu den präexistente **Tiefgebieten** dürfte man, zunächst grossräumig gesehen, die Ostseemulde mit ihren verschiedenen orientierten und mehr oder weniger grossen Becken rechnen, dazu die sogenannten „diluvialen Depressionen“ (v. Linstow, 1917) im Weichsel—Memel- und im Elbe—Oder—Raum. Wie weit bei den letzteren die Gletscherarbeit in den älteren Eiszeiten ausschüpfend tätig gewesen ist, soll dahingestellt sein bleiben. Auffällig ist jedenfalls, dass in ihnen die Endmoränengirlande am weitesten nach Süden „hängen“.

Im Rahmen dieser „diluvialen Depressionen“ spielen das untere Oder- und Weichseltal eine bedeutende Rolle. Die präexistente Hochgebiete führten zu den Gabelungen des Ostsee-Grossgletschers. In der Oder- und Weichsellinie bestanden die guten „Gleitbahnen“ für die aus diesen Gabelungen sich entwickelnden Gletscherströme, die in der Literatur als Weichsel- und Odergletscherstrom bezeichnet werden. Zu ihnen gesellte sich im Westen der Beltseegletscherstrom. Aus allen vorher genannten Gegebenheiten scheint in dem Samlandsockel (Ia, Abb. 6) aber eine weitere bedeutende Stromgabel bestanden zu haben. Sie trennte bereits im Initialstadium der Würmeiszeit den Weichselgletscherstrom von einem östlich gelegenen. Dieser soll der Deime-Lyna (Alle) Gletscherstrom

genannt werden. Er bewegte sich in ansehnlicher Breite im Raume des heutigen Kurischen Haffs und des Memeldeltas und weiter südwärts in der Deime-Pregelniederung und im Alleraum. In der älteren glazialmorphologischen Literatur wird von der „Mittelostpreussischen Bucht“ und dem „Schippenbeiler Becken“ gesprochen (Hurtig, 1935). Die Ausbreitung des Deime-Alle-Gletscherstromes im Osten wird zunächst durch das vorher wahrscheinlich gemachte präexistente Hochgebiet gehemmt worden sein. Es darf darauf hingewiesen werden, dass vermutlich die Gletschermassen im Warthe-Stadium das gleiche Schicksal erfuhren und dass als Rest jener Entwicklung die glazialen Aufschüttungen im Narewbogen zu sehen sind. In der Würmeiszeit traten sie in der gleichen nur nördlicher gelegenen Linienführung wieder in Erscheinung.

**Zusammenfassend** kann von allen hier erwähnten Gletscherströmen im letzten Glazial bzw. Spätglazial gesagt werden, dass sie folgende **drei Etappen** mit den entsprechenden Funktionen durchlaufen haben:

- 1) Nach der Abzweigung von dem Ostsee-Grossgletscher an den Stromgabeln der präexistente Hochgebiete kam es in vorgezeichneten „Gleitbahnen“ zu einer Reihe von Funktionsleistungen, die ihr „Eigenleben“ zum Ausdruck bringen:
  - a) An dem „Kopf“ der Stromgabeln erfolgten besonders starke Aufpressungen (Zangenwirkungen) des tief gefrorenen Bodens. Die Aufrichtung der Kreideschollenpakete auf Rügen und die Steilstellungen älterer Diluvialschichten am Samländischen Sockel mögen dies beweisen.
  - b) Es kam vermutlich bereits in dieser Etappe zu lateralen Akkumulationen. Ein derartiger Materialstau war an entsprechende präexistente Strukturen (zu denen auch Reste älterer Vereisungen gehörten) gebunden oder an die einmal eingeleitete Linienführung des beherrschenden Hochgebietes, das als Stromgabel gewirkt hatte.
- 2) Mit zunehmender Eismächtigkeit kam es zur Ausbildung eines zusammenhängenden „Gletscherschildes“, bei dem sich vermutlich nur in der Grundbewegung die Eigenständigkeit der einzelnen Gletscherströme noch erhalten konnte. An der Front dieses Gletscherschildes entwickelten sich die aus einzelnen Bögen zusammengesetzten und weite Räume durchziehenden komplexen Endmoränenzüge. Von diesen tritt das Pommersche Stadium besonders eindrucksvoll in Erscheinung. Nicht weil es das jüngste, deutlich zusammenhängende am Südgestande der Ostsee ist, sondern weil es, offenbar unter besonderen Gegebenheiten, eine ausgesprochen starke Schub- und Stapelkraft besass. Bedeutend waren dort ebenfalls die Schmelzwassermengen, die an bestimmten



gen gut erkennen. Die Sandurbildungen im Spätglazial wurden immer kleinräumiger.

- d) Die Aktivität der Gletscherströme muss solange vorhanden gewesen sein, als die unmittelbare Verbindung mit dem Ostsee-Grossgletscher bestand. Ihre Prägungskraft nahm jedoch stetig ab. Bei dem Beltsee-Gletscherstrom im Westen machen sich frühzeitig schwächere Bewegungsäusserungen bemerkbar, was auf das Konto der zunehmenden negativen Eisbilanz zurückzuführen ist. Der Deime-Lyna (Alle)-Gletscherstrom lässt nun besonders schön die verschiedenen Aktivierungsphasen beim langsamen Eiszerfall erkennen.
- d1) Das Verbindungsstück zwischen dem Stablack im Westen und den Kucklins-Bergen im Osten. Es zeigt in der Mitte nur eine schwache Ausbildung (Hurtig, 1935) mit kleinen, osartigen Radialzügen. Dies deutet vermutlich auf eine starke Durchspülung von Schmelzwässern hin. An den Flanken ist das Relief lebhafter und stärker.
- d2) Eine zweite Aktivierungsphase zeigt sich in der Samländischen Endmoräne. Das Mittelstück, welches das Pregelurstromtal quert, ist wieder schwach ausgebildet, wogegen die westliche Flanke an der Stromgabel Ia in dem Zug des Alkgebirges eine verhältnismässig starke Reliefenergie aufweist. Zwischen d1 und d2 liegt die grosse Staubeckenzone mit ihren mächtigen Tonlagern.
- d3) Schliesslich ist noch die Rossittener Endmoräne, in der man wohl besser nur einen schwachen Eishalt zu sehen hat, zu erwähnen. Ihr Verlauf ist örtlich problematisch.
- e) Der Raum der anderen Gletscherströme (s. auch die grosse „Naht“ zwischen dem Oder- und Beltsee Gletscherstrom, der sogenannten „Eisscheide“, bei Reinhard-Richter, (1958 a) zeigt grundsätzlich ähnliche Entwicklungen:
- e1) Kräftige Scharungen von Randwällen an den Moränengabelzonen (Kerb Spuren) grösster und kleinerer Dimensionen. Die Materialakkumulation nahm bedeutende Masse an, weshalb man hier im heutigen Reliefbild auch die höchsten Erhebungen findet.
- e2) Beträchtliche Schmelzwassermengen trafen zusammen, welche die Hohlformen schufen, aus denen sich die Seenreihen zwischen den einzelnen Staffeln entwickelten.
- e3) Im Hinblick auf e1 und e2 hebt sich die „Rixhöfter Stromgabel“ (Turmbergmassiv um Kartuzy (Karthus) besonders heraus.
- e4) Innerhalb der Gleitbahnen der Gletscherströme (auch ihrer Teilströme) kommt es immer wieder (bei Zunahme der Eisbilanz, die mit einer erneuten Klimaverschlechterung gekoppelt war) zu oft bedeutenden Vorstössen, die ältere Akkumulationen überfahren konnten.

- e5) Eine besondere Aktivierung hat sich in der sogenannten Rügenschon Phase ergeben. Zeitlich gehören zu ihr wohl die Endmoränenlandschaften auf Rügen, den Oderinseln bis hin zu der Samländischen Endmoräne. Jeder Gletscherstrom wird in dieser Phase, die eine gemeinsame Klimaentwicklung besass, seine besonderen Prägungen erhalten haben, je nach der gegebenen Eisbilanz. Der Odergletscherstrom scheint dabei eine besondere Rolle zu spielen.

Diese Phase ist von ausschlaggebender Bedeutung für die spätere Entwicklung der heutigen Küstenabschnitte. Die sich damals entwickelnden Gletscherzungen und Gletscherloben mit den örtlich bedeutungsvollen Stromgabeln und dem charakteristischen Oszillationsrelief (z. B. Bodden und Boddenschwellen auf Rügen und Usedom), jedoch alles nur als Teilbildungen innerhalb des grossdimensionalen Strukturrahmens gesehen, bildeten ein entscheidendes Gerüst. Seine Überformung besorgte die postdiluviale Transgression und die verschiedenen Küstenprozesse bis zur Gegenwart, der menschliche Einfluss soll nicht unerwähnt bleiben. Hinsichtlich der Transgressionsvorgänge bestehen noch mancherlei Meinungsverschiedenheiten (s. die Diskussion bei Hurtig, 1959; Kliewe-Reinhard, 1960 und Rosa, 1961). Auch in der Frage der Entwicklung der Nehrungen oder der nehrungsartigen Gebilde sind noch nicht die letzten Worte gesprochen (Hurtig, 1954 und Uhl, 1939). Die Eigenart des Endmoränenkranzes, der das Gestade des Baltischen Meeres umgibt, muss in seiner besonderen Prägung gesehen werden. Es scheint letztlich, dass in der Würmeiszeit grosse präexistente Reliefformen für die Entwicklung des Strukturbildes, zusammen mit den verschiedenen Klimawandlungen, von massgebendem Einfluss gewesen sind. Das heutige Kartenbild des Endmoränenverlaufes muss in seiner Entstehung noch tiefer gefasst werden, gerade auch im Hinblick auf die Genese der Küstenabschnitte. Wenn man noch einmal auf die drei eingangs genannten naturräumlichen Grosseinheiten am Schluss zu sprechen kommt, so ist festzustellen, dass die beiden ersten aus einem präkambrischen und paläozoischen Relief durch orogenetische und langdauernde, vielseitige Denudationsvorgänge **herausgemeisselt** worden sind. Die dritte Einheit ist eine Akkumulation grössten Ausmasses, die ihr Material von den beiden erstgenannten Einheiten empfing. Die spezifische Formung besorgte das Eis, und das Meer schuf aus dem glazialen Formenschatz die heutigen Uferabschnitte.

#### LITERATURANGABEN

- Bayreuther, W.: 1913. Die Oberflächengestalt von Pomesanien und ihre Abhängigkeit vom geologischen Aufbau. Diss. Königsberg.
- Berninger, O.: 1923. Morphologische Betrachtungen im Gebiet der mittleren Alle. Ein Beitrag zur Kenntnis der Oberflächengestaltung Ostpreussens. Geolog. Archiv, Bd. II, H. 1.

- Beurlen, K.: 1927. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik, Beiträge und Ergebnisse aus Nordostdeutschland. Forsch. Geol. u. Pal., Bd. 6. H. 18, Berlin.
- Brinkmann, R.: 1953. Die diluvialen Störungen auf Rügen. Geol. Rdsch.
- Büchting, E.: 1918. Die Bodenformen der Ostsee. Diss. Jena.
- Galon, R.: 1961a. Morphology of the Notec-Warta (or Torun-Eberswalde) ice marginal streamway. Warsaw.
- Galon, R. u. Roszkówna, L.: 1961b. Extents of the skandinavian glaciations and of their recession stages in the territory of Poland in the light of the marginal forms of inland ice. Przegląd Geograficzny, Warszawa.
- Giere, W.: 1938. Die Entstehung der Ostsee. Schr. d. Alb. Univ. Naturw. Reihe, Bd. 1, Königsberg i. Pr.
- Gripp, K.: 1947a. Jasmund und Moen, eine glazialmorphologische Untersuchung. Erdkunde, Bd. 1.
- Gripp, K.: 1947b. Glazialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. Ztsch. d. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 99.
- Gripp, K.: 1954. Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wald bis Alsen. Meyniana, Bd. 2.
- Gripp, K.: 1958. Der Verlauf risszeitlicher Endmoränen in Schleswig. Meyniana, Bd. 7.
- Haack, E.: 1960. Das Achterwasser. Eine geomorphologische und hydrographische Untersuchung. Berlin.
- Hoffmann, B. u. Hurtig, Th.: 1934. Ostpreussen, Land und Leute, Königsberg i. Pr.
- Hurtig, Th.: 1935. Das Spirdingseegebiet und das Schippenbeiler Becken. Ein Beitrag zur Frage des letztglazialen Eisabbaus in Ostpreussen. Schr. d. Phys.-Ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr.
- Hurtig, Th.: 1954. Die mecklenburgische Boddenlandschaft. Berlin.
- Hurtig, Th.: 1954/55. Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. Wiss. Ztschr. d. E. M. Arndt Univ. Greifswald. Math.-Naturw. Reihe IV Jhg., H. 6/7, Greifswald.
- Hurtig, Th.: 1955. Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. Pet. Geogr. Mitt., Bd. 99, Gotha.
- Hurtig, Th.: 1957. Physische Geographie von Mecklenburg. Berlin.
- Hurtig, Th.: 1958. Schwedisch-Lapland und die Lappen. Geogr. Ber., H. 8.
- Hurtig, Th.: 1959. Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postdiluvialen Überflutung des Ostseebeckens. Geogr. Ber. H. 10/11.
- Hurtig, Th.: 1962. Die Grossseen-Landschaft Mecklenburgs. In: Beiträge zur Erforschung des Naturschutzgebietes „Ostufer der Müritz“. Greifswald.
- Hurtig, Th.: 1962. Der gotländische Klint. Geogr. Rdsch. H. 12, Braunschweig.
- Inqua, International Association on Quaternary Research; 1961. VI the Congress, Guide-Book of Excursion: „From the Baltic to the Tatras“ Part I; North Poland. Area of the last glaciation. Poland.
- Janke, W.: 1961. Entstehung und Formenwelt des Naturschutzgebietes „Nonnenhof“. In: Naturschutzarbeit in Mecklenburg, H. 2/3, Putbus.
- Jessen, O.: 1948. Die Randschwellen der Kontinente. Gotha. Pet. Geogr. Mitt. Erg., H. 241.
- Kraus, E.: 1924/25. Geologischer Führer durch Ostpreussen. Berlin.
- Kliewe, H.: 1960. Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. Berlin.
- Kliewe, H.: 1961. Vergleichende Betrachtungen zur glaziären Genese der Odermündungsinseln. Geogr. Ber.
- Kliewe, H. u. Reinhard, H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancyclus-Sees. Gotha. Peterm. Geogr. Mitt., Bd. 104.

- Körnke, B.: 1930. Letztglaziale Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 82.
- Lewiński, J. u. Samsonowicz, J.: 1918. Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teil des nord-europäischen Flachlandes. Warschau.
- Linstow, O. von.: 1917. Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. Z. f. Gletscherkd. 10.
- Ludwig, A.: 1954. Eistektonik und echte Tektonik in Ostrügen (Jasmund). Diss. Greifswald.
- Martinsson, A.: 1960. The submarine Morphology of the Baltic Cambro-Silurian Area. Uppsala, Bull. of the Geolog. Inst. of the Univ. of Uppsala, Vol. XXXVIII, Part. 1.
- Mortensen, H.: 1921. Die Morphologie der samländischen Steilküste. Veröffentl. d. Geogr. Inst. d. Alb. Univ. z. Königsberg i. Pr., Hamburg.
- Munthe, H.: 1920. Gotland Raukar. Stockholm. Sver. Geolog. Undersökning.
- Reinhard, H. u. Richter, G.: 1958 a. Zur Genese der Gletscherzungenbecken Norddeutschlands. Ztschr. f. Geomorphologie, N. F. Bd. 2, Berlin.
- Reinhard, H. u. Seeler, A.: 1958 b. Unteres Recknitztal. Lübeck. Mitt. d. Geogr. Ges. in Lübeck, H. 48.
- Richter, G.: 1959. Entstehung und Ausprägung spätglazialer Gletscherzungenbecken im Raum Mittelmecklenburgs. Diss. Greifswald.
- Rosa, B.: 1959. Die postglaziale Transgression an der polnischen Küste. Berlin. Geogr. Ber. H. 10/11.
- Rudberg, S.: 1954. Västerbottens Berggrundsmorfologi Uppsala. Geographica 25.
- Schmidt, H.: 1957 a. Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. Berlin. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. III.
- Schmidt, H.: 1957 b. Morphologische Probleme um den Grossen und Kleinen Jasmunder Bodden. Diss. Greifswald. Kurzbericht in Geogr. Ber. H. 10/11. Berlin, 1959.
- Sonntag, P.: 1919. Geologie von Westpreussen. Berlin.
- Tornquist, A.: 1910. Geologie von Ostpreussen. Berlin.
- Uhl, J.: 1938/39. Neue Anschauungen über die Entstehung des Frischen Haffes und der Frischen Nehrung. Berlin. Geologie der Meere und Binnengewässer, Bd. 2 u. 3.
- Woldstedt, P.: 1950. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.

[Manuskript eingegangen 2. 3. 1963]

## GREAT NATURAL UNITS OF THE BALTIC SEA AREA AND THEIR IMPORTANCE FOR THE DEVELOPMENT OF THE DIFFERENT COASTAL FORMS

by

THEODOR HURTIG, Greifswald

### SUMMARY

Seen in a wide frame the region of the Baltic Sea is to be divided into three great natural units: Fennoscandia, the partly submerged cambro-silurian cuesta landscape of the Central Baltic Searoom and the region of the huge diluvial accumulations, especially on the southern coast.

Each of them is characterized as to the origin and the development. The third unit is treated in a comparative way to their different parts.

A great emphasis is given to the treatment of the room between Vistula and Njemen (Nemunas). It is shown or shortly indicated in what manner the three units have contributed to the development of the different forms of the coast. Several problems are made a subject for discussion.

## **ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ ЕДИНИЦЫ РАЙОНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РАЗВИТИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ ПОБЕРЕЖИЙ**

*Т. ХУРТИГ*

### **РЕЗЮМЕ**

В крупных чертах район Балтийского моря следует подразделить на три большие природные территориальные единицы: Фенноскандию, частично погруженный куэстовый ландшафт кембро-силурийских отложений в средней части Балтийского моря и область интенсивной ледниковой аккумуляции, в частности, на южном побережье.

Приведена характеристика каждого из указанных областей с точки зрения их образования и дальнейшего развития. Большое внимание уделено описанию пространства между Вислой и Неманом (Нямунас). В дальнейшем показано, каким образом и в какой мере вышеуказанные территориальные единицы обусловили развитие различных форм побережий. Некоторые проблемы выдвинуты в качестве предмета для дискуссии.

## ВОЗРАСТ ТРАНСГРЕССИЙ ГОЛОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ БАЛТИКИ В ЭСТОНИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Х. КЕССЕЛ, Таллин

В последние годы накопились новые палинологические данные о болотных и озерных отложениях, погребенных под прибрежными отложениями бассейна Балтики и об отложениях древних лагун и прибрежных озер в пределах голоценового побережья Эстонии. На основании этих данных возможно уточнить до сих пор известные выводы о возрасте трансгрессий Анцилового озера и Литоринового моря.

По работам П. Кентса\* и ряда других исследователей (Thomson, 1929 и 1933; Кессел, 1960 и 1961) трансгрессия Анцилового озера совпадает в общем с V фазой развития лесов\*\*. По работам автора (Кессел, 1961 и др.) добореальная регрессия сменилась бореальной (анциловой) трансгрессией в начале V фазы и достигла своего максимума во время кульминации кривой пыльцы сосны этой фазы. Анциловая регрессия началась во время VI фазы и продолжалась до начала VIIa фазы (Kents\* и др.).

Во время существования Литоринового моря на эстонском побережье первая трансгрессия (L<sub>I</sub>) происходила в середине VIIa фазы, вторая трансгрессия (L<sub>IIa</sub>) — в начале VII фазы (Кессел, 1960 и 1961).

Фаза L<sub>IIb</sub>, соответствующая границе VIIb/VIIIa фаз, имела в северо-восточной и юго-западной частях Эстонии также трансгрессивный характер (Кессел, 1960).

Ниже приводится описание наиболее характерных новых разрезов лагунных и болотных отложений на голоценовом побережье Эстонии (рис. 1), причем особое внимание уделено описанию палинологических

\* P. Kents, 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised illustreeritud. Kõrbi poolsaarel. Рукопись в фондах ИГ АН ЭССР.

\*\* Фазы развития лесов в данной статье приводятся по К. Йессену (Jessen, 1935) и М. Фризу (Fries, 1951).

данных органогенных отложений, погребенных под прибрежными отложениями.

К данному времени в Эстонии известно 10 местонахождений, в которых образование озерных и болотных отложений, погребенных под прибрежными отложениями, прекратилось в связи с трансгрессией Анцилового озера. Из них в северо-западной части Эстонии известны 7 местонахождений, где возраст торфа и сапропеля соответствует максимуму V фазы (Thomson, 1929, 1933 и Кессл, 1960).

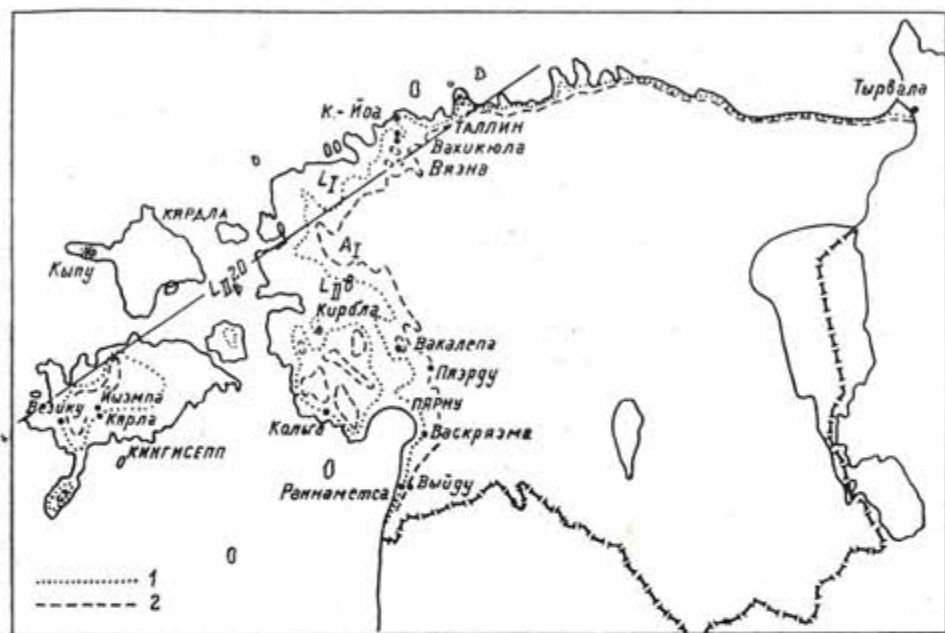


Рис. 1. Главнейшие местонахождения погребенных органогенных отложений и древних лагун:  
 ..... высшая метакронная береговая линия Литоринового моря (L<sub>1</sub> и L<sub>11</sub>)  
 --- береговая линия Анцилового озера (A<sub>1</sub>)

В некоторых новых местонахождениях юго-западной части Эстонии, например в Вакалепа (рис. 2), Пярду (рис. 3) и Выйду (Кессл, 1963), в нижней части разрезов залегает древесный торф, а в верхней части их — озерная глина с тонкими прослойками гипсового торфа. Залежи озерной глины погребены под трансгрессивными отложениями кос Анцилового озера (A<sub>1</sub>) мощностью до 3 м, подножия которых находятся на абсолютных отметках соответственно 20 м, 18 м и 12 м. Мощность погребенного торфа и глины в местонахождении Пярду довольно большая, достигая 54 см. Покрывающие прибрежные отложения содержат в местонахождении Вакалепа в большом количестве субфоссильные моллюски Анцилового озера, как *Ancylus fluviatilis* Müller, *Radix ovata* (Drap.) var. *baltica* Nills., и *Anodonta cygnea* (L.).

Возраст древесного торфа вышеназванных местонахождений — максимум V фазы, так как пыльца сосны представлена в нем до 92%.

Образование погребенной глины происходило позднее — во второй половине V фазы, и окончилось перед концом той же самой фазы. В соответствующей части пылевых диаграмм Вакалепа, Пярду и Выйду встречается пересечение кривых пыльцы березы и сосны, количество которых около 50%. В небольшом количестве встречаются еще пыльца

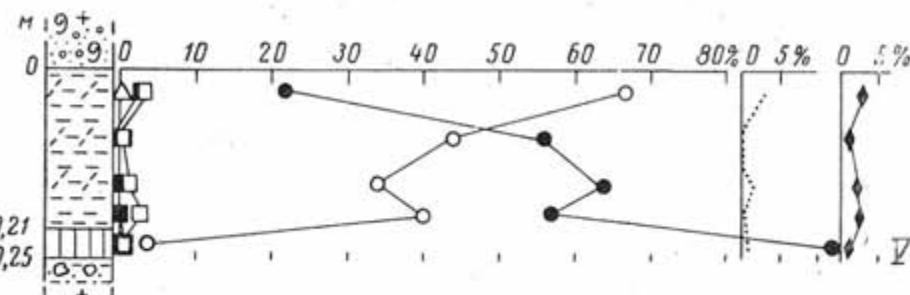


Рис. 2. Спорово-пылевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Вакалепа

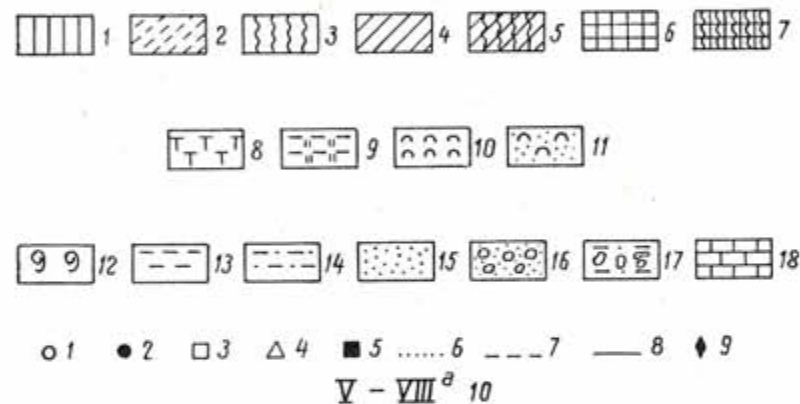


Рис. 2а.

Условные обозначения к рис. 2—9

- 1 — древесный торф; 2 — гипсовый торф; 3 — тростниковый торф;
- 4 — осоковый торф; 5 — осоково-тростниковый торф; 6 — сапрпель;
- 7 — тростниковый сапрпель; 8 — озерная известь; 9 — глина, обогащенная органическим веществом; 10 — диатомит; 11 — диатомитовые пески;
- 12 — створки субфоссильных моллюсков; 13 — глина; 14 — алеврит; 15 — песок;
- 16 — отложения береговых валов; 17 — морена; 18 — известняк

Пыльца древесных пород:

- 1 — береза; 2 — сосны; 3 — ольхи; 4 — ели; 5 — сумма пыльцы широколиственных пород (дуба + липы + вяза); 6 — вяза; 7 — липы; 8 — дуба; 9 — орешника; 10 — фаза развития лесов

орешника, ольхи и вяза. На основании этих данных можно сказать, что трансгрессия Анцилового озера на территории Эстонии достигла своего максимума только лишь в конце V фазы.

Здесь уместно обратить внимание на то, что образование кос, например в Кирбла и Кейла-Йоа, могло происходить непрерывно за счет вдольбереговых потоков наносов в течение разновозрастных фаз развития бассейна Балтики. В результате этого происходило и захоронение органогенных отложений в различные времена. Итак, пыльцевые



диаграммы погребенных залежей зафиксировали разновозрастные этапы в формировании кос.

В качестве особенно яркого примера такого формирования и роста кос можно привести косу Кирбла в юго-западной части Эстонии. В Кирбла наблюдается возвышение коренных пород, которое освободилось из-под воды Анцилового озера в виде небольшого острова во время трансгрессивной фазы  $A_7$ . Одновременно с этим началось формирование миниатюрной косы в юго-восточной части этого острова, подно-

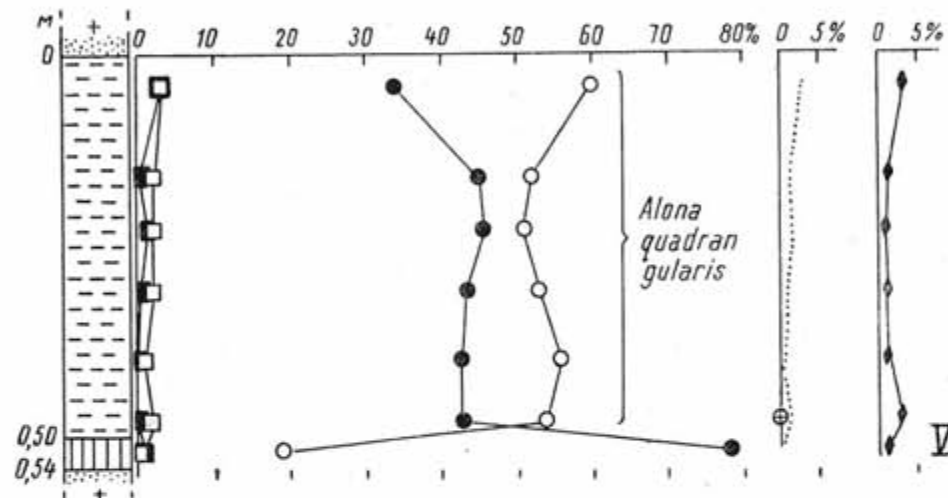


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органических отложений Пяэрдю

жие которой находится на абс. отметке 21—22 м. Соответствующие отложения косы содержат субфоссильную фауну моллюсков анцилового возраста. Впоследствии, при понижении уровня Анцилового озера, рост данной косы продолжался в юго-западном направлении.

Ранее предполагали, что коса Кирбла формировалась только во время трансгрессии Анцилового озера и ее регрессивных фаз. Согласно спектру эпейрогенического поднятия голоценовых береговых линий Эстонии был выделен уровень  $A_V$  в Кирбла на абс. отметке около 17 м.

Летом 1962 г. установлена под отложениями средней части косы Кирбла небольшая залежь тростникового торфа, возраст которой датируется по пыльцевой диаграмме фазой VII<sub>b</sub>. Возраст этой погребенной залежи указывает, что формирование косы Кирбла происходило также во время трансгрессии  $L_{IIb}$ . К концу того же времени общая длина косы-стрелки Кирбла была более 1 км. Подножие нижней части косы, которая формировалась во время трансгрессии  $L_{IIb}$ , находится на абс. отметке около 17 м.

Возраст древних береговых линий Литоринового моря, особенно его более древних фаз, определен на основании пыльцевых анализов лагунных, торфяных и озерных отложений, погребенных под прибрежными отложениями Литоринового моря. Кроме того использованы и

другие биостратиграфические методы, как диатомовый анализ и исследование створок субфоссильных моллюсков литоринового возраста.

Одним из наиболее интересных местонахождений, которое помогает выяснению возраста трансгрессий Литоринового моря, а также закономерностей накопления прибрежных отложений на трансгрессивных морских берегах, является Кейла-Йоа. В этом местонахождении установлена небольшая залежь погребенного сапропеля, возраст кото-

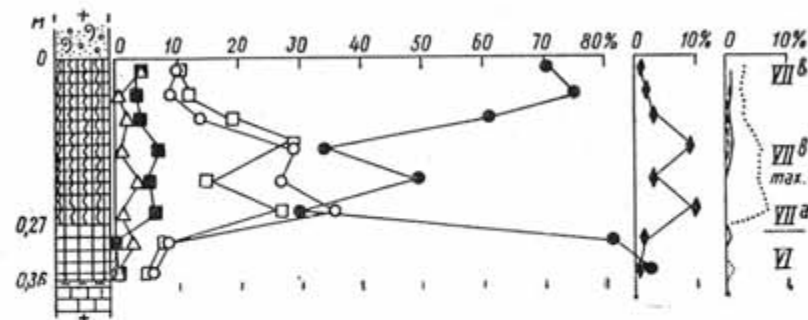


Рис. 4. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органических отложений Кейла-Йоа. Анализировано Р. Пиррус

рого датируется VI—VII<sub>b</sub> фазами (рис. 4). Залежь сапропеля Кейла-Йоа погребена под отложениями небольшой косы, содержащими створки субфоссильных моллюсков Литоринового моря.

Рассматриваемые береговые образования Кейла-Йоа, подножия которых находятся на абс. отметках 23—24 м, относили ранее на основании спектра эпейрогенического поднятия голоценовых береговых линий Эстонии к фазе  $L_1$  (Кессел, 1961). В фазе  $L_1$  образовался здесь береговой вал на вышеназванной абс. отметке. В то же время в западном направлении от него находился слабо или совершенно не выраженный в рельефе берег, вблизи которого находилось небольшое прибрежное озеро. Позднее формирование береговых образований здесь продолжалось в виде косы, развивающейся в западном направлении. В то же время прекратилось образование сапропеля в упомянутом озере.

Выяснение времени формирования береговых образований Кейла-Йоа усложняется тем фактом, что береговой вал и коса находятся на одних и тех же абсолютных отметках.

По данным пыльцевого анализа погребенного сапропеля Кейла-Йоа западная часть здешних береговых образований формировалась во время трансгрессии Литоринового моря фазы  $L_{IIb}$ , т. е. на границе VII<sub>b</sub>/VIII<sub>a</sub> фаз развития лесов.

В результате сопоставления высотных соотношений береговых образований Литоринового моря с данными пыльцевого анализа выяснилось, что береговые образования, отнесенные ранее к уровню  $L_{IIa}$ , принадлежат к уровню  $L_{IIb}$  и, таким образом, оказались моложе примерно на 200—300 лет.

Результаты пыльцевого анализа показывают, что в северо-западной Эстонии, исключая полуостров Кыпу и узкую полосу на северо-западном побережье Эстонии, максимальным уровнем Литоринового моря является уровень  $L_{IIb}$ , который здесь имеет почти одинаковые абсолютные отметки с уровнями  $L_I$  и  $L_{IIa}$ .

Береговые образования уровня  $L_{IIb}$  формировались во время более поздней трансгрессии Литоринового моря на границе VIIb/VIIIa фаз как отмечалось уже ранее (Кессел, 1960). Это доказывают так-

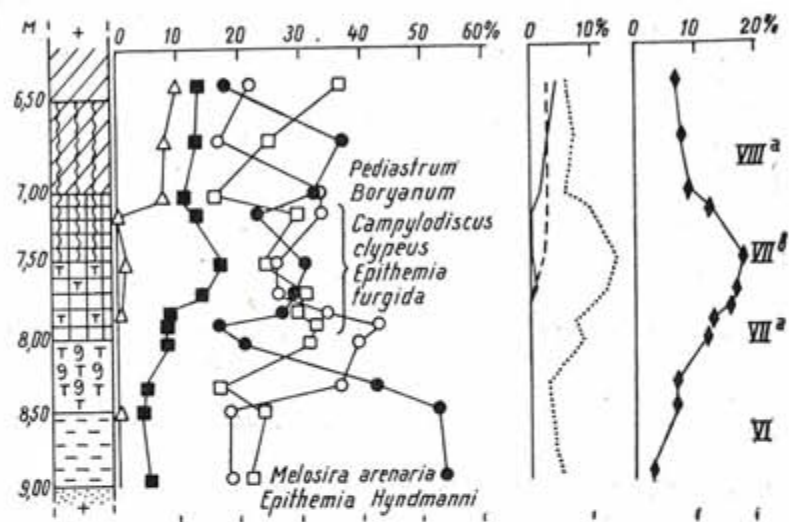


Рис. 5. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза озерных, лагунных и болотных отложений в пределах современного верхового болота Вяэна

же новые пыльцевые диаграммы Кейла-Йоа (рис. 4), Везику, Кольга, Синди (Кессел, 1963) и Тырвала (рис. 7). По данным пыльцевого анализа Кейла-Йоа фаза  $L_{IIb}$  носила трансгрессивный характер не только в северо-восточной и юго-западной частях нашего побережья, как предполагали ранее (Кессел, 1960), а также и в северо-западной Эстонии.

Береговые образования фазы  $L_I$  являются самыми высокими береговыми образованиями Литоринового моря северо-западнее 20-метровой изобазы, юго-восточнее последней же самыми высокими береговыми образованиями Литоринового моря в Эстонии являются береговые образования фазы  $L_{IIb}$ .

Соответственно переоценке возраста береговых образований, причисленных ранее к  $L_{IIa}$  фазе, и береговым образованиям фазы  $L_{IIa}$  относятся только соответствующие абразионные уступы полуострова Кыпу\*. Во всех остальных случаях уровень  $L_{IIa}$  установлен теперь в Эстонии только по палинологическим данным, например, в пыльцевой диа-

\* P. Kents, 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised illustreeritud kõpu poolsaarel.

грамме разрезов Вяэна, Ваксрjäма и Раннаметса — ему соответствует максимум VIIb фазы развития лесов.

Береговые образования, которые ранее причислялись к уровню  $L_{IIb}$  и были установлены лишь в 5 местонахождениях в юго-западной части Эстонии, вероятно следует относить к уровню  $L_{IIc}$ .

В новом спектре эпейрогенического поднятия голоценовых береговых линий составленным автором по палинологическим данным, уровень  $L_I$  в северо-западной Эстонии представлен на основании лагунных отложений Кыпу и Вяэна.

При рассмотрении разреза Вяэна следует обратить внимание на результаты исследований П. Томсона (Thomson, 1939). По

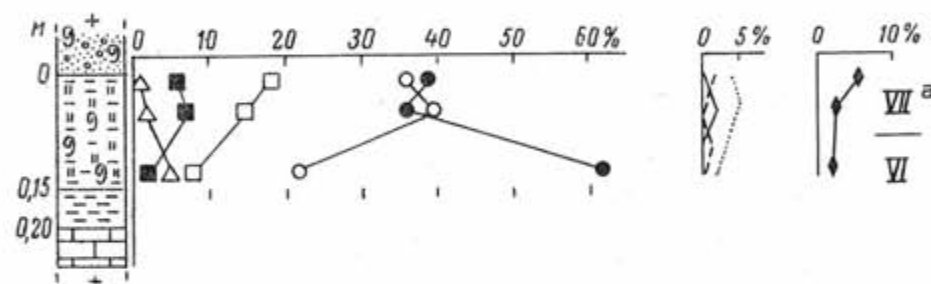


Рис. 6. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Вахикюла

П. Томсоу трансгрессия  $L_I$  происходила в Вяэна в VIIa фазе, когда для лагунных отложений характерно участие *Campylodiscus clypeus* Ehr. выше 90%. Лагуна Вяэна отделилась окончательно от моря в переходное время между  $L_{II}$  и  $L_{III}$  фазами, которому соответствует граница VIIb/VIIIa фаз развития лесов. Наши исследования подтверждают результаты П. Томсона (рис. 5).

По данным диатомового анализа разреза Вяэна установлено, что первое появление солоноватоводных диатомовых водорослей связано с VIIa фазой, а во время кульминации пыльцы широколиственных пород в VIIb фазе в лагуне развивалась обильная диатомовая флора. Разрез лагунных отложений Вяэна заканчивается тростниковым торфом на границе VIIb/VIIIa фаз. Под лагунным сапропелем здесь встречается озерная известь со створками пресноводных моллюсков, возраст которой датируется VI фазой, частично VIIa фазой. Ниже озерной извести залегают алевроитовые глины, в нижней части которых установлена и автором данной статьи флора „*Arenaria*“ Анцилового озера в виде доминантных видов *Melosira arenaria* Mooge и *Epithemia Hyndmanni* W. Sm. Это пока единственное место с находками диатомовой флоры анцилового времени в Эстонии.

Установлению возраста трансгрессии  $L_I$  помогает и залежь гумированной озерной глины, залегающей под отложениями косы лагуны Вяэна и Вахикюла. Возраст его датируется VI фазой и началом VIIa

фазы (рис. 6); т. е. трансгрессия  $L_1$  происходила в данном месте вероятно немного ранее, чем в Кольга.

Не лишне отметить, что при установлении возраста трансгрессии на основании погребенных органогенных отложений необходимо подходить весьма осторожно к результатам пыльцевого анализа верхних слоев разреза. Погребенные органогенные отложения часто размыты

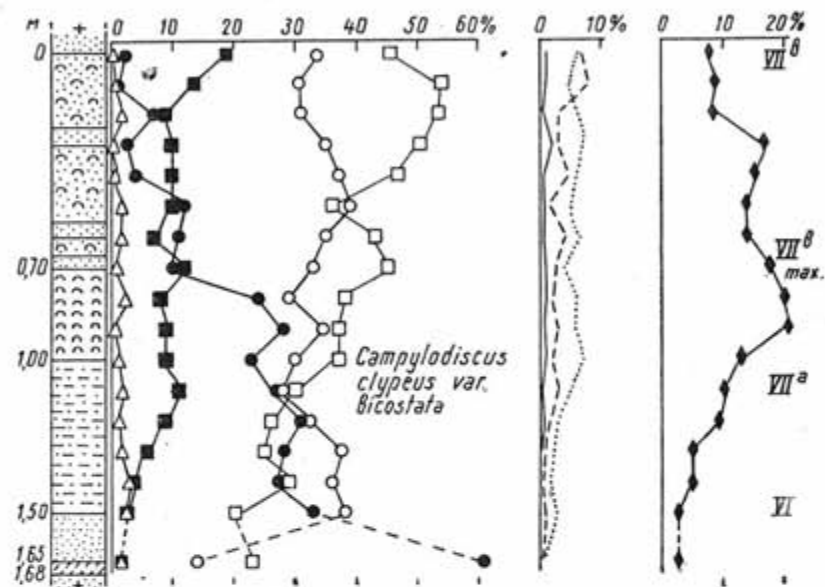


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза погребенного торфа и диатомита Тырвала. Анализировано А. Сарв

в большей или меньшей мере во время последующих трансгрессий. Например, по данным пыльцевых диаграмм Кольга и Везику трансгрессия  $L_{IIb}$  предшествовала максимуму широколиственных пород ( $VIIb$  фазы). Однако по данным пыльцевого анализа Кейла-Йоа, Вяэна и Тырвала она достигла максимума позднее, точнее на границе  $VIIb/VIIIa$  фаз.

Уровень  $L_1$  находится в Эстонии юго-восточнее 20-метровой изобазы фазы  $L_{IIb}$  Литоринового моря в затопленном положении. Об этом свидетельствует целый ряд местонахождений органогенных отложений, погребенных под прибрежными отложениями. Очень показательными и убедительными являются данные диатомовых анализов разреза Кольга, Ваксрязама, Тырвала и Раннаматса, т. е. местонахождения, в которых континентальные отложения сменяются в разрезе трансгрессивными морскими (лагунными) отложениями, содержащими диатомовые водоросли Литоринового моря.

В качестве хорошего примера о положении уровня трансгрессии  $L_1$  на более низких абс. отметках, чем уровень трансгрессии  $L_{IIb}$ , можно привести разрезы Кярла и Йыэмпа (на острове Сааремаа).

Погребенный торфянистый сапропель Кярла и нижняя глинистая часть озерной извести Йыэмпа осаждались в одном и том же прибрежном озере. Возраст этих отложений датируется  $VI-VIIa$  фазой.

Торфянистый сапропель прибрежного озера Кярла погребен под отложениями косы Кярла в начале  $VIIa$  фазы или в середине той же самой фазы (рис. 8). Одновременно с этим образовалось за косой небольшое прибрежное озеро, где началось осаждение чистой озерной

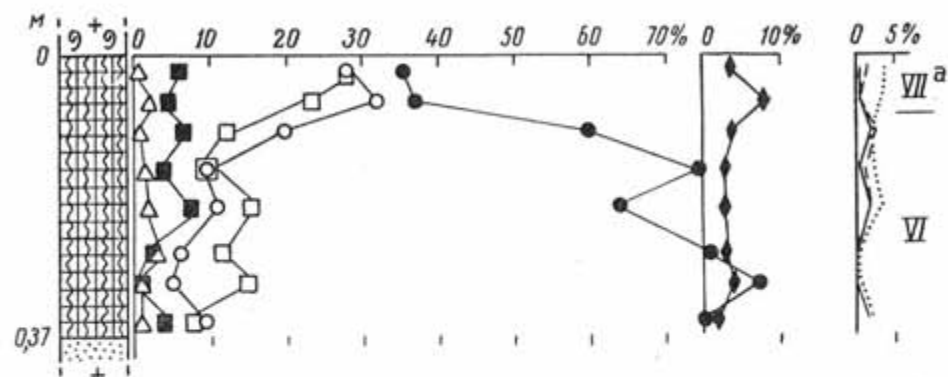


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Кярла

извести (верхняя часть последней) в середине  $VIIa$  фазы (рис. 9). Коса Кярла представляет собой комплексное береговое образование  $L_1$  и  $L_{IIb}$ , подножие которого находится на абс. отметке около 17 м.

Большой интерес представляет погребенная залежь в Кольга (на полуострове Тыстамаа), где чередование и характер болотных и лагунных отложений дают возможность определить время трансгрессии  $L_1$  в юго-западной части Эстонии.

Из соответствующей пыльцевой диаграммы выясняется, что осаждение лагунного сапропеля с солонатоводными диатомовыми водорослями началось в  $VIIa$  фазе. Лагунные отложения Литоринового моря фазы  $L_1$  находятся в Кольга примерно на абс. отметке 10 м. Они прослеживаются на обнажениях вдоль берегов ручья Кольга под прибрежными и эоловыми отложениями. Подножия соответствующих береговых образований находятся на абс. отметке 12 м. Прибрежные отложения в виде гравия со створками солонатоводных моллюсков, образовались здесь на берегу Литоринового моря во время фазы  $L_{IIb}$ . Лагунные отложения Кольга, возраст которых датируется фазами  $VIIa-VIIb$ , являются единственным местонахождением с наиболее богатой диатомовой флорой Литоринового моря в Эстонии. В списке диатомовых Кольга числятся следующие виды:

- Campylodiscus clypeus* Ehr. var. *bicostata* (W. Sm.) Hust.
- Pleurosigma* W. Sm. sp.
- Amphora mexicana* A. S. var. *major* A. Cl.
- Navicula oblonga* Ktz.

*Rhopalodia gibberula* (Ehr.) o. Müll.  
*Rhoicosphaenia curvata* (Ktz.) Grun.  
*Mastogloia Braunii* Grun.  
*Navicula halophila* (Grun.) Cl.  
*Epithemia turgida* (E.) Ktz. var. *Westermanni* (Ktz.) Grun.  
*E. argus* (Hust.) var. *capitata* Fricke.  
*E. zebra* (E.) Ktz.  
*Cocconeis placentula* Ehr.  
*Fragilaria pinnata* Ehr.  
*F. brevistriata* Grun.  
*Neidium iridis* (Ehr.) Cl.  
*Navicula* sp.  
*Epithemia Hyndmanni* W. Sm.  
*Diploneis* Ehr.  
*Epithemia sorex* Ktz.

Наряду с остатками диатомовых водорослей было обнаружено в тонкодетритовом лагунном сапропеле Кольга еще большое количество остатков мелких животных организмов (*Cladocera*), зеленые водоросли (*Pediastrum*) и остатки костей неопределенных рыб.

В местонахождении Вакряэма на побережье Пярнуского залива известна небольшая залежь сапропеля, возраст которой датируется VIIb фазой. Данная залежь погребена под отложениями берегового вала L<sub>IV</sub>. Подножие этого вала находится на абс. отметке 12 м. В изученных образцах верхней части погребенной залежи Вакряэма обнаружены в небольшом количестве галофильные диатомовые водоросли, как *Campylodiscus clypeus*, *Amphora mexicana* var. *major* и *Mastogloia Braunii*.

О возрасте трансгрессии Литоринового моря в Тыврала имеются первые данные в статье М. Сальми (Salmi, 1945). Позже этот вопрос рассматривают еще Т. Лислицына (1959) и А. Сарв (см. рис. 7). На основании результатов вышеуказанных работ можно сказать, что трансгрессия L<sub>I</sub> происходила в данном местонахождении в VIIa фазе и трансгрессия L<sub>IV</sub> на границе VIIb/VIIIa фаз. Подножие береговых образований Тыврала расположено на абс. отметке 10 м.

В нижней части диатомита Тыврала встречается богатая флора диатомовых Литоринового моря. Так список М. Сальми (Salmi, 1945) содержит всего 55 видов, а список М. Порк — 68 видов диатомовых (по рукописным данным, 1962). В нижней части диатомита определена М. Порк *Campylodiscus clypeus* var. *bicostata*, которая считается типичной формой отложений L<sub>I</sub> фазы в Финляндии (Salmi, 1961). В диатомите Тыврала встречаются преимущественно пресноводные формы; пресноводно-солонатоводные формы (или галофилы) немногочисленны и представлены видами, которые являются обычно обитателями пресных вод. Очень слабо выраженная галофильность является главной особенностью такой лагуны, которая имела небольшую

связь с открытым морем. Для литориновых отложений Эстонии характерно вообще преобладание пресноводных видов диатомовых. Содержание солей (NaCl) в водах лагуны Тыврала было небольшое и концентрация их почти не изменилась за все время осаждения диатомита. Доминирующими видами галофильных форм в диатомите Тыврала являются *Campylodiscus clypeus* и *Surirella striatula* Turp.

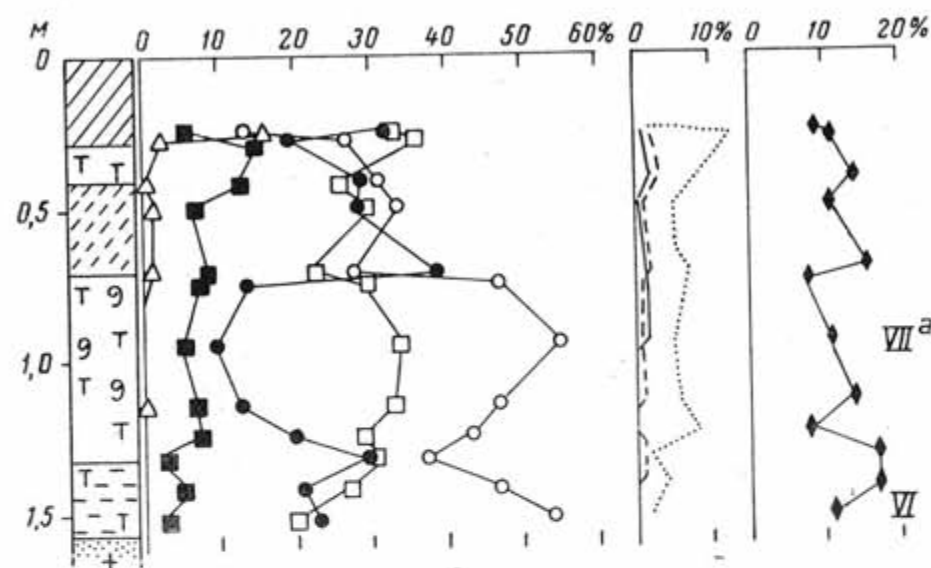


Рис. 9. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза озерных и болотных отложений в пределах современного низинного болота Гыэмпа. Анализировано Р. Мяннил

В общем сохранность панцеров диатомовых водорослей в лагунных отложениях Литоринового моря в Эстонии сравнительно плохая. Диатомовый материал часто не позволяет определять диатомовых водорослей до вида. Часто виды следует определить лишь по фрагментам центральных участков и концов панцеров. Плохая сохранность диатомей не дала возможности установить также количественное соотношение их в отдельных местонахождениях Литоринового моря.

На более низких абсолютных отметках, чем в Тыврала, встречаются береговые образования Литоринового моря в Раннаметса, находящиеся около 30 км севернее от границы Латвийской ССР. Подножие их около местонахождения погребенной лагунной залежи находится на абс. отметке 6 м. Возраст этой залежи по пыльцевому анализу датируется VI—VIIb фазами. Нижняя часть данной залежи сложена отложениями, образовавшимися в условиях заболачивания, а верхняя часть представлена отложениями полупресноводной лагуны, которые характеризуются соответствующей диатомовой флорой.

Исходя из вышеприведенных фактических данных пыльцевого и диатомового анализов, можно предполагать, что возраст трансгрессий

Литоринского моря в Раннаметса был такой же как и в других вышеупомянутых местонахождениях, как Васкряэма и Тырвала, т. е. соответствовал фазе L<sub>IIb</sub>.

Резюмируя данные пыльцевого и диатомового анализов о возрасте трансгрессии Литоринского моря в Эстонии выясняется, что эти трансгрессии существовали в виде двух разновозрастных волн: максимум первой трансгрессии был в середине VIIa фазы, максимум второй трансгрессии — на границе VIIb/VIIIa фаз.

Как уже было сказано выше, первую трансгрессию мы связываем с трансгрессией L<sub>I</sub> и вторую — с трансгрессией L<sub>IIb</sub> как более поздней части фазы L<sub>II</sub>. Максимальная граница Литоринского моря в Эстонии метасинхронна. Береговые линии L<sub>I</sub> и L<sub>IIb</sub> пересекаются в Эстонии по 20-метровой изобазовой линии Литоринского моря: северо-западнее этой линии высшей границей Литоринского моря является береговая линия L<sub>I</sub>, а юго-западнее этой линии — L<sub>IIb</sub>.

Следует отметить, что составленный новый спектр эпейрогенического поднятия голоценовых береговых линий, отличается от прежнего (Кессел, 1961) прежде всего тем, что уровни L<sub>I</sub> и L<sub>II</sub> имеют больший градиент, чем ранее. Имеющиеся немногочисленные данные о береговой линии L<sub>IIa</sub> не позволяют выяснить характер ее на всем протяжении побережья Эстонии. В лагунах Вяэна и Раннаметса накопились лагунные отложения без сколько-нибудь длительных перерывов в течение VIIa—VIIIb фаз. Итак, режим Литоринского моря в L<sub>IIa</sub> фазе был, вероятно, в общем постоянным, а по берегам его формировались береговые образования, которые затем, при повышении уровня моря во время трансгрессии L<sub>IIb</sub>, покрывались более молодыми береговыми образованиями.

Предварительное сопоставление рассмотренных трех уровней Литоринского моря в Эстонии с уровнями L<sub>I</sub> и L<sub>II</sub> на побережье Виrolахти в Финляндии (Salmi, 1961) говорит об отличиях в том смысле, что наш L<sub>IIb</sub> не соответствует по возрасту уровню L<sub>II</sub> по Сальми. Однако абсолютные отметки этих уровней весьма близкие между собой, как это наблюдается например в Кейла-Йоа и в Виrolахти. В работе М. Сальми не приведено подразделение уровня L<sub>II</sub> на две части более низкого ранга стратиграфической единицы.

Необходимо определить возраст погребенных органогенных отложений в некоторых наиболее существенных местонахождениях и горизонтах, например в пограничной зоне между континентальными и лагунными органогенными отложениями при помощи радиоуглеродного метода (C<sub>14</sub>). Окончательный ответ на вопрос возраста трансгрессий водоемов Балтики, как нам кажется, может дать только комплексное изучение с обязательным применением радиоуглеродного метода.

Нелишне упомянуть, что исследованные нами ранее уровни Анцилового озера и Литоринского моря были установлены на основании сравнительно богатого материала субфоссильных моллюсков во многих местонахождениях. Как теперь выяснено, этот материал все же

не является достаточным для выявления стратиграфии голоценовых береговых линий и возраста трансгрессий того времени, так как фауна субфоссильных моллюсков отдельных стадий Балтики одинаковая в течение продолжительного времени. Только комплексное изучение даст возможность с точной уверенностью определить возраст трансгрессий водоемов Балтики в Эстонии. Вследствие того, что весь имеющийся у нас материал еще полностью не обработан, имеется в дальнейшем возможность уточнить и дополнить результаты настоящей статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кессел, Х. Я.: 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.  
Кессел, Х. Я.: 1961. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VIII.  
Кессел, Х. Я.: 1963. Голоценовые береговые образования на юго-западном побережье Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.  
Лисицина, Т. Н.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР. Сб. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. Изд. МГУ.  
Salmi, M.: 1945. Ein von Littorinatransgression überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narwa und Narwa-Jõesuu. Acta Geographica, 9, Nr. 4.  
Salmi, M.: 1961. Two Littorina transgressions in Virolahti, southeastern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, 196.  
Thomson, P. W.: 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta Univ. Tartu, A, 17.  
Thomson, P. W.: 1933. Ein von Ancyclusstrandbildungen bedecktes Torflager bei Jelgimägi — Beitr. z. Kunde Estlands, Bd. XVIII, H. 3.

[Поступило: 20.4.1963 г.]

#### ON THE AGE OF HOLOCENE TRANSGRESSIONS OF THE BALTIC SEA IN ESTONIA BY PALYNOLOGICAL ANALYSIS

by

H. KESSEL

SUMMARY

In this paper we present some new data concerning the age of the Holocene transgressions of the Baltic Sea in Estonia after a palynologic analysis of the continental deposits buried under coastal deposits.

On the pollen analysis of three new buried organogenic deposits of South-West Estonia, it appeared that the maximum of Ancyclus Lake transgression occurred only at the end of Phase V (Fig. 2 and 3).

A brief survey is given of the most important sites with organogenic deposits buried under Littorina coastal deposits.

Pollen diagrams are added, as, of instance, of Keila-Joa (Fig. 4) and Väänä (Fig. 5), North-West Estonia; of Vesiku and Kärla (Fig. 8), Saaremaa; of Kolga, South-West Estonia; of Tõrvala (Fig. 7), North-East Estonia.

A new pollen diagram and diatomaceous analysis has also been supplied by the author of Litorina lagoon deposits in Vääna (Fig. 5) and a pollen diagram of a coastal lake in Jõempä (Fig. 9).

It appeared that at the site of Keila-Joa organogenic deposits of VI—VIIb Phase are buried under Litorina coastal deposits which have as yet, on account of the ascending spectre of the Holocene shore-line of Estonia, to Phase L<sub>I</sub>, for they occur at an absolute height of 23—24 m.

Transgression L<sub>IIb</sub> was earlier regarded as having occurred only in South-West and North-East Estonia (Кессел, 1961). The data from Keila-Joa site allow to think that this transgression occurred in North-West Estonia as well.

The time of submersion of organogenic deposits under the coastal deposits of the Baltic Sea on Saaremaa as well as in the North-East and South-West of Estonia, is analogically the second half or the end of Phase VIIb of Keila-Joa site. In these regions the respective coastal deposits occur at 6—18 m abs. h.

To sum up the results of the palynological as well as diatomaceous analyses of the Estonian S.S.R. as a whole, it may be stated that they indicate Litorina Sea transgressions on our territory as two wave-lines of different ages: the first belong to the middle of Phase VIIa, which is confirmed by Vääna, Kärä, Kolga, and also Rannametsa and Vaskrääma (Кессел, 1963) sites of buried organogenic deposits; the second occurred at the end of Phase VIIb, as show, e. g., Keila-Joa, Vesiku, Kirbla, Sindi (Кессел, 1963) and Tõrvala sites of buried organogenic deposits. The earlier transgressions of the Baltic Sea might be taken as transgression L<sub>I</sub>, and the later transgression as a younger phase of transgression L<sub>II</sub>, — L<sub>IIb</sub>.

#### ÜBER DAS ALTER DER HOLOZÄNEN TRANSGRESSIONEN DER OSTSEE IN ESTLAND ANHAND PALINOLOGISCHER UNTERSUCHUNGEN

von

H. KESSEL

#### ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit werden neue Untersuchungen über das Alter holozäner Transgressionen der Ostsee in Estland auf Grund palinologischer Analysen der verschütteten kontinentalen Ablagerungen unter den Ostseesedimenten betrachtet.

Es hat sich herausgestellt, dass das Maximum der Ancyclus-Transgression in SW Estland auf Grund der Pollenanalyse dreier neuentdeckten, verschütteten organogenen Ablagerungen erst am Ende der V Phase stattfand. (Abb. 1 und 2).

Die Fundorte der bedeutendsten unter den Küstenablagerungen des Litorinameeres verschütteten organogenen Sedimente sind kurz behandelt. Es werden hierbei die Beobachtungsorte durch Pollendiagramm charakterisiert z. B. an der NW-Küste in Keila-Joa (Abb. 4) und in Vääna (Abb. 5) auf der Insel Saaremaa in Vesiku und Kärä (Abb. 8); an der SW-Küste in Kolga und an der NO-Küste in Tõrvala (Abb. 7). Ausserdem gibt der Verfasser ein neues Pollendiagramm und Diatomeenanalysen in Vääna aus den Ablagerungen der Lagunen des Litorinameeres (Abb. 5) und Pollenspektrum aus den Ablagerungen des Küstensees in Jõempä (Abb. 9).

Im Beobachtungsort Keila-Joa sind die organogenen Ablagerungen der Phase VI—VIIb unter den Ablagerungen des Strandwalles des Litorinameeres verschüttet, welche auf Grund des Relationsdiagrammes zur L<sub>I</sub> Phase der holozänen Strandlinien in Estland gehören. Deshalb sind sie in einer Höhe von 23—24 m festgestellt.

Früher bestand die Meinung, dass die Transgression des Litorinameeres L<sub>IIb</sub> nur in SW- und NO Estland stattgefunden hat (Кессел, 1961). Auf Grund der Datierung des Beobachtungsortes Keila-Joa kann angenommen werden, dass diese Transgression auch in NW-Estland vorgekommen war.

Die Zeit der Begrabung der organogenen Ablagerungen unter den Ostseesedimenten liegt analogisch der Insel Saaremaa, in NO und SW-Estland und in Keila-Joa in der letzten Hälfte der Phase VIIb oder dem Ende dieser Phase. In diesen Beobachtungsorten liegen die Strandbildungen in der Höhe von 6—18 m.

Auf Grund palinologischer Materialien und Diatomeenanalysen auf dem Territorium der Estnischen SSR muss zusammenfassend bemerkt werden, dass unsere Untersuchungen zwei altersunterschiedliche Transgressionen des Litorinameeres nachweisen: die erste war in der Mitte der Phase VIIa, welche auf Grund der in den Beobachtungsorten Vääna, Kärä, Kolga, Rannametsa und Vaskrääma (Кессел, 1963) verschütteten Ablagerungen bezeugt wird. Die andere trat am Ende der Phase VIIb in Erscheinung, z. B. auf Grund der in den Beobachtungsorten Keila-Joa, Vesiku, Kirbla, Sindi (Кессел, 1963) und Tõrvala verschütteten organogenen Ablagerungen.

Die frühere Transgression der Ostsee entspricht wahrscheinlich der in Estland L<sub>I</sub> bezeichneten Transgression, und die spätere Transgression L<sub>IIb</sub> stellt den jüngeren Teil der Phase L<sub>II</sub> dar.

## FORTSCHRITTE UND PROBLEME BEI DER ERFORSCHUNG DER KÜSTENENTWICKLUNG AN DER SÜDLICHEN OSTSEE

von

HEINZ KLIEWE, Jena

### I. PROBLEMSTELLUNGEN IM VERGLEICH ZU EUROPÄISCHEN NACHBARKÜSTEN

Die für die Erforschung günstigen natürlichen Voraussetzungen, unter denen sich die küstenformenden Prozesse besonders an der südlichen Ostsee vollzogen haben und noch vollziehen, ermöglichen vorteilhafte Untersuchungen zu ihrer Entwicklungsgeschichte. Sie fördern aber auch die Lösung allgemeiner, über den engeren Raum hinausreichender Holozänprobleme.

Im **fennoskandischen Raum**, von dem sehr wesentliche Untersuchungen zur Ostseegeschichte ausgingen und zu noch heute gültigen Grundvorstellungen führten, werden die Forschungen besonders dadurch erschwert, dass alle geomorphologischen Marken des Baltischen Meeres und seiner Einzelphasen infolge anhaltender isostatischer Hebung des Raumes supermarin und von Ort zu Ort in recht verschiedener Höhenlage über dem heutigen Ostseespiegel, also nicht mehr in Niveau ihrer Bildung existieren. Ausserdem sind die zugehörigen fossilen Ostseesedimente infolge der fortgesetzten kuppelförmigen Hebung des alten Schildes stratigraphisch wenig einheitlich, im Profil lückenhaft oder beim Fehlen der jüngeren Sedimentfolgen auch unvollständig. Das gilt ebenfalls für andere isostatische Hebungsküsten des europäischen Bereiches, wie es beispielsweise die Isobasen in Schottland (s. *Donner*, 1959, S. 16) erwarten lassen.

Andererseits gibt es Küstengebiete im **europäisch-atlantischen Bereich**, die wie Teile der Nordseeumrandung einer tektonischen Senkung unterliegen (s. z. B. *Fairbridge* 1960, S. 73; *Müller* 1962, S. 213 f.). Ihre Uferlinien erfuhren und erfahren in der Lage zu einem gegenwärtigen mittleren Meeresspiegelniveau negative epirogenetische und eisostatische Bewegungen in Form von Küstensenkungen. Zudem kompliziert sich in den westeuropäischen Küstenbereichen die Deutung alter Uferlinien auch durch das Gezeitenphänomen. Die Gezeiten wiesen bei früher anderer Küstenkonfiguration sicher unterschiedliche Tidenhübe auf. Sie erschweren aber auch in ihrem gegenwärtig wechselndem Vertikalrhythmus eine präzise

Einordnung von Uferlinien in die Transgressionsgeschichte des Weltmeeres. Im **südeuropäischen Mittelmeerraum** sind es differentielle tektonische Bewegungen, die eine Zuordnung der fossilen Strandmarken zur Weltmeerkurve erheblich komplizieren, wie es u. a. aus den Arbeiten von *Pfannenstiel* ersichtlich wird.

An der **südlichen Ostseeküste** hingegen sind die Möglichkeiten der Erforschung ihrer Genese und ihrer entwicklungsgeschichtlichen Tendenzen in zweierlei Hinsicht besonders vorteilhaft. Einmal kann die äusserst schwache Gezeitenbewegung des Binnenmeeres bei derartigen Betrachtungen vernachlässigt werden. Sie ist viel geringer als die durch Stürme oder rein wetterlagenbedingte Sturmfluten hervorgerufenen gelegentlichen Wasserspiegelschwankungen und Hochwässer, die bei der Einordnung und genetischen Einschätzung fossiler Uferlinien der Ostsee nicht ohne Berücksichtigung bleiben dürfen. Ein weiterer Vorteil der Untersuchungen an der südbaltischen Küste liegt darin begründet, dass auch tektonische Bewegungen in Form von glazialisostatischen Vertikalausgleichen sich küstenmorphologisch nur sehr untergeordnet auswirken können. Denn nach neueren Arbeiten — z. B. von *Köster* (1960, S. 91) — liegen „morphologische O-Isobase der postlitorinen Landhebung“ und „Zone der tektonischen O-Isobase“ isostatischer Bewegungen dem engeren Untersuchungsraum zwischen Rügen und Odermündungsinseln sehr nahe. Das bedeutet, dass man — wenn überhaupt — nur mit minimalen Beträgen aktiver Vertikalbewegungen des Landes rechnen muss, die sich allerdings nach Süden und Südwesten zunehmend in einer glazialisostatischen Senkung bemerkbar machen. Wenn das gegenwärtige Untertauchen des Pegels von Swinemünde durchschnittlich 0,79 mm/Jahr beträgt (*Weise* 1952), so ist der m. E. dabei stark dominierende eustatische Anteil des Wasseranstiegs einer Transgression von der in gleicher Richtung wirksamen, aber weit schwächeren glazialisostatischen Landsenkung z. Zt. nur schwer zu trennen. In welchem Ausmass lokale tektonische Bewegungen — etwa die Hebung Jasmunds oder des Lebagebietes (*Rosa* 1959; *Galon* 1960) oder ein Absinken rheinischer Elemente (*Lauterbach* 1962) entlang von Oder- und Weichsellinie — das tektonische Bewegungsgeschehen weiter differenzieren, ist gegenwärtig ebenfalls exakt schwer feststellbar. Dennoch steht bei dem im Untersuchungsgebiet untergeordneten Effekt dieser tektonischen Bewegungen fest, dass sie im Bereich der südlichen Ostseeküste gegenüber den küstenmorphologischen Wirkungen eustatischer Meeresspiegelschwankungen offenbar mehr oder weniger zu vernachlässigen sind. So liegen die Sedimente früherer Ostseephasen mit tieferem Wasserspiegel als heute unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel. Sie sind durch Bohrungen in holozänen Küstenebenen relativ leicht erschliessbar und gestatten direkte Aussagen über die Spiegelhöhen der Ostsee während ihrer früheren Trans- und Regressionsphasen. Auch die fossilen geomorphologischen Ufermarken maximaler Spiegelhöhen über dem heutigen Wasserstand müssten in erster Annäherung noch heute unmittelbar einmessbar sein. Die Forderung nach einer ganz präzisen Korrelation erbohrt-

ter Sedimente und gemessener fossiler Küstenlinien mit der eustatischen Weltmeerkurve wird zukünftig aber dennoch die Einbeziehung tektonischer Bewegungskomponenten und ihre komplizierte Trennung vom eustatischen Anteil nicht mehr vernachlässigen dürfen.

Für die südliche Ostsee steht weiterhin — gerade in Korrelation zur eustatischen Weltmeerkurve des Holozäns — als wichtiges Problem die Unterscheidung autonomer Phasen in einem isolierten Ostseebecken von Abschnitten der Kommunikation und des Spiegelgleichstandes mit dem Weltmeer. Auch auf diese Frage bietet die tektonisch nahezu unbewegte Südküste der Ostsee günstige Voraussetzungen für eine Beantwortung.

Im folgenden wird zunächst ein Überblick über erste und ältere Vorstellungen zur Entwicklungsgeschichte der südlichen Ostsee gegeben. Daran werden neuere Erkenntnisse aus Forschungen der jüngeren Zeit anschliessen, dabei auch den methodischen Wandel der Untersuchungen erläuternd. Sie werden zu noch laufenden, z. T. eigenen Küstenstudien des letzten Jahrzehnts, zu deren Problemen und schliesslich zu zukünftigen Aufgabenstellungen der Küstenforschung überzuleiten haben.

## II. BISHERIGE VORSTELLUNGEN UND DEUTUNGEN DER KÜSTENENTWICKLUNG AN DER SÜDLICHEN OSTSEE

Von den aus der fennoskandischen Forschung bekannten und benannten Entwicklungsetappen der Ostsee — Baltischer Eissees, Yoldia-Meer, Ancylus-See und Litorina-Meer — wird in **älteren Untersuchungen** an den südlichen Gestaden bis in die jüngste Zeit lediglich die letzte Etappe, das **Litorina-Meer**, als **allein existente Phase** und als die Küstenlandschaft formender Faktor angesehen. Das der mecklenburgischen Küste vorgelagerte Meeresgebiet und die heutigen Küstenbereiche sollen während des Postglazials bis zur Litorinazeit landfest geblieben sein, so dass ältere Ostseeablagerungen dort fehlen müssten. Auch in Karten zur Ostseegegeschichte sind die Uferlinien der genannten Ostseephasen mit Ausnahme des Litorinaufers weit vor der heutigen Küste eingetragen. Die Küste des Ancylus-Sees z. B. hat nach jenen Auffassungen mit einer Spiegelhöhe von rund -20 m am Aussenrand der Oder-Bank gelegen. Das Südufer des Litorina-Meeres ist gemäss jenen Darstellungen etwa mit der gegenwärtigen Küstenlinie identisch, ohne sie zu überschreiten.

Derartige Vorstellungen haben sich bis in die allerjüngste Zeit halten können. Sie waren derart zum Dogma geworden, dass man es in **neueren Untersuchungen** (D w a r s 1960; S c h m i d t 1959) zunächst noch nicht wagte, erbohrte prä-litorine Ablagerungen und nicht einmal das darin eingeschlossene Leitfossil *Ancylus fluviatilis* einer **Ancylustransgression** im nordostmecklenburgischen Küstenbereich zuzuordnen. Derartige Funde wurden unter Zugrundelegung von Hilfsvorstellungen noch der frühen Litorinazeit im Rügener Raum zugeschrieben. Wenn man es jedoch unternahm, jene im Bereich der Odermündungsinseln erbohrten prä-litorinen Sedi-

mente einer Ancylustransgression zuzuordnen (K l i e w e 1957), so war diese Deutung zunächst erwartungsgemäss Anzweiflungen ausgesetzt.

Auch die bis dahin für die Südküste der Ostsee allein anerkannte Litorinazeit wurde bis vor kurzem in den sie auslösenden Prozessen nicht richtig gedeutet. Die an sich soliden küstenmorphologischen Bearbeitungen der Aussenküsten der Oderinseln und Rügens durch W e r n i c k e (1930) und S c h ü t z e (1931) sahen die Ursachen der positiven Strandverschiebung während der Litorinatransgression noch wie G e i n i t z (1898) in einer isostatischen Senkung des südlichen Ostseebeckens und seiner Küste. Auch zur Erklärung von Phasen der Dünenbildung in der Swine-Niederung glaubte K e i l h a c k 1912 noch den Wechsel von Hebungen und Senkungen annehmen zu müssen. Heute über dem Ostseespiegel gelegene Küstenlinien liessen sich andererseits nach dieser tektonischen Vorstellung leicht durch isostatische Hebungen im Anschluss an die sogen. Litorinasenkung erklären, mit der W e r t h noch 1954 argumentierte. So besass also jene glazialisostatische oder **tektonische Hypothese**, bei der das sich senkende oder hebende Land als Ursache für unter- oder auf-tauchende Küsten angesehen wird, noch bis in die jüngste Zeit viele Anhänger.

Daneben griff jedoch in den Nachbarräumen der westlichen Ostsee und der Nordsee durch grundlegende Arbeiten von T a p e r (1940), T. N i l s s o n (1948), H a a r n a g e l (1950) u. a. die Vorstellung von einer überwiegenden **eustatischen Komponente der Meeresspiegelschwankungen** immer mehr Platz. Die Überflutung ehemaliger Festlandbereiche wurde in diesen Untersuchungen als allmählicher Meeresspiegelanstieg mit eingeschalteten Stillständen oder Regressionen erkannt. H u r t i g schloss sich 1954 dieser Auffassung auch für die südliche Ostsee an. Damit war die auslösende Hauptursache positiver und negativer Küstenverschiebungen auch für den hier behandelten Untersuchungsraum richtig erkannt worden.

Sehr unterschiedlich blieben jedoch bis in die Gegenwart die Auffassungen über die von der Transgression abhängige geomorphologische **Küstenkonfiguration und Küstendynamik**. Gekoppelt mit der alten Vorstellung von einer Litorinasenkung war die Auffassung von entstehenden Inselarchipelen. Jene fast ein Jahrhundert alte extreme Inselkernhypothese vernachlässigte dabei die stets in irgendeiner Form während der Transgression wirksamen küstenausgleichenden Prozesse. Die Existenz eines Oderarchipels oder eines Rügenarchipels schränkte C r e d n e r für Rügen bereits 1893 ein und nahm dort nur einen zeitweiligen Inselarchipel an. Die dazu entgegengesetzte Vorstellung zur Küstendynamik verkörpert die Arbeit von H u r t i g 1954 über die entwicklungsgeschichtlichen Probleme der nordmecklenburgischen Boddenlandschaft. Sie postuliert dort für den Küstenausgleich einen durch Fluttore gegliederten Strand- oder Dünenwall, den das langsam transgredierende Meer auf flach ansteigendem Grund formte und stets vor sich herschob. Danach hat es also immer Strandsäume gegeben, die die Boddengewässer vom offenen Meer abriegelten. Auf dieser



Vorstellung eines stets starken Küstenausgleichs, die von Reinhard bereits 1956 eingeschränkt wurde, beruht auch Hurtigs Klassifikation seiner Bohrprofile in solche der Luvseiten, der Leeseiten und der Fluttore. Nachfolgende Arbeiten im Rügener Bereich von D w a r s (1960) und S c h m i d t (1957) sind inzwischen zu einer mehr vermittelnden Auffassung zwischen zwei extremen Vorstellungen zur Küstendynamik übergegangen.

### III. WANDLUNGEN DER UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Ältere Studien zur Geschichte der südlichen Ostseeküste, die bereits von der Jahrhundertwende einsetzten, begnügten sich zunächst mit sporadischen geomorphologischen Beobachtungen der Küstenalluvionen und darauf basierenden genetischen Rückschlüssen. Etwa seit 1900 wandten sich küstenmorphologische Untersuchungen dann zunächst einigen spezielleren genetischen Problemen der Quartärgeologie des Küstenraumes zu. Sie versuchten durch Ausdeutung von Bohrprofilen zu festen Vorstellungen über die Entstehung der Bänke und Steingründe von der Küste und der Seesandebenen mit ihren Dünenfächern innerhalb des Küstenraumes zu gelangen. Gemäss ihren Formen und Bodenfärbungen unterschiedlich alte Dünenbildungsphasen wurden zur genetischen Erklärung ganzer Seesandebenen herangezogen. Dabei ist diese Strandwall- und Dünenentwicklung lediglich der ornamentale Abschluss einer langen, wechselvollen Holozän-geschichte der Ostsee und ihrer Küstenniederungen.

An sich sehr gründliche spätere geomorphologische Arbeiten über die Haken und Nehrungen der Küsteninsel und -halbinseln berücksichtigten mehr die **Oberflächenformen** und weniger deren Material. Sie gipfelten vor etwa drei Jahrzehnten in eindeutigen Abgrenzungen der holozänen von den pleistozänen Küstenteilräumen und in einer klaren geomorphologischen Untergliederung der Holozänebenen (W e r n i c k e 1930; S c h ü t z e 1931 u. a.). Die auf einer aktiven Landsenkung und gelegentlich auch -hebung beruhende Deutung der Litorinazeit, der Inselkerne, der Kliffbildungen an ihren Rändern und der Dünenfächer in den „Pforten“ dazwischen, machte noch wenig Gebrauch von einer präzisen Auswertung der mächtigen Sedimentkörper unter den ausgegliederten Holozänniederungen. Dennoch waren jene geographisch-geomorphologischen Arbeiten für die Folgezeit unentbehrlich.

Der weitere methodische Wandel der Küstenforschung an der südlichen Ostsee zielte dann jedoch bei geomorphologischer Blickrichtung vor allem auf eine Sichtung auch des **Untergrundmaterials** in Bohrarbeiten und schliesslich auf die zusätzliche Durchführung und Analyse von **Probebohrungen** im Bereich der Holozänniederungen. Die Untersuchung der entnommenen Proben beschränkte sich allerdings zunächst im wesentlichen auf makroskopische Beobachtungen des Sedimentcharakters und seines Fossilinhaltes. Auf diese Weise kam H u r t i g als erster dieser

Gruppe 1954 zu neuen Vorstellungen über die litorine Phase in der nordmecklenburgischen Boddenlandschaft. Mit dem „Basistorf“, der die Basis der litorinen Folge und meist nicht des Gesamtholozäns bildet, endeten diese Untersuchungen im Liegenden. Zeitlich und räumlich im Osten daran anschliessende Arbeiten von D w a r s (1960) und S c h m i d t (1957) bewegten sich methodisch und deutungsmässig noch nicht wesentlich darüber hinaus. Dennoch gebührt diesen Feldarbeiten insgesamt das Verdienst, neben die geomorphologische Beobachtung das Prinzip eigener Materialuntersuchungen des holozänen Untergrundes gestellt zu haben.

In einem letzten Forschungsabschnitt, der an die Gegenwart grenzt, wurde in dieser Richtung systematisch weitergearbeitet. Dabei war die Erkenntnis Leitprinzip, dass auch in der Küstenforschung neben die morphologischen und morphometrischen Methoden der Formenaufnahme und -vermessung eine sehr genaue Untersuchung des die Formen aufbauenden Materials treten müsse. Das ist ein Grundsatz, der in der physischen Geographie zunehmend Eingang und in der Einrichtung von physisch-geographischen Labors seinen Ausdruck findet. Diese neuen Einrichtungen gewähren ausserdem der als notwendig erkannten **Komplexanalyse** und ihrer synthetischen Auswertung neuartige Möglichkeiten geomorphologischer Spezialforschung.

In diesem noch nicht abgeschlossenen Entwicklungsabschnitt lagen und liegen auch die **Küstenforschungen des letzten Jahrzehnts** an der südlichen Ostsee. Während dieser nunmehr 10 Jahre wurden für eigene Untersuchungen — teilweise gemeinsam mit Herrn Kollegen R e i n h a r d (Greifswald) — mehr als 30 Probebohrungen in Holozänniederungen zwischen Hiddensee und Oder-Haff möglichst bis auf den pleistozänen Untergrund niedergebracht. Die an Ostsee- und Boddenküsten sowie im Mündungsbereich festländischen Küstenflüsse mit Brunnenbauunternehmen durchgeführten Bohrungen liegen mit ihren Ansatzpunkten vor allem auf den Seesandebenen der Ostseeinseln Rügen und Usedom (s. Abb. 1). Je nach Fazieswechsel sehr ergabständig und eigens entnommene Bohrgutmengen unterlagen einmal sedimentologischen Untersuchungen im Labor nach Korngrösse, Glühverlust und Karbonatgehalt. Bei den Fossilbestimmungen stellten Spezialisten ihre Kenntnisse zur Verfügung und leiteten darüber hinaus zu eigenen Auszählungen an. Die Molluskenbestimmungen durch L a z a r (Berlin), die Diatomeenanalysen durch B r o c k m a n n (Bremerhaven) und S c h w a r z e n h o l z (Berlin) sowie die pollenanalytischen Auszählungen und Datierungen durch F i r b a s (Göttingen), H a a c k (Berlin) und R i c h t e r (Braunschweig) sind Beispiele dafür.

Die **synthetische genetische Darstellung und Deutung der Sedimentfolgen** nach sedimentologischem Charakter und Fossilinhalt gestatteten für zahlreiche Einzeldiagramme der Bohranalyse eine Aufstellung verschiedener in sich gegliederter Phasen der Ostseegeschichte. Sie unterscheiden sich in ihrem sedimentologischen Charakter und ihrem Flo-

ren- bzw. Fauneninhalt in Abhängigkeit von den Faziesbereichen der jeweiligen Ostseephasen sehr deutlich. Durch ihren Polleninhalte lassen sie sich auch zeitlich einordnen. Festlandbildungen geben sich als Torfe oder limnische Ablagerungen klar zu erkennen. Sie unterbrechen und trennen in den Profilen die verschiedenen Ostseephasen voneinander.

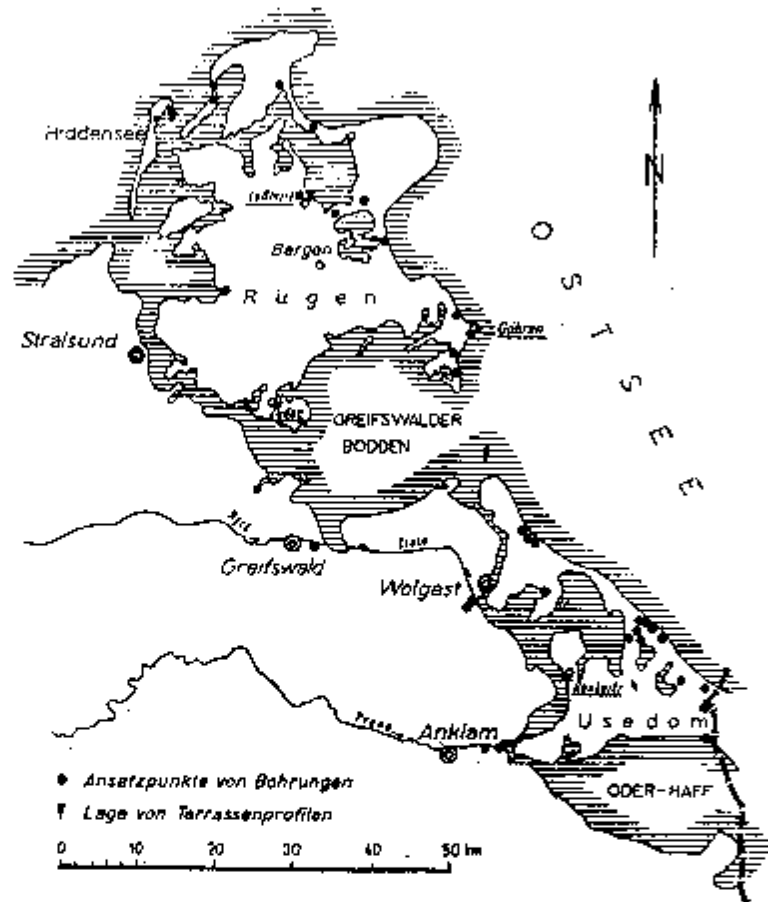


Abb. 1: Bohrpunkte und Terrassenprofile im Holozän der südlichen Ostseeküste zwischen Hiddensee und Oder-Haff

Hier wird darauf verzichtet, weitere Analysendiagramme von Einzelbohrungen zu besprechen. Das ist an anderer Stelle wiederholt und ausreichend geschehen (s. Kliewe 1959, 1960; Kliewe-Reinhard 1960; Kliewe 1962). Es ist vielmehr an der Zeit, bei vergleichender Gegenüberstellung zahlreicher Einzelbohrungen und ihrer Komplexanalysen nunmehr ein Durchschnittsschema zur Geschichte der südlichen Ostsee für den Raum zwischen Hiddensee und Oder-Haff zu entwickeln. Dabei lassen sich bestimmte Gruppen von Bohrprofilen je nach ihrer Lage an Front- oder der Rückseite der Insel graduell, jedoch nicht prinzipiell voneinander unterscheiden und dem Schema einordnen. Der Versuch

Sedimentationscharakter		Mollusken			Diatomeen			Pollen	Ostseegeschichte		
Sedimentarten in Bohrungen	Sedimentations- phasen	Fazies- bereiche			Fazies- bereiche			Diagrammab- schnitte n. FIRBAS	Klima- perioden	Ostseephasen an der Südküste	Faziescharakter der Ostseephasen (mit Leitformen)
		süß	brackisch	marin	Faunen- gemeinschaften	süß	brackisch				
Torf oder Dünensand	3			3b			3b	X	Subatlantikum	Küstenausgleich und Verlandung	festländisch
Seesand				3a			3a	IX		postlitorine Phase	brackisch (Tellina baltica)
Torfige, humose oder muddige Zwischenlagen								VIII		Subboreal	Regressionen: spät-atlantisch, subboreal und früh-subatlantisch
Seesand	2			2b			2b	VII	Atlantikum	jüngeres Litorina-Meer (Vertiefung und Höchststand)	marin (Litorina litorea und Clypeus-Flora)
Organisch und an Karbonaten reiche Tonmudde				2a			2a	VI		älteres Litorina-Meer	brackisch
Seesand Ausgeprägter Torfhorizont, auch Torf- oder Kalkmudde					1b			1b		V	jüngerer Ancylus-See
Karbonatreicher Seesand und-ton	1			1a			1a	IV	Præboreal	älterer Ancylus-See (Echineis-Meer im Übergang vom Yoldia-Meer)	brackisch (Bruchstücke dickschaliger Muscheln)

Abb. 2: Entwicklungsschema der südlichen Ostsee östlich der Darßer Schwelle, abgeleitet aus Analysendiagrammen von Bohrungen.

einer derartigen schematischen Gesamtdarstellung alles bisher untersuchten Materials führte zur Abbildung 2.

Eine wertvolle und räumlich weiterführende Ergänzung zu den erörterten Methoden ist in **Bohrungen auf dem Meeresgrund** zu sehen. Diese günstige Möglichkeit der submarinen Entnahme von Bohrkernen, die im Profil bis ins Präboreal hinabreichen (K o l p 1961), kann das von den Küstenräumen her entwickelte Vorstellungsgebäude von der baltischen Entwicklung nunmehr auf den Küsten vorgelagerte, heute von der Ostsee bedeckte Holozänbereiche ausdehnen. Dabei werden sich die aus festländischen Bohrungen erstellten Ergebnisse bestätigen, erweitern oder abwandeln lassen. Von der submarinen Geologie zu beiden Seiten der Darsser Schwelle sind z. B. Bestätigungen über den Einfluss jenes spätglazialen Moränenwalles zwischen Darss und Falster auf autonome Entwicklungsphasen des Ostseebereiches östlich der Schwelle zu erwarten. Derartige Möglichkeiten ergeben sich aus Untersuchungen von K o l p (1961), die den Bohrauswertungen vom Meeresgrund in den Sunden und Belten von K r o g (1960) und denen von I g n a t i u s (1961) vom Boden des baltischen Beckens, parallel laufen.

#### IV. BEDEUTUNG DES PRÄHOLOZÄNEN GLAZIALRELIEFS

Eine sehr wichtige Voraussetzung zur Abschätzung der Entwicklung und Reichweite von älteren Ostseephase im Küstenraum bildet ein dichtes Netz ausreichend tiefer Bohrungen innerhalb der Hohlformen des ehemaligen pleistozänen Reliefs. Es geht dabei um eine gute Kenntnis der **präholozänen Oberfläche**, der Grenzfläche zwischen pleistozänen und holozänen Sedimenten.

Die **Reliefenergie der spätglazialen Landoberfläche** ist bis in die jüngste Zeit hinein erheblich unterschätzt worden. Das hatte seinen Grund vor allem darin, dass die vielfältige Dynamik des Inlandeises im Untersuchungsraum noch nicht hinreichend bekannt war. Die letzten glazialmorphologischen Studien im küstennahen Raum — insbesondere von S c h m i d t (1957a), D w a r s (1960) und in eigenen Arbeiten (K l i e w e 1957, 1960) — konnten nachweisen, dass während des generellen spätglazialen Eisabbaus zunächst eine Stagnation und die Bildung von glazifluvialen Satzendoränen mit Sandergürteln im Rückseitengebiet der Küsteninseln erfolgten. Jenes relativ flache Relief mit wenig tiefen Eiszungenbecken in seinem Rückland schliesst frühholozäne Transgressionsphasen an den zugehörigen Boddenufern aus. Die Frontseiten der Inseln dagegen erhielten ihr glazialmorphologisches Gepräge von einem nochmals kräftigen Gletschervorstoß des Spätglazials. Für ihn ist eine starke zungenförmige Gliederung des Inlandeisrandes kennzeichnend. An Randbildungen existieren reliefstarke Stauchendoränen mit teilweise über +100 m NN-Höhe. Andererseits bis unter -40 m NN-Tiefe hinabreichende Becken von Gletscherzungen sind besonders zu beachtende Phänomene. In derartige nordwärts geöffnete tiefe Hohlformen konnte die Ostsee wesentlich früher ingredieren, als man bisher annahm.

Wichtig ist weiterhin die durch Bohrungen erschlossene Tatsache, dass zwischen dem Reliefgepräge des Oder- und des Beltsee — Gletscherstromes ein entscheidender Unterschied existiert. Die zwischen beiden Gletscherströmen gelegene grosse Stromgabel quert von Bornholm aus die Insel Rügen in Richtung auf das mecklenburgische Festland. Beiderseits dieses die beiden spätglazialen Gletscherströme trennenden Hochgebietes sind die von ihren Gletscherzungen geprägten Hohlformen sehr verschieden tief (Schmidt 1957a; Klieve 1961). An der Oderseite bewegen sie sich in den genannten hohen Dimensionen. Auf der Beltseeseite dagegen bleiben sie, bedingt durch eine schwächere Gletscherdynamik, in der Grösseordnung von NN-Tiefen um nur  $-10$  m, wie jüngste Untergrundsondierungen des Verf. zeigen. Das bedeutet für unsere Fragestellung nach den Transgressionsbahnen, dass zu dem zur Küste senkrechten glaziären Formenwandel noch ein zu ihr paralleler sich gesellt. Im Beltseebereich treffen daher die Probebohrungen wesentlich früher auf die pleistozäne Basis. Ältere Ostseephase mit tieferem Wasserspiegel konnten in jene weniger ausgeprägten Hohlformen gar nicht oder nur randlich und spät eindringen. Das mag ein Grund dafür sein, dass im Beltseebereich jene wenig mächtigen präitorinen Schichten mit meist limnischer Fazies, in durch Schwellen abgeriegelten flachen glazigenen Hohlformen gebildet, in ihrem Charakter und in ihrer Bedeutung gegenüber den litorinen entweder übersehen oder nicht richtig eingeschätzt wurden. Selbst in unmittelbarer Nachbarschaft beiderseits der Rügener Stromgabel zeigt sich im Bereich der Jasmunder Bodden dieser markante Tiefenunterschied spätglazialer Hohlformen. Auch die verschiedenen Mächtigkeiten der Holozänsedimente unter den Haken und Nehrungen beiderseits jener glazialmorphologischen Grenzlinie dokumentieren diesen Unterschied sehr deutlich. Deshalb kann es nicht überraschen, dass die Erhellung älterer Ostseephase von der Ostflanke der Stromgabel, also aus Bereichen des Oder-Gletscherstromes ausging.

#### V. OBER CHARAKTER, ENTWICKLUNG UND REICHWEITE DES ANCYLUS-SEES

Über Charakter, Entwicklung und Reichweite präitoriner Ostseephase ist an Hand einzelner Analysendiagramme von Bohrungen an anderer Stelle (Klieve 1959, 1960; Klieve-Reinhard 1960) wiederholt ausführlich berichtet worden. Die Erläuterung der Analyseergebnisse machte eine Auseinandersetzung auch mit anderen Auffassungen über jene älteren Zeitabschnitte — insbesondere über den Ancylus-See — unumgänglich; denn die eigenen neuen Erkenntnisse wurden in eine lebhaft Diskussion (s. Hurtig 1958) einbezogen. Wenn die Existenz und Reichweite des Ancylus-Sees im nordostmecklenburgischen Küsten- und Inselraum erstmals nachgewiesen werden konnten, so basiert die allgemeine Deutung seiner Entwicklung überhaupt, des sogen. „Rätsels des Ancylus-Sees“, bis auf den heutigen Tag auf unterschiedlichen Vorstellungen. Sie variieren

in dem breiten Spielraum von der tektonischen (Sauramo 1958) bis zur eustatischen Erklärung (Hurtig 1958) seiner Entwicklung. Die von uns mehrmals vertretene Auffassung dazu kann hier nur zusammengefasst und an Hand des Entwicklungsschemas der Abbildung 2 präzisiert und verallgemeinert werden:

Alle im eigenen Untersuchungsgebiet (s. Abb. 1) tiefer als ca 7 bis 8 m unter NN hinabreichenden Bohrungen enthalten in ihren unteren Folgen ein präitorines Sediment. Es stellt eine Ablagerung des Ancylus-Sees dar und spiegelt dessen Entwicklung nunmehr auch an der südlichen Ostseeküste wider. In dieser wichtigen Erkenntnis liegt einer der wesentlichen Fortschritte der hiesigen Küstenforschung. Die Seesande und grünen bis schwarzen Seetone des damaligen Grossees im Ostseebecken sind auffällig karbonatreich. Eine relativ arme Lebewelt jener noch kälteren Ostseephase kennzeichnet im Makro- und Mikrobereich eindeutig die allmähliche Aussüssung eines zunächst brackischen Gewässers.

Die brackische Phase des älteren Ancylus-Sees (1a) ist offenbar aus einem Übergangsstadium vom Yoldia-Meer über das Echineis-Meer zu verstehen. Die bis unter  $-40$  m NN erbohrten sandigen und tonigen Sedimente sind sehr fossilarm. Vereinzelt in Tiefen um  $-25$  m bis  $-35$  m NN festgestellte Bruchstücke von gross- und dickschaligen Muscheln — teilweise mit deutlichen konzentrischen Skulpturen — waren durch das Bohrverfahren stark zerstückelt. Eine nähere Bestimmung liessen sie nicht mehr zu. Deshalb muss eine Entscheidung z. Zt. noch offen bleiben, ob es sich um Mollusken des eigentlichen Yoldia-Meeres oder von dessen Übergangsphase zum älteren Ancylus-See handelt.

Die jüngere Teilfolge der Präitorinazeit (1b) mit *Ancylus fluviatilis* und der *Arenaria*-Flora als Leitformen ist offenbar eine Ablagerung des schon stark ausgesüsst Ostseebeckens. Sie stammt aus einer Zeit, als die mittelschwedische Senke isostatisch bereits gehoben war, die Darsser Schwelle ebenfalls aufstauend wirkte und die einmündenden Flüsse das somit isolierte Becken des jüngeren Ancylus-Sees füllten. Die präitorine Phase enthüllt demnach insgesamt entgegen tektonischen und eustatischen Deutungen ein für das Baltikum autonomes Ostseestadium des Ancylus-Sees, wie es im ostbaltischen Bereich auch Gudelis (1955) und neuerlich Serebrjannyj (1961) in seiner zusammenfassenden Darstellung auf Grund von Radiocarbonatierungen auffassen.

Aus der Verbreitung seiner Sedimente im gegenwärtigen südlichen Ostseebereich lässt sich küstendynamisch folgern, dass der Ancylus-Grossees keineswegs eine Ausgleichsküste besass, sondern fördenartig in die tieferen Teile pleistozäner Gletscherzungenbecken der untersuchten Ostseeinseln — besonders im Wirkungsbereich des Oder-Gletscherstromes — eingriff. Dieses stark gelaapte Südufer des Grossees erreichte seinen Höchststand und seine weiteste Ausdehnung in Sedimenten, die heute bis ca  $-7$  bis  $-8$  m NN emporreichen. Die organischen Schichten darüber von der Wende Boreal/Atlantikum kennzeichnen einen plötzlichen

Fazieswechsel, und zwar in zwei Varianten. Profile mit Torfen, die von -7 bis ca -20 m NN als überall etwa gleichzeitige Bildungen auftreten, dokumentieren eine bis zu jener Tiefe reichende **endboreale Regression** des Grossees in relativ kurzem Vorgang. Torfe aus grösseren Tiefen vom Boden der Ostsee — z. B. bei Käseberga und Karlskrona — sind nicht damit zu verwechseln, sondern stammen laut Radiocarbonaten bereits aus Zeiten der Regression des Yoldia-Meeress (s. auch Serebrjanny 1961). Kalkmuddeschichten gleichen Alters mit der Ancyclus-regression in anderen Profilen sind rein limnische Bildungen von Kleinseen, die bei der Regression vom Grossees getrennt und durch pleistozäne Schwellen am Trockenfallen gehindert wurden. Bei jener negativen Strandverschiebung verwandelte sich die boreale Fördenlandschaft des Ancyclus-Sees in weite, von Seen erfüllte **Festlandgebiete**. Das Ufer des Restsees im Ostseebecken lag gegenüber dem heutigen NN um rund 20 m tiefer. Küstenflüsse fanden bei erniedrigter Erosionsbasis Gelegenheit, sich mit ihren Unterläufen tief einzuschneiden und dieselben — wie z. B. die Uroder — in heute meerbedeckte Bereiche weit zu verlängern. Das sind Wandlungen, die sich auch im ostbaltischen Küstenraum — z. B. durch Bildung von Flussterrassen der Memel (s. Serebrjannyj 1961) — deutlich bemerkbar machten.

Die Ursache für das einschneidende und in allen Bohrprofilen sichtbare in der Tat markanteste Ereignis der endborealen Regression wird in einem Überlauf and Durchbruch des inzwischen soweit gefüllten Ancyclus-Sees über die Darsser Schwelle und in seinem Ausgleich mit dem damaligen Weltmeerspiegel gesehen (s. auch Reinhard 1959). Die Auswertung neuer Bohrungen aus den beiderseits anschliessenden submarinen Bereichen durch Kolp und in den dänischen Verbindungswegen zum Kattegat durch Krog lässt eine weitere Klärung dieses genetischen Problemkreises erwarten.

#### VI. ZUR ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES LITORINA-MEERES

Die Fortschritte in der Erforschung der Entwicklungsgeschichte des Litorina-Meeress, dessen Existenz im Bereich der heutigen südlichen Ostseeküste längst bekannt war, liegen in der Präzisierung von Erkenntnissen über seinen Charakter, seine Höhe, Reichweite und seine Einzelphasen sowie in einigen noch problemhaften Versuchen ihrer Deutung.

Über diesbezügliche neuere Untersuchungen von Hurtig (1954), Schmidt (1957 a und b) und Dwar s (1960) war bereits in methodischer Sicht die Rede. Die von dieser Seite angesetzten Bohrungen und deren Schichtenausdeutungen führten zu wesentlich genaueren Erkenntnissen über den als eustatisch erkannten litorinen Meeresspiegelanstieg. Die letztgenannte Arbeit ergab für den ostrügenschen Raum, dass der Küstenausgleich dort nicht immer mit dem Ansteigen des Meeresspiegels parallel lief, wie es Hurtig (1954) für die Bereiche westlich Rügens postulierte.

So lässt sich auch das im Beltseegebiet aufgestellte System der drei Arten von Bohrprofilen im Küstenabschnitt des Oder-Gletscherstromes östlich der Rügener Stromgabel nicht ohne Einschränkungen anwenden. Dwar s stellte erneut fest, dass sich isolierte Inselkerne auf der Halbinsel Mönchgut zeitweise ausbildeten.

Jüngste eigene Untersuchungen kamen mittels einer spezifizierten und komplexen Analyse des Bohrgutes und seines Fossilinhaltes zu einer weiter detaillierten Deutung der Litorinaphase und ihrer Oszillationen. Nach dieser Auffassung vollzog sich die Litorinatransgression zwischen Hiddensee und Oder-Haff folgendermassen: In einer relativ kurzen **brackischen Phase (2a)** zunächst der Vernässung, Torf- und Torfmuddebildung bei ansteigendem Meeresspiegel und Grundwasser bewegte sich die Küstenlinie des **älteren Litorina-Meeress** durch die inzwischen offene Kadetrinne über die Bohrbereiche (Abb. 1) hinweg und lagerte Seesand über die vernässten Festlandbildungen (Abb. 2). Jenes schon mit dem Ozean kommunizierende Ostseestadium vertiefte sich dann bei sehr schnellem Anstieg des Weltmeerspiegels von etwa 10 m/Jahrtausend (Fairbridge 1960) erheblich. In **mariner Phase (2b)** setzte es in den überfluteten breiten Buchten zunächst eine organisch, an Karbonaten und grossen sowie dickschaligen Conchylien reiche Tonmudde ab. Kennzeichnend für den **gegenüber heute höheren Salzgehalt** des Wassers selbst bis in die Nähe der Odermündungen sind als Leitformen in den erbohrten Litorinaschichten *Litorina litorea* und die *Clypeus*-Flora der Diatomeen.

Der über den marinen Mudden abgelagerte Seesand des **jüngeren Litorina-Meeress** aus ebenfalls noch mariner Phase spricht für inzwischen erfolgte Zerstörung vorspringender Küstenteile und Abrasion von vorgelagerten Moräneninseln, also von einer stärkeren Öffnung der Buchten und damit kräftigem Wellenschlag in ihnen. Der Küstenausgleich konnte jedoch mit einem derart schnellen Meeresspiegelanstieg auch in der jüngeren Litorinazeit noch nicht Schritt halten. In Form von **tiefen und breiten Buchten** drang das Weltmeer bis zu seinem Höchststand, der nach Fairbridge (1960, 1961) bereits um 6000 bis 5000 vor heute erreicht war, weit in die heutige Küsten- und Inselzone und bis in die Flussmündungen des angrenzenden Festlandes ein. Reichweite und Salzgehalt jener Ostseephase sind bisher wesentlich unterschätzt worden. Sie waren im Untersuchungsraum merklich grösser als gegenwärtig.

Die Frage nach dem **Höchststand des jüngeren Litorina-Meeress** mit mariner Fazies ist nicht leicht zu beantworten. Dass der Ostseespiegel höher stand als jetzt, ist aus Überlegungen zur Erklärung seines damals maximalen Salzgehaltes bei breiterer Öffnung zum offenen Weltmeer zwar naheliegend, wenn man alternierende tektonische Bewegungen als unwahrscheinliche Ursachen ausklammert, jedoch schwer zu beweisen. Indessen unterbauen **geomorphologische Befunde** im untersuchten Küstenbereich derartige Vorstellungen. Alte Uferlinien und wesentlich über dem gegenwärtigen Meeresspiegel und seinen Hochwässern gelegene fossile, heute oft dicht bewachsene **Kliffe** umgeben in allgemeiner Verbreitung als

wichtige fossile Wasserstandsmarken die Pleistozänkerne, besonders an den vor jungen Abbrüchen geschützten Boddenseiten. Auf sie und zugehörige **Terrassen** hat auch **H a a c k** (1960) aufmerksam gemacht. Der einen Gruppe von Kliffen — der unteren-, die auch von meinem Mitarbeiter **H. J. S c h u l t z** in benachbarten Gebieten beobachtet wurde, sind häufig fossile Strandflächen in Höhen bis zu +2 m NN mit hohen Strandwällen aus grobem Material und mit mariner Fazies vor der angelagert. Derartige alte Küstenlinien wurden bisher teilweise als Randmarkierungen von spätglazialen Eisstauseen, teilweise auch als Marken von jungen Sturmfluten, wiederholt sogar durch eine der Litorinasenkung angeblich nachfolgende Hebung gedeutet. Der damit berührte umfangreiche und schwierige Problemkreis kann in vorliegender Übersicht über die Fortschritte der Küstenforschung und ihre Probleme natürlich keineswegs erschöpfend behandelt werden. Die zu seiner Lösung noch laufenden Untersuchungen des Verfassers müssen einer späteren Darstellung vorbehalten bleiben. Dennoch kann in diesem grösseren Zusammenhang auf einige Lösungswege und Deutungsversuche schon jetzt hingewiesen werden.

Gegen die **Deutung fossiler Uferlinien** eines unteren Niveaus bis +2 m NN als Terrassenbildungen an Rändern spätglazialer Eisstauseen spricht die Beobachtung, dass die überall an Binnen- und Aussenküsten und in Flussmündungen und dabei an spätglazialen Formengruppen verschiedener Generationen und Genese auftreten. Diese Feststellungen lassen sich nicht mit der Vorstellung lokaler Stauseen vor dem jeweiligen Eisrand koordinieren, obgleich auch solche ihre meist noch höheren Marken hinterlassen haben (s. **H a a c k** 1960) und in ihrer Existenz nicht angezweifelt werden (s. auch **K l i e w e** 1960). Die häufig an rezente Sturmfluten geknüpfte Deutung von Terrassen in Höhenlagen bis zu +2 m NN erscheint ebenfalls unwahrscheinlich, zumal fossile Küstenlinien gleicher Art auch dort existieren, wo durch vorgelagerte Dünenflächen seit langem ein weitgehender Schutz vor jungen Hochwässern besteht. Über ältere tektonische Vorstellungen einer die „Litorinasenkung“ ablösenden „Litorinahebung“ oder jüngeren Landhebung als in der Literatur existierende Deutungen zu diskutieren, erscheint nicht notwendig. Sie widersprechen der gegenwärtigen Kenntnis von Isostasie und Eustasie in unserem Küstenraum.

Wenn hier im Unterschied zu allen jenen Auffassungen erneut und in Erweiterung früherer Ausführungen (**K l i e w e** 1962) der Deutung von Uferlinien durch einen Litorinahöchststand das Wort geredet wird, so liegen diesem Vorgehen inzwischen ausgewertete **Vermessungen zahlreicher fossiler Küstenlinien** zugrunde (Abb. 3). Von einer Vielzahl im Jahre 1962 eingemessener **Profile von alten Meeresterrassen** sind hier lediglich vier aus dem Bereich der südlichen Ostseeküste ausgewählt worden. Sie liegen verteilt an der Aussenküste der Ostsee (b), an

\* Herrn Kartograph **R. M i e c k e** (Jena), meinem Mitarbeiter **H. J. S c h u l t z** und den beteiligten Diplomanden sei für die Übernahme und Ausführung der langwierigen Vermessungsarbeiten gedankt!

Aussenbodden (c), Binnenbodden (a) und an den Mündungsarmen (c) der Küstenflüsse (s. Abb. 1). Die zugehörigen Kliffe sind sowohl in pleistozäne Kerne (Abb. 3a, c und d) als auch gelegentlich in älteste Dünen

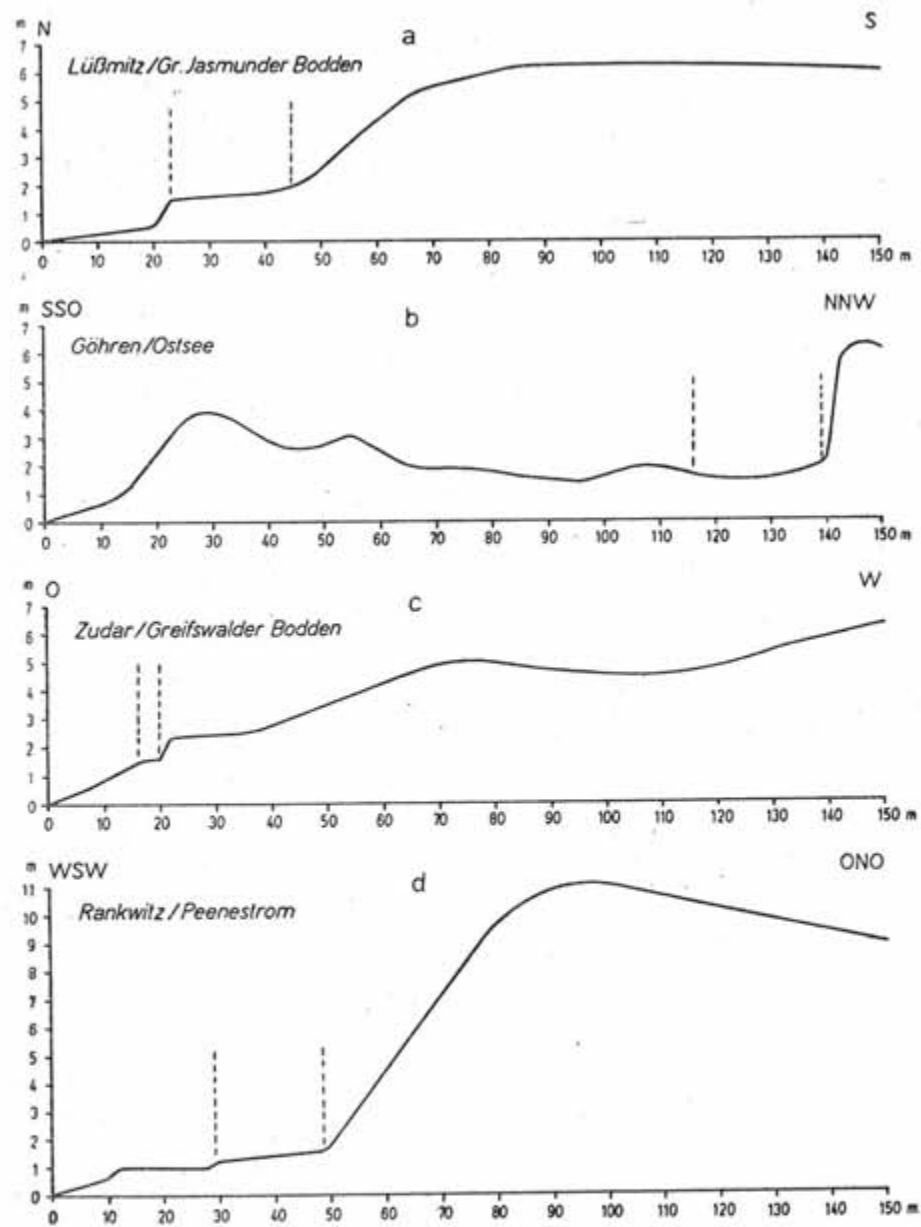


Abb. 3: Eingemessene Profile von Meeresterrassen aus der Zeit des Litorinahöchststandes an der südlichen Ostseeküste

(Abb. 3b) eingeschnitten. An die Kliffüsse angrenzende Terrassenflächen — in Abb. 3 durch senkrecht gerissene Linien markiert — existieren in Höhenlagen zwischen 1,4 und 2,0 m NN, im Durchschnitt also bei ca +1,7 m NN. In einigen Bereichen sind ihnen jüngere Terrassen in tieferem Niveau

(Abb. 3d) oder schützende Dünenwälle des späteren Küstenausgleichs (Abb. 3b) vorgelagert.

Die Werte von Höchstständen des holozänen Weltmeeres liegen nach Fairbridge (1960, 1961) für den Zeitraum zwischen 6000 und 5000 vor heute noch höher, nämlich bei ca +3 m NN (s. auch Kliewe 1963). Nimmt man diesen durch globale Beobachtungen zustande gekommenen Wert als reell an, so ergäbe sich eine Differenz zu unseren Terrassenhöhen von 1,3 m, die — auf reichlich 5 Jahrtausende aufgeteilt — eine isostatische Senkung der südlichen Ostseeküste um Rügen und Usedom von durchschnittlich  $\frac{1}{4}$  m im Jahrtausend gelten liesse. Dieser Betrag läge innerhalb der Grössenordnung gemessener rezenter Vorgänge, nämlich eines Untertauchens des Pegels von Swinemünde um 0,79 mm/Jahr (Weise 1962), wobei der Hauptanteil  $\frac{2}{3}$  der Bewegung doch auf einen eustatischen Anstieg und nur  $\frac{1}{3}$  auf isostatische Senkung käme. Auch dieser letzte Wert erscheint gegenüber anderen Auffassungen und im Vergleich zu Senkungsbeträgen im Nordseeraum (s. Müller 1962, S. 212 f.) noch reichlich hoch. Ohne Annahme einer derartigen isostatischen Senkung im südlichen Ostseegebiet — im Bereich der tektonischen O-Isobase — liesse sich die dortige fossile Terrassenhöhe aber auch der in den letzten Jahren an vielen Meeresküsten der Erde erkannten +2 m Plattform (s. auch Kliewe 1963) nahezu gleichsetzen.

Dass es sich um fossile Terrassen und nicht um junge Sturmflutabration handelt, erscheint auch nach noch laufenden sedimentologischen und pedologischen Untersuchungen der die Terrassenflächen bildenden Sedimente als ein notwendiges Postulat. Der Fossilinhalt spricht für ein salzreicheres Meer als heute, die Vergleyung oder Pseudovergleyung der Terrassenböden für ehemals höheren Grundwasserstand. Während der Zeit des Litorinahöchststandes wäre dann der südliche Küstenbereich zu einem zeitweiligen Inselarchipel umgestaltet gewesen, dessen Teilinseln sich durch die +2 m Plattform umgrenzen liessen.

#### VII. UBER OSZILLATIONEN DER SPÄT- UND POSTLITORINEN OSTSEE

Der obere Abschluss mariner Sedimente des jüngeren Litorina-Meeres in Bohrprofilen wird von einigen den Seesanden eingelagerten torfigen, humosen oder muddigen Zwischenschichten gebildet. Sie zeigen Retardationen oder Regressionen an, welche die bereits soweit aufsedimentierten Litorinabuchten kurzzeitig trocken fallen liessen oder sie in isolierte Seebecken verwandelten. Das in den Bohrprofilen an rückseitigen Boddenufern sich abzeichnende, gewöhnlich drei- bis viermalige Auftreten derartiger Verlandungsschichten in Tiefen von einigen Metern unter NN zeigt, dass die Annahme einer subborealen Regression (Hurtig 1954; Kliewe 1957) für die südliche Ostseeküste zu erweitern ist. Es scheint sich um kleinere eustatische Schwankungen bzw. Meeresrückzüge bei generell

ohnein stark verlangsamtem Spiegelanstieg zu handeln, die zeitlich vom Subboreal nach beiden Seiten in Richtung zum späten Atlantikum einerseits und zum frühen Subatlantikum andererseits ausgreifen. Sie lassen sich mit Tiefpunkten des entsprechenden Kurvenanteiles bei Fairbridge (1960) gut parallelisieren, scheinen aber auch älteren bis jüngsten davon etwas abweichenden Kurvenzügen des Transgressionsverlaufes an Ost- und Nordsee (s. auch Müller 1962, Abb. 5) nicht zu widersprechen. Die durch markantere Maxima und Minima der letzten 6000 Jahre ausgezeichnete, im grossen gesehen in jenem Zeitraum mehr horizontale Kurve mit zur Gegenwart abnehmender Oszillationsamplitude von Fairbridge wird den geomorphologischen und stratigraphischen Befunden an der südlichen Ostseeküste jedoch besser gerecht als andere Diagramme des holozänen Meeresspiegelanstiegs. Sie erklärt u. a. auch den erst jetzt ermöglichten stärkeren Ausgleichsprozess. Wieweit an besonders geschützten Küstenstellen (Abb. 3d) weitere Terrassen und eustatische Oszillationen des Ostseespiegels einander zugehörig sind, kann hier nicht auseinandergesetzt werden.

Als ein anderer wichtiger Problemkreis wurde ähnlich wie durch Bakker (1958) in den Niederlanden die Einordnung prähistorischer Befunde in die Transgressionsgeschichte des Untersuchungsgebietes aufgegriffen, jedoch noch nicht abgeschlossen. Steinzeitliche Funde machen in ihrer Einbettung in baltische Sedimentserien, in ihrer Abgerolltheit durch Wassertransport oder in ihrer Verbreitung überhaupt — beispielsweise um die Binnenbdden von Rügen — eine Abhängigkeit von spät- bis postlitorinen Oszillationen des Ostseespiegels sehr wahrscheinlich. So wurden vermutlich aus einer ersten Regressionszeit spät-atlantischen Datums nach dem Litorinahöchststand stammende Kulturschichten von der Wende Mesolithikum/Neolithikum, aber auch aus dem Neolithikum und neolithische Gräber in ungewöhnlich tiefer Lage zum gegenwärtigen Meeresspiegel und im Grundwasser angetroffen\*. Sie sind gelegentlich von Torf oder Strandwallbildungen überdeckt. Das würde besagen, dass ein zweiter, spätest-atlantischer Hochstand der Ostsee diese Kulturplätze überflutete, teilweise aufarbeitete und die Werkzeuge in abgerolltem Zustand anderenorts wieder anschwemmte oder in Strandwällen anhäufte. Auch gibt es Anzeichen, dass während der zweiten d. h. subborealen Regression, einer länger ausgedehnten Festlandzeit, bronzezeitliche Hügelgräber angelegt wurden, die heute in vernässten Niederungen anzutreffen sind. Die anschliessenden Phasen des subatlantischen Transgressionsfortganges führten zu dieser Situation. Die laufenden, hier nur angedeuteter Parallelisierungen mit der Vorgeschichte sind auf Frühgeschichte und historische Abläufe ausdehnbar. Sie greifen somit ebenfalls in die Lösung der Problematik von Meeresoszillationen des Spät- und Postlitorins im Ostseeraum ein.

\* Für Hinweise zur prähistorischen Situation an Ort und Stelle danke ich Herrn Dipl.-Prähistoriker Berlekamp (Greifswald).



Aus dem stratigraphischen Befund der Bohrungen lässt sich der gesicherte Schluss ziehen, das während der **postlitorinen Phase** (3) der in der Hauptsache **brackische Charakter** (3a) der Meeresbuchten schliesslich in eine **Süsswasserfazies** (3b) übergang. Das ist ein Zeichen des im späten Subatlantikum sich vollendenden **Küstenausgleiches**. Er äusserte sich geomorphologisch in Form von Strandwall- und Dünenfächern an den Frontseiten der Holozäniederungen und von Versumpfungen und Torfbildungen an den vom direkten Meereseinfluss abriegelten Boddenufern.

#### VIII. ZUSAMMENSCHAU UND AUSBLICK

Ziel der vorliegenden Ausführungen konnte es nur sein, die Entwicklung der Küstenforschung an der südlichen Ostsee — im wesentlichen zwischen Hiddensee und Oder-Haff — während fast eines Jahrhunderts in grossen Zügen und in den Hauptetappen zu umreissen. Dabei zeigte sich, dass die Erkenntnisse durch verfeinerte Untersuchungsmethoden wesentlich genauer, aber auch viel differenzierter wurden. Die Ostseegeschichte erweist sich damit auch von ihren südlichen Gestaden her als ein seit dem frühen Boreal oder späten Praeboreal in einer Reihe von Phasen und mit zahlreichen Oszillationen vor sich gehender Prozess. In seinem Verlauf änderten Verlauf, Gestalt und Reichweite der Küste mehrmals ihren Charakter, ebenso wie Faziesausbildung und Sedimenttyp des vordringenden oder zurückweichenden Meeres sich wandelten.

Die dargelegten Erkenntnisse lassen sich bereits in vielen Fällen in gute Übereinstimmung mit Forschungsergebnissen von Nachbarküsten des Baltischen Meeres bringen. Gleichzeitig jedoch gibt es hier wie dort eine ganze Anzahl neuer Forschungsprobleme, die einerseits nur durch weiterhin vertiefte Komplexuntersuchungen und zum anderen durch Gemeinschaftsforschungen der daran interessierten Anwohner der Ostsee einer Lösung näher gebracht werden können.

#### LITERATURAUSWAHL

- Bakker, J. P.: 1958. Küstenentwicklung und prähistorische Besiedlung in den Niederlanden. Sitz.-Ber. d. Physikal.-med. Sozietät zu Erlangen, Bd. 78 (1955—1957), S. 102—127.
- Crédner, R.: 1893. Rügen, eine Inselstudie. Forsch. z. Dt. Landes- u. Volkskunde. Bd. 7, H. 5, Stuttgart.
- Donner, J.: 1960. The Late- and Post-glacial raised beaches in Scotland. Annales Akademiae Scientiarum fennicae, Series A, III Geologica-Geographica, Nr. 53, Helsinki.
- Dwars, F. W.: 1960. Beiträge zur Glazial- und Postglazialgeschichte Südostrügens. Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, Bd. XVIII, H. 3, Kiel.
- Fairbridge, R. W.: 1960. The Changing Level of the Sea. Scientific American, Vol. 202, No. 5, p. 70—79.
- Fairbridge, R. W.: 1961. Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Ages. Annals of the New York Academy of Sciences; Vol. 95, Art. 1, p. 542—579.

- Galon, R.: 1960. Problem of the Geomorphological Classification of the Polish Coast. Przegląd Geograficzny, Vol. 32, Suppl., p. 67—77.
- Geinitz, E.: 1898. Der Conventer See bei Doberan. Mitt. d. Meckl. Geol. Landesanst., Bd. IX, Rostock.
- Gudelis, V.: 1955. Die Grundetappen der geologischen Entwicklung der litauischen Küste an der Ostsee in der Spät- und Nacheiszeit (litauisch). Vilnius.
- Haack, E.: 1960. Das Achterwasser. Eine geomorphologische und hydrographische Untersuchung. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. IV, Berlin.
- Haarnagel, W.: 1950. Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, Bd. 4. Schriftenreihe d. Niedersächs. Landesstelle f. Marschen- u. Wurtenerforschung, Hildesheim.
- Hurtig, Th.: 1954. Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. I, Berlin.
- Hurtig, Th.: 1958. Zum „Rätsel des Ancylosees“. P. M., 102 Jg., S. 214—250.
- Ignatius, H.: 1961. Studies of Pleistocene and Holocene Baltic sediments. INQUA Vth Congress, Publications, Abstracts of Papers, p. 192, Poland.
- Keilhack, K.: 1912. Die Verlandung der Swinepforte. Jb. d. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. 32, Tl. 2, H. 2, S. 209—244, Berlin.
- Kliewe, H.: 1957. Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom. Habilitationsschrift, Greifswald.
- Kliewe, H.: 1959. Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. Geogr. Ber., 4 Jg., H. 10/11, S. 10—26.
- Kliewe, H.: 1960. Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. V, Berlin.
- Kliewe, H.-Reinhard, H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancylos-Sees. P. M., 104, Jg., S. 163—172.
- Kliewe, H.: 1961. Vergleichende Betrachtungen zur glaziären Genese der Odermündungsinseln. Geogr. Ber., 6. Jg., H. 20/21, S. 232—240.
- Kliewe, H.: 1962. Die holozäne Ostseegeschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena, 11. Jg., Math.-nat. Reihe, H. 1/2, S. 135—140.
- Kliewe, H.: 1963. Quartäre Küstenlinien aus der Sicht des VI INQUA-Kongresses 1961 in Warschau. Geogr. Ber., 8. Jg., H. 2.
- Kolp, O.: 1961. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. P. M., 105. Jg., S. 249—254.
- Köster, R.: 1960. Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1960, H. 2, S. 70—95.
- Lauterbach, R.: 1962. Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas. Ber. d. Geol. Ges. i. d. DDR, Bd. 7, H. 3, S. 325—336.
- Müller, W.: 1962. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozän-gliederung. Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 13, S. 197—223.
- Nilsson, T.: 1948. Versuch einer Verknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonen-gliederung Südkandinaviens. Lunds Univ. Arsskrift, N. F., Bd. 59, p. 1—79.
- Reinhard, H.: 1956. Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. II, Eerlin.
- Reinhard, H.: 1959. Beiträge zur Entwicklung der Küstenlandschaft der südlichen Ostsee. Geogr. Ber., 4. Jg., H. 10/11, S. 1—9.
- Rosa, B.: 1959. Die postglaziale Transgression an der polnischen Küste. Geogr. Ber., 4. Jg., H. 10/11, S. 64—72.

- Sauramo, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III. Geologica-Geographica, Nr. 51, Helsinki.
- Schmidt, H.: 1957. Morphologische Probleme um den Grossen und Kleinen Jasmunder Bodden. Diss. Greifswald.
- Schmidt, H.: 1957. Der Strelasund und seine morphologischen Probleme. Neuere Arbeiten zur meckl. Küstenforschung, Bd. III, Berlin.
- Schmidt, H.: 1959. Kurze Mitteilung über einen Fund von *Ancylus fluviatilis* Müll. auf der Schmalen Heide (Insel Rügen). Arch. d. Fr. d. Naturgesch. i. Meckl., Bd. V, S. 372—378.
- Schütze, H.: 1931. Die Haken und Nehrungen der Aussenküste von Rügen. I. Beih. z. 49/50. Jb. d. Pomm. Geogr. Ges. (1931/32), Greifswald.
- Serebrjannyj, L. R.: 1961. Zur Paläogeographie des Holozäns im Gebiet des Baltikums unter Verwendung der Radiokarbonmethode (russ.). Voprosy Golocena, 12, S. 177—199, Vilnius.
- Tapfer, E.: 1940. Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geol. d. Meere u. Binnengew., 4. Jg., H. 2, S. 113—244, Berlin.
- Weise, H.: 1962. Die Ermittlung von Erdkrustenbewegungen aus Wasserstandsbeobachtungen der Meeresoberfläche. Vermessungstechnik, 10. Jg., H. 10, S. 267—271.
- Wernicke, W.: 1930. Die Küste der Insel Usedom und Wollin. I. Beih. z. 47/48. Jb. d. Pomm. Geogr. Ges. (1929/30), Greifswald.
- Werth, E.: 1954. Die Litorinasenkung und die steinzeitlichen Kulturen im Rahmen der isostatischen Meeresspiegelschwankungen des nordeuropäischen Postglazials. Ak. d. Wiss. u. Lit. Abh. d. Math.-nat. Kl., Jg. 1954, Nr. 8, S. 313—568, Wiesbaden.

[Manuskript eingegangen 27. 2. 1963]

## PROGRESS AND PROBLEMS OF RESEARCH OF THE COASTAL EVOLUTION IN THE SOUTHERN BALTIC SEA

by

H. KLIEWE

### SUMMARY

The southern coast of the Baltic Sea presents favourable conditions for investigations of its Holocene development. The coast lying between European rising coasts in the north and sinking coast in the southwest is in a situation of probable very small sinking. It is difficult to separate this isostatic sinking from the prevailing eustatic movement of transgression. For all that fossil shorelines and sediments can be supposed as lying nearly in the level of their origin. Under such conditions development and problems of the exploration of the southern Baltic during Holocene period are shortly described and discussed.

Old and young investigations describe only the Litorina Sea as an existent phase of the Baltic Sea along the southern coast. Thereby the genetic opinion is changing from an conception of tectonic sinking of Litorina coast to an eustatic conception of an active rise of sea level. Hitherto existing perceptions about the configuration of Litorina coast are varying between that of an archipel of isles and that of an ever existing smoothing of the outer coast. Methodical course of investigations

during the last century goes from occasional observations over systematic analysis of forms of the Holocene lowlands to macroscopic and finally microscopic analysis of sediments and fossils within borings including submarine drill-cores.

Geomorphological investigations of the prae-Holocene relief are indispensable for interpreting phases of the Baltic Sea. They bring us to a conception of extraordinary deep basins of tongs of Pleistocene glaciers. They exhibit the early roads for the progression of *Ancylus* Lake, which was firstly pointed out by author between „Hiddensee“ and „Oder-Haff“. Sedimentological analysis shows a gradual and independent ascending of at first brackish *Ancylus* Lake. Then being filled with fresh-water, its configuration of coast is like „Förden“. Finally its oscillatory regression of about 13 m takes place.

The following rapid eustatic transgression of Litorina Cycle receives a marine character very quickly. Deep bays, temporary archipels and higher salt concentration than today mark its coasts and its character during Main Litorina Phase. Fossil shorelines at about +1,7 m NN are measured and investigated in an sedimentological and pedological matter. Therefore they may be correlated to the highest level (+3 m) of the oceans at about 5—6 000 B. P. In consequence a isostatic sinking of the southern Baltic coast of about 1/4 m/years is probable.

Late- and postlitorine evolution after the highest sea level and before Present is characterized as a changing of mild transgressions and regressions, which are followed by a progressive smoothing of the outer coast continuing till today. Geomorphological marks, stratigraphical state, prehistoric events and findings in correlation to oscillations of the Baltic Sea level confirm these suppositions. Investigations in all these directions are not yet finished. They present many new problems in researching the southern Baltic.

## УСПЕХИ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Г. КЛИВЕ

### РЕЗЮМЕ

Южное побережье Балтийского моря предоставляет благоприятные условия для изучения ее развития в голоцене. Оно расположено между поднимающимися берегами на Севере Европы и берегами опускания на Юго-западе, которые, по-видимому, испытывают незначительное погружение. Это опускание трудно отличить от преобладающей евстатической слагаемой проявления морской трансгрессии. Поэтому, следует предполагать, что все древнебереговые образования находятся почти на уровне их возникновения.

Как более ранние, так и новейшие исследования указывают на то, что только Литориновое море явилось единственной фазой Балтийского моря, отразившейся на Южном побережье. При этом, генетические представления менялись от тектонического погружения берегов Литоринового моря до евстатического, т. е. активного повышения уровня моря. Прежние взгляды на конфигурацию берегов Литоринового моря колеблются от типа архипелага островов до берегов выравненного характера. Методический путь исследований в течение последнего столетия ведет от случайных наблюдений через систематический анализ форм аллювиальных образований к макроскопическому и, наконец, микроскопическому анализу отложений и фоссилий бурового материала, включая керны подводного бурения.

Гляциальноморфологические исследования доголоценового рельефа необходимы для выявления отдельных фаз развития Балтийского моря. Они приводят нас к представлению о присутствии исключительно глубоких языковых депрессий плейстоценовых ледников, в частности, в пределах распространения ледниковой лопасти Одера. Они представляли собою пути ингрессии Анцилового озера, на что было, в свое время, указано автором в районе между Хиддензе и заливом Одера. Седиментологический анализ показывает постепенное, автономное повышение уровня Анцилового с начала солоноватоводного озера. Затем происходит его опреснение, а берега приобретают фердовый характер. Под конец бореального периода наступает регрессия данного озера, горька около 13 м.

Последующая быстрая евстатическая трансгрессия Литоринового моря скоро приобретает морской характер. Глубокие бухты, временные архипелаги островов и большая по сравнению с современной соленость воды являются характерной чертой берегов и фаций отложений кульминационной фазы Литоринового моря. Древнебереговые линии, находящиеся примерно на уровне +1,7 м были измерены и изучены седиментологически и педологически. Они сопоставляются с наивысшим уровнем Мирового океана (+3 м), имевшем место около 5-6000 лет тому назад. Из этого вытекает, что изостатическое погружение южного побережья Балтийского моря приблизительно  $\frac{1}{4}$  м в тысячелетие является вероятной.

Для поздне- и послелиторинового развития рассматриваемого побережья, после времени наивысшего стояния уровня моря до сих пор характерно чередование незначительных трансгрессий и регрессий, в результате чего происходит быстрое выравнивание береговой линии, которое только сейчас заканчивается. Эти предположения находят свое подтверждение в геоморфологических и стратиграфических данных, а также в доисторических находках и событиях. Исследования во всех этих направлениях пока незавершены. Они ставят перед изучением берегов Южной Балтики разносторонние, новые проблемы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДНА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ РИЖСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ГЕОАКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

*В. Г. УЛЬСТ, Л. Э. БЕРЗИНЬ, Е. П. АБРАМОВ, Рига*

Введение в практику морских геофизических исследований метода геоакустического зондирования сулит исключительно широкие перспективы в познании геологического строения дна морских и озерных впадин.

Основные принципы работы применяемой аппаратуры, разработанной под руководством Е. Ф. Дуброва сотрудниками Лаборатории геоакустики Всесоюзного Института методики и техники разведки, были опубликованы недавно в печати (Абрамов и Соколов, 1963; Дубров, 1963).

Летом 1961 года, сотрудниками указанной лаборатории производилось опытное геоакустическое зондирование дна в южной части Рижского залива. В результате этих работ были получены непрерывные записи в виде эхограммных профилей, отражающих рельеф дна и стратификацию современных отложений и подстилающих их более древних пород.

Несмотря на отсутствие буровых скважин в заливе и некоторое несовершенство аппаратуры, не позволяющей производить запись при наличии на контакте вода—дно песчаных и более грубых осадков, дешифрирование полученных профилей оказалось вполне возможным, а результаты дешифрирования весьма интересными. Последнему вопросу и посвящено основное содержание данной статьи.

Эхограммные профили имеют вертикальный масштаб на всю ширину регистрирующей ленты равный 1:500 (при скорости распространения звука в воде принятой 1500 м/сек). Так как при прохождении звуковых колебаний через толщу осадочных пород скорость распространения последних увеличивается, то указанный масштаб применим лишь для толщи воды в интервале поверхность—дно. Записи отражающие геологическое строение дна имеют более мелкий вертикальный масштаб, определяемый в конечном счете литологией пород. Последние,

как это будет показано ниже, представлены глинисто-алевритовыми осадками поздне- и послеледниковых бассейнов, подстилаемых мореными отложениями или коренными породами (песчаниками с прослоями глин). Подобный литологический облик пород позволяет принять увеличение скорости распространения в них звука, по сравнению с толщей воды, примерно в 1,3 раза (Пузырев, 1959). Таким образом вертикальные масштабы записи геологического строения дна примерно в 1,3 раза меньше масштаба глубины воды<sup>1</sup>. Горизонтальные масштабы профилей определялись на основании скорости движения судна и скорости протягивания регистрирующей ленты.

Эхограммные профили имеют вид чередующихся полос черного, серого и белого цвета. Черные и серые полосы на крупномасштабных профилях образованы вертикальными штрихами, которые на мелко-масштабных профилях сливаются. Длина штрихов соответствует длительности посылаемых импульсов. Каждая полоса черного или серого цвета представляет собою отражение поверхности раздела пород, имеющих различные волновые сопротивления  $\rho \cdot c$  ( $\rho$  — плотность породы,  $c$  — скорость распространения звуковых колебаний). Белые полосы между отражающими границами являются литологически однородными породами. При наличии в таких породах фацциальных переходов или включений иного литологического состава, последние проявляются в изменении формы и тональности цвета полос. В случаях, когда включения в литологически однородных породах обладают хорошо отражающими поверхностями, препятствующими более глубокому проникновению звуковых колебаний (например валуны), на эхограммных профилях появляются белые пятна. Последние вследствие дифракционных явлений часто имеют треугольную форму.

Во избежании ошибок, при дешифровке профилей, необходимо тщательно различать истинные границы раздела между литологически разнородными слоями и возможные отражения на профилях реверберационных явлений. Последние могут быть донными и межслоевыми. Первые возникают в тех случаях, когда дно имеет большой коэффициент отражения и посылаемые импульсы звуковых колебаний испытывают многократное отражение от дна и поверхности воды. Эхограммные профили регистрируют эти отражения как повторный профиль дна, располагающийся под истинным на расстоянии равном глубине воды. Если глубина воды больше, чем глубина зондирования пород дна, то повторная запись легко отличается от отражающих горизонтов, так как располагается ниже основной записи эхограммы (рис. 2).

Межслоевая реверберация происходит аналогичным образом, но в пределах одного или нескольких литологически различных слоев. Отличить на эхограмме истинное отражение поверхности раздела от многократного, реверберационного, можно по следующим признакам: при истин-

<sup>1</sup> На эхограммных профилях (рис. 2—5) вертикальный масштаб показан для толщи воды. Нулевая отметка — поверхность воды — срезана.

ном разделе поверхности прослеживаемых слоев обычно показывают изменения по мощности, детали литологических изменений слоя и действительные условия залегания. В то время как межслоевая реверберация проявляется в виде строгой, многократной повторяемости границы раздела данных слоев по вертикали, располагающейся под углом к границам раздела слоев основной записи. На рассматриваемых ниже эхограммах межслоевая реверберация не проявляется.

Прежде чем приступить к интерпретации эхограммных профилей, необходимо в самых общих чертах напомнить об особенностях геологического строения суши в полосе, окаймляющей южную часть Рижского залива. Судя по геологической карте окружающей суши (Lierpiņš, 1961), в районе охваченном геоакустическим зондированием, на дне залива в основании толщи четвертичных отложений, должны залегать, главным образом, девонские песчаники с прослоями глин и алевритов, относящиеся к гауйской свите. На суше по данным бурения поверхность коренных пород имеет следы дочетвертичной эрозии и ледниковой экзарации, особенно резкие на побережье самой вершины Рижского залива. При измененной поверхности суши, постепенно погружающейся под воды залива, следует полагать, что аналогичный характер имеет рельеф поверхности коренных пород и на дне залива. Под четвертичными отложениями, наряду с песчаниками гауйской свиты, вблизи берега могут встречаться останцы пород аматской, плявиньской и саласпилесской свит верхнего девона, представленные соответственно песчаниками с прослоями глин и алевритов, доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями глин и гипса (саласпилесская свита). Аэровизуальные наблюдения и промерно-грунтовые работы на подводном склоне вершины залива показали, что в прибрежной части дна местами наблюдаются выходы доломитов плявиньской свиты, и глин саласпилесской свиты.

Строение четвертичного покрова на побережье Рижского залива характеризуется следующими особенностями: коренные породы перекрываются мореной валдайского оледенения, редко флювиогляциальными песками. Мощность ледниковых отложений не превышает обычно 8—10 метров, причем на территории Земгальской равнины, протягивающейся к югу от вершины залива, эти отложения не образуют сплошного покрова.

На ледниковых отложениях залегают ленточные глины, мощность которых колеблется от нескольких до 7—10 м. Для последних характерна облегающая слоистость (рис. 1), и подобно морене они не образуют сплошного покрова. Очень редко в нижней части толщи ленточных глин встречается одиночная галька кристаллических и карбонатных пород.

Поверхность ленточных глин, а там, где их нет — поверхность морены, имеет ясные следы эрозии, протекавшей в период, предшествовавший трансгрессии Балтийского ледникового озера (Ульст и Бер-

зинь, 1962). Поэтому толща песков, венчающая разрез четвертичного покрова и накапливающаяся в течение поздние- и послеледниковых стадий Балтийского бассейна, залегает с угловым несогласием на подстилающих отложениях. Мощность песков колеблется от немногих до нескольких десятков метров. Последние представляют собою осадки подвод-

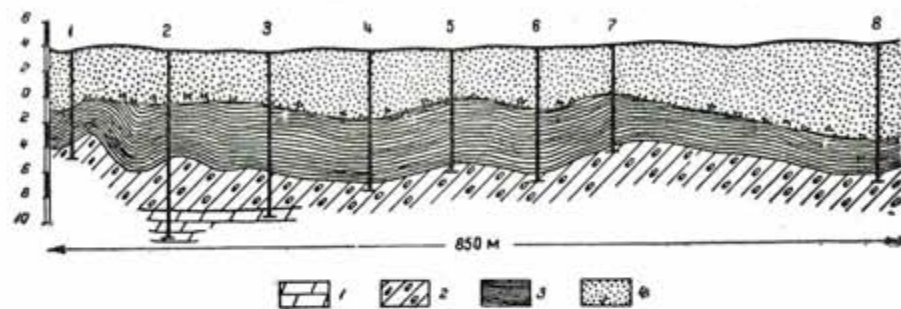


Рис. 1. Схематический геологический разрез четвертичных отложений Земгальской равнины к северу от г. Елава. (видна облегающая слоистость ленточных глин и признаки размыва в кровле)  
1. Девонские породы; 2. Морена; 3. Ленточные глины; 4. Осадки поздние- и послеледниковые водоемов Балтийского моря

ного склона и содержат редкие линзы илистых отложений обогащенных органикой (отложения древних лагун) и прослой торфа, накопившегося в течение регрессивных фаз послеледниковых бассейнов.

Очевидно, что в области впадины Рижского залива фация песков подводного склона поздние- и послеледниковых бассейнов должна сменяться более тонкими осадками, так как даже в настоящее время, при гораздо более низком уровне моря, пески выстилающие подводный склон залива и прилегающую к нему полосу дна на глубине 20—30 метров сменяются сначала илистыми песками, а затем песчанистым илом и илами. По данным грунтовых съемок (Горшкова, 1961), три последних типа осадков выстилают с поверхности большую часть площади дна Рижского залива. В ряде пунктов северной части залива, где мощность современных осадков не превышает 1,0—1,5 метров, последние, как указывает Т. И. Горшкова, подстилаются ленточными глинами (Горшкова, 1961).

Все вышесказанное позволяет полагать, что в районе проведения геоакустического зондирования сводный геологический разрез дна Рижского залива имеет следующий вид: на эродированной поверхности девонских песчаников залегает комплекс ледниковых отложений, которые перекрываются ленточными глинами, а последние в свою очередь осадками поздние- и послеледниковых бассейнов Балтики.

Перечисленные породы и осадки необходимо прежде всего выделить на приводимых ниже эхограммных профилях.

На рис. 2 показан эхограммный профиль, ориентированный к северо-востоку от вершины Рижского залива и записанный при слое воды

20—25 метров. Дешифровке этого профиля помогают материалы промерно-грунтовых работ, проводившихся в указанном районе. Как видно в правой части профиля, на отрезке *ab*, запись почти не отличается от записей, получаемых с помощью обычного эхолота. Рельеф дна здесь образован пологими повышениями, чередующимися с впадинами. По данным грунтовых съемок такой рельеф типичен для участков, где на дне обнажается морена, покрытая местами грубыми песками, или скоплениями вымытых из нее валунов. Из-за столь грубого характера грунтов, образующих хорошо отражающую поверхность на контакте вода—дно, на отрезке *ab* получилась только запись рельефа дна.

В сторону центральной части залива морена постепенно погружается и перекрывается толщей горизонтально слоистых отложений верхняя часть которых, на глубине 0,5—1,5 метра от поверхности, по данным грунтовой съемки представляет собою илистый песок или песчанистый ил.<sup>1</sup> Под толщей слоистых отложений морена прослеживается по неравномерной (черной, серой, белой) прерывистой записи. Такой характер записи обусловлен включениями валунов, создающих многочисленные непроемы для звуковых колебаний, отражающихся на эхограмме в виде белых пятен. Прерывистость записи усиливается там, где валунный материал образует в кровле слоя морены значительные скопления.

Более полный геологический разрез дна отражает серия эхограмм, записанных в центре южной части Рижского залива. Вырезка из одной, типичной для этого района эхограммы, показана на рис. 3. Как видно по условиям залегания и характеру записи здесь выделяются три комплекса отложений, отмеченных на рис. 3 цифрами I—III. У нижнего комплекса (I) записана лишь самая верхняя часть. Наиболее четко здесь наблюдается непрерывная черная полоса («к»), под которой запись прекращается. Кровля этого комплекса имеет явные следы эрозии.

Комплекс II представлен слоистой толщей, выраженной на эхограмме частым чередованием черных и светлых полос. Форма последних ясно отражает слоистость обложения. Прерывистый характер записи для отложений нижней части комплекса, напоминает запись морены на рис. 2, отличаясь от последней только наличием часто прерывающейся слоистости. Кровля комплекса II местами имеет признаки размыва («а» на рис. 3).

Комплекс III подобно подстилающему также представляет собою слоистую толщу. По данным грунтовой съемки (Горшкова, 1961), верхние 0,5—1,5 метра комплекса этих отложений сложены песчанистым илом или илистыми песками. Толща отложений комплекса III с угловым несогласием перекрывает нижележащую и характеризуется слоистостью заполнения.

Учитывая изменение вертикального масштаба регистрирующей ленты в интервале отражающем запись геологического строения дна,

<sup>1</sup> По классификации принятой в геологии моря.



Чередование черных и белых полос в комплексе II конечно не является отражением ленточной текстуры образующих его глин. Колонки таких глин со дна Балтийского моря и Рижского залива имеют мощность лент от десятых долей миллиметра до 200—300 мм, что в масштабе записей эхограмм конечно не может отразиться. Черные полосы на эхограммах в комплексе II могут представлять отражение границ раздела крупных ритмов седиментации ленточных глин с различным волновым сопротивлением.

Резко отличный характер залегания комплекса III (слоистость заполнения), отражает совершенно иные условия накопления осадков после отложения ленточных глин. Верхняя часть этого комплекса представляет собою осадки современной стадии Балтийского моря, которые при отсутствии в комплексе III признаков перерыва в осадконакоплении должны подстилаться отложениями более древних стадий балтийского бассейна. Так как условия седиментации в открытой части залива в течение указанных стадий были несравненно более близкими к современным, чем к условиям приледниковых бассейнов, то естественно рассматривать комплекс III как толщу осадков связанных с поздне- и послеледниковыми стадиями Балтики.

Вследствие небольшой глубины зондирования (около 20 метров), записи эхограмм показывают лишь самую верхнюю часть отложений комплекса I. Повсеместно в центре южной части залива эхограммы отражают профиль поверхности литологического раздела в этом комплексе в виде непрерывной черной полосы («К» на рис. 3). Исключительно выдержанный характер записи этой поверхности и постоянный уклон к северо-северо-западу порядка  $0,0002'$ , при наличии в вышележащей части эхограмм относительно полного разреза четвертичных отложений, позволяют рассматривать запись полосы «К» как профиль поверхности литологического раздела в девонских породах. Эта поверхность располагается вблизи кровли коренных пород, а на многих участках образует их кровлю, перекрываемую толщей четвертичных отложений («b» на рис. 3).

На фоне плавного погружения в сторону центральной части залива в профиле рассматриваемой поверхности наблюдаются пологие поднятия и понижения с амплитудой 3—5 метров и протяженностью 500—800 метров.

Коренные породы имеют слабо расчлененную поверхность, которая на эхограммах отражается в виде черной полосы, протягивающейся с перерывами несколько выше полосы «К» и оконтуривающей профиль ряда останцов девонских пород (например «С» на рис. 3). Из вышесказанного видно, что эти останцы, а местами пологие поднятия и понижения поверхности «К» облакаются ленточными глинами, в основании которых иногда залегает маломощный горизонт морены, сохранившийся от эрозии или продукты его размыва, — галька и валуны.

Таким образом геологический разрез дна в центре южной части Рижского залива, в пределах глубины геоакустического зондирования, не имеет принципиальных отличий от такового прилегающей суши. Вместе с тем результаты дешифрирования эхограммных профилей позволяют сделать ряд выводов.

1) По данным предыдущих геолого-геофизических исследований на большей части территории Рижского залива устанавливается нали-

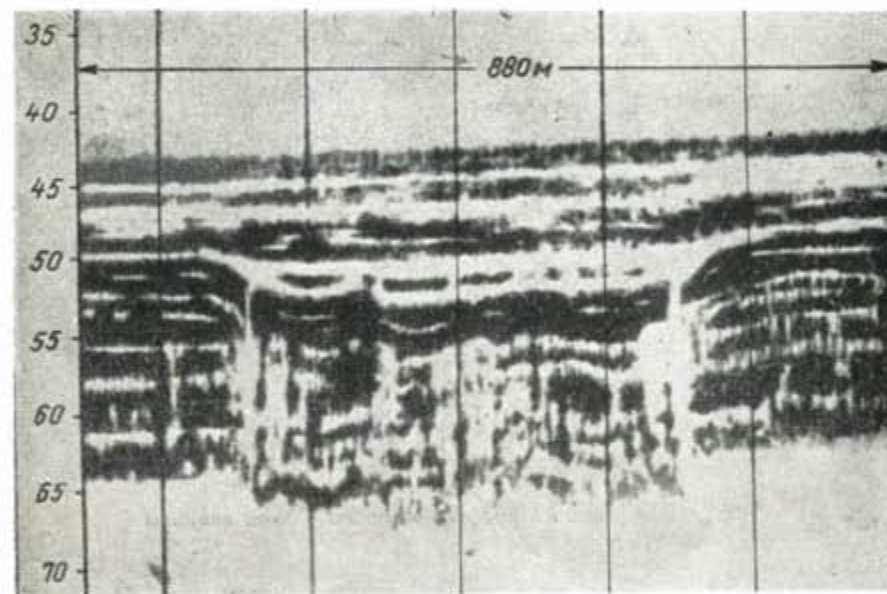


Рис. 4. Эхограммный профиль грабена

чие так называемой Рижской додевонской впадины, которая не является однородной структурной формой (Файтельсон, 1961). Отмеченное выше северо-северо-западное падение поверхности литологического раздела в девонских породах, противоположное общему падению девонских отложений на суше, указывает что южная часть Рижского залива является отрицательным структурным элементом и по девонским отложениям.

2) В исследованном районе дна Рижского залива были констатированы явные признаки неотектонических движений. Последние зафиксированы на ряде эхограмм в виде грабенов (рис. 4) и желобообразных впадин (рис. 5) с амплитудой опускания от нескольких до 10—15 метров при ширине до 1,5 километра. Как видно по указанным рисункам, образование грабенов относится к сравнительно короткому периоду, охватывающему время от конца накопления осадков приледникового бассейна (комплекс II) до начала отложения осадков поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики (комплекс III). Очевидно, что повышенная тектоническая активность в течение указанного периода



была обусловлена гляциоизостатическим поднятием на периферии Балтийского щита.

Простираение установленных тектонических нарушений субмеридиональное, соответствующее одному из главных тектонических направлений в бассейне Балтийского моря.

3) На имеющихся эхограммных профилях признаки размыва в кровле отложений приледникового бассейна (комплекс II) встречаются

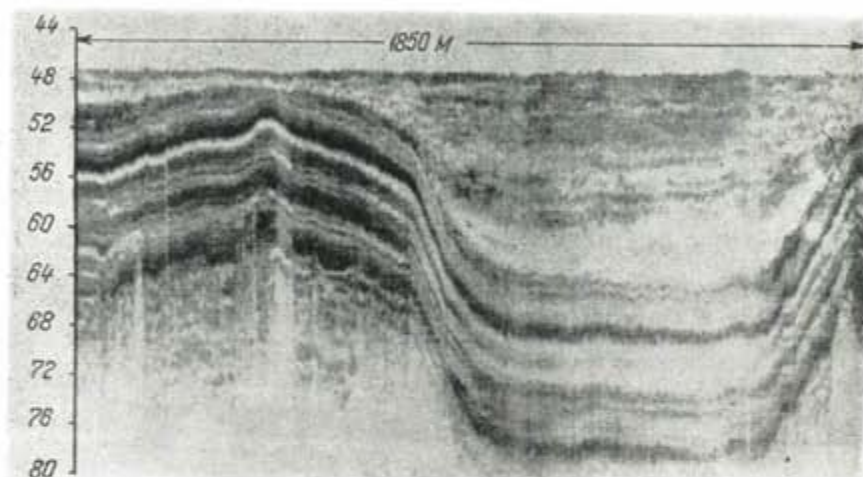


Рис. 5. Эхограммный профиль желобообразной впадины

только до уровня —45 метров, что определяет максимальное понижение уровня этого бассейна. Вместе с тем это свидетельствует о том, что стадия VI Балтийского ледникового озера на латвийском побережье имела трансгрессивный характер, а не была связана со стабилизацией уровня после регрессии местных приледниковых озер (Гуделис, 1961).

4) Если отвесно оседающий обломочный материал может накапливаться на склонах расчлененной поверхности дна без оползания, то, как известно, возникают различного рода текстуры облекания или заполнения (Ботвинкина, 1962). Однако критериев, которые определяли бы условия возникновения каждой из этих текстур, не имеется. На примере исследуемого района по данному вопросу можно сделать вполне определенный вывод.

На рис. 3, также как и на остальных полученных эхограммах видно, что накопление ленточных глин с облекающей слоистостью не привело к полному выравниванию поверхности дна. Это произошло бы если накопление ленточных глин продолжалось более длительный период времени. Ясно также, что при этом наблюдался бы постепенный переход слоистости облекания в слоистость заполнения.

Резкая смена слоистости облекания слоистостью заполнения, при переходе от ленточных глин к осадкам позднего и послеледниковых бас-

сейнов, может быть объяснена только различной скоростью накопления указанных отложений.<sup>1</sup>

Таким образом, значительная скорость накопления обломочного материала приводит к выполаживанию неровностей дна с образованием слоистости облекания, постепенно сменяющейся слоистостью заполнения. Выполаживание неровностей дна при медленном накоплении осадков сопровождается образованием преимущественно слоистости заполнения. Резкий переход слоистости облекания в слоистость заполнения, или наоборот, отражает соответственно уменьшение или увеличение скорости накопления осадков.

Как видно из вышесказанного, данные геоакустического зондирования могут быть использованы для решения широкого круга вопросов геологии морского дна и, особенно, при условии применения этого метода в комплексе с другими геолого-геофизическими методами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов, Е. П., Соколов, О. Н.: 1963. Опыт применения звуковой локации для геологического картирования дна моря. Сборник статей по геофизическому приборостроению, ОКБ МГ и АН СССР, № 15, Ленинград.
- Ботвинкина, Л. Н.: 1962. Слоистость осадочных пород. Тр. Геолог. ин-та АН СССР, вып. 59.
- Горшкова, Т. И.: 1961. Осадки Рижского залива. Тр. НИИРХ СНХ Латв. ССР, 3.
- Гуделис, В. К.: 1961. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. Морские берега, Тр. ин-та геологии АН Эст. ССР, VIII.
- Дубров, Е. Ф., Соколов, О. Н.: 1963. Метод звуковой локации в геологии. Советская геология, 2.
- Пузырев, И. Н.: 1959. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. Гостехиздат.
- Розен, М. Ф.: 1930. Геологическое строение дна Финского залива. Изв. Центр. гидрометбюро, вып. 9.
- Ульст, В. Г., Берзинь, Л. Э.: 1962. Мерзлотные деформации в отложениях Балтийского ледникового озера и их палеогеографическое значение. Вопр. четв. геологии I, Тр. Ин-та геологии АН Латв. ССР, VIII.
- Файтельсон, А. Т.: 1961. Рижская додевонская впадина. ДАН СССР, т. 140 № 1.
- Ignatius, H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. Bull. Comm. géol. Finlande, 180.
- Liepinš, P.: 1961. Devona sistēma. Latvijas PSR geologija. Rīga.

[Поступило: 24.2.1963 г.]

<sup>1</sup> В северной части Балтийского моря скорость накопления ленточных глин составляла несколько десятков миллиметров в год, а послеледниковых отложений, — десятые доли миллиметра в год (Ignatius, 1958). В исследуемом районе средняя скорость накопления осадков позднего и послеледниковых бассейнов (комплекс III), составляет по расчетам 0,35 мм/год.

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BOTTOM OF THE  
SOUTHERN PART OF THE GULF OF RIGA ACCORDING  
TO GEOACUSTIC SOUNDING DATA

by

V. G. ULST, L. E. BERZIN & E. P. ABRAMOV

SUMMARY

In 1961 the bottom of the southern part of the Gulf of Riga was subjected to geoacoustic sounding to a depth of approximately 20–25 m from its surface.

Black strips on the echo-images (Fig. 2–5) represent the surface profiles of the lithologic division of strata having various wave impedance. White strips represent lithologically homogenous strata.

The echo-images were deciphered on the basis of data on geological formation of surrounding land.

The echo-image profile features are the following: devonian sandstones (Fig. 3 complex I); strata of varved clay with moraine or residual products of its erosion in the base of said strata (complex II); sediments of late- and postglacial basins (complex III).

A study of bedding conditions of complexes of above mentioned strata permits to make the following conclusions:

1. The surface of lithologic division in Devonian strata (Fig. 3 „K“) drops towards the centre of the Gulf of Riga indicating that in the middle part of the Gulf there is a negative structural element by Devonian rocks.

2. The recent tectonic movements in the region of the Gulf bottom are reflected by a number of Grabens having submeridional direction (Fig. 4–5).

3. Erosion in the top of varved clays (Fig. 3 „a“) may be noticed only up to –45 m — the maximum depth to which the level of glacial basins dropped.

4. The layer which follows the profile of the surface of Devonian rocks and moraine, as in complex II, is replaced by a layer which fill up depressions, as in complex III. Such a feature is due to a sharp decrease of sedimentation rate in late- and postglacial basins as compared to glacial ones.

GEOLOGISCHER BAU DES RIGAISCHEN MEERBUSENGRUNDES  
NACH DEN ERGEBNISSEN EINER GEOAKUSTISCHEN  
SONDIERUNG

von

W. G. ULST, L. E. BERZIN & E. P. ABRAMOV

ZUSAMMENFASSUNG

Im Jahre 1961 es wurde im südlichen Teil des Rigaischen Meerbusens eine geoakustische Sondierung in der Tiefe von 20–25 m unter der Oberfläche des Grundes durchgeführt.

Die schwarzen Streifen der Echogrammen (Abb. 2–5) bezeichnen die Oberfläche der litologischen Grenzen der Gesteine mit verschiedenen Wellenvorplanzungswiderstand, die weissen Streifen sind mit der litologisch einheitlichen Schichten verknüpft.

Das Dechiffrieren der Echogrammen wurden auf Grund des geologischen Baues des umgebendes Festlandes vollgebracht. In der Echogrammen sind die folgenden Schichtenkomplexe sichtbar: 1) die devonischen Sandsteine (Komplex I, Abb. 3); 2) die Bändertone mit Grundmoräne oder Produkte ihrer Ausspülungsrest im Liegenden (Komplex II); 3) die Sedimente des spät- und postglazialen Wasserbecken (Komplex III).

Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der erwähnten Schichtenkomplexe ermöglicht uns folgende Schlussfolgerungen zu ziehen:

1) Das Fallen der litologischen Schichtungsflächen in den devonischen Gesteinen („K“, Abb. 3) gegen das Zentrum des Meerbusens weist darauf hin, dass in der Mitte des Rigaischen Meerbusens eine tektonische Einsenkung in der devonischen Schichten zu erwarten ist.

2) Die neotektonischen Erdkrustenbewegungen im Raume des Meerbusengrundes spiegeln sich in einer Reihe von Graben submeridionaler Richtung wieder (Abb. 4–5),

3) Die Ausspülungen im Hangenden der Bändertone („a“, Abb. 3) sind nur bis zur Tiefe –45 m zu beobachten. Das beweist die maximale Tiefe des Wasserstandes der ehemaligen Eisrandseen.

4) Das Auftreten des III Komplexes statt der zudeckenden II Komplexes spiegelt die markante Verminderung der Geschwindigkeit der Sedimentation in den spät- und postglazialen Wasserbecken im Vergleich zu den eiszeitlichen, wieder.

### ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАЙОНА ЛЕНИНГРАДА

Т. В. УСИКОВА, Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ, Ленинград

В связи с проблемой Большого Ленинграда, на территории города и его ближайших окрестностей, начиная с 1959 г. Северо-Западным геологическим управлением производятся детальные геологические исследования. За этот промежуток времени получены новые данные, позволяющие уточнить, дополнить и детализировать геологическую историю Балтики, а также уточнить картину отступления ледника из пределов нашего района.

Настоящая статья посвящена в основном рассмотрению вопросов генетической и стратиграфической последовательности наиболее молодых, и прежде всего, позднеледниковых и послеледниковых отложений. Лишь в общих чертах, для более широкого понимания позднеледниковой истории и для связи с более ранними ее моментами приводятся сведения о нижележащих стратиграфических горизонтах, с их беглой характеристикой.

Изучение поздне- и послеледниковой истории района Ленинграда, начатое еще в конце прошлого века, привело к установлению несомненных следов колебания уровня моря и смены пресноводных и солоноводных бассейнов. Де Геер произвел увязку береговых линий этих бассейнов с уровнями, установленными в Южной Финляндии и Швеции, а Берхелл составил первую карту распространения этих бассейнов в окрестностях Петербурга, в десятиверстном масштабе.

Последующими работами Ю. Айлио (1913) и С. А. Яковлева (1910—1925 гг.) были уточнены эти схемы и получены многие новые данные. Монография С. А. Яковлева «Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей», вышедшая в 1926 г., является ценным вкладом в историю геологического познания четвертичных отложений, представляет собою богатейшую сводку материалов по геологии в широком смысле и палеогеографии этого района и не потеряла своего значения до настоящего времени.

В дальнейшем К. К. Марковым было предпринято геохронологическое изучение ленточных глин (Марков и Краснов, 1930), а также геологические и геоморфологические исследования Ленинградского района, сопровождавшиеся пыльцевыми и диатомовыми анализами (Марков, 1931, 1933). Они позволили уточнить палеогеографическую обстановку поздне- и послеледникового времени, а также внесли изменения в схему С. А. Яковлева. Не все выводы Маркова были признаны, однако, как С. А. Яковлевым, так и рядом других геологов и в настоящее время многие из этих выводов не нашли подтверждения в детальных геологических съемках и наших исследованиях.

В последние годы Г. Н. Лисицыной (1953, 1959), а затем К. В. Желубовской и Т. Е. Ладышкиной (1962) была произведена дальнейшая детализация истории развития позднеледниковой растительности.

Расчленение толщи поздне- и послеледниковых образований на отдельные стратиграфические горизонты и прослеживание их на большой территории нами произведено на основе данных бурения густой и равномерной сети буровых скважин с выделением маркирующих горизонтов и изучения опорных разрезов с помощью пыльцевых и диатомовых анализов по многочисленным скважинам.

Наиболее полно и детально в отношении микрофлористического состава были изучены разрезы по четырем глубоким скважинам, пройденным на всю мощность позднеплейстоценовых и голоценовых отложений в районе Лахтинского разлива.

Пыльцевые определения производились Г. И. Клейменовою и Д. П. Пономарёвой. Диатомовые анализы выполнены Р. Н. Джиноридзе.

Для выделенных здесь спорово-пыльцевых спектров отмечены следующие две особенности.

I. Спектры всех изученных нами осадков характеризуются высоким содержанием пыльцы древесных пород и спор и относятся к лесному типу.

Количество пыльцы травянистых растений не превышает 10—30%.

II. Наряду с пыльцой и спорами, характеризующимися четкими морфологическими признаками, были выделены сильно минерализованные зерна (почти без следов механического повреждения), в основном семейства *Betulaceae* и широколиственных пород (в интервале 25,0—4,5 м по скв. 4615 и в интервале 20,0—8,25 м по скв. 4715).

Несмотря на своеобразный облик минерализованных зерен из спектра они не исключались, так как некоторое количество их является, вероятно, «недоразвитыми формами».\*

Кроме того критерии для разделения четвертичной пыльцы синхронной вмещающему осадку и переотложенной пока не установлены.

\* Понятие «недоразвитая форма» и описание ее характерных морфологических признаков впервые было введено Е. Н. Апановой (1958 г.).

Рассматриваемая территория, расположенная в вершине Финского залива, входит в зону контакта двух крупных геолого-географических регионов — Балтийского щита и Русской платформы. В этой зоне, дугообразно протягивающейся от Белого моря к Финскому заливу, на контакте кристаллических пород, слагающих Балтийский щит и осадочных отложений палеозоя Русской равнины, прослежена депрессия, заполненная мощной толщей четвертичных отложений (Апухтин, Яковлева, 1961). Это обстоятельство сыграло основную роль в условиях накопления и захоронения всего комплекса четвертичных отложений, в том числе и наиболее молодых.

Здесь мы коснемся лишь более поздних образований, начиная с отложений мгинской трансгрессии.

Мгинская межледниковая толща, ранее установленная и изученная на р. Мге и в районе Ленинграда (Потулова 1921; Яковлев 1926; 1956; Знаменская, 1959; Лаврова, 1961, 1962; Знаменская и Черемисинова, 1962 и др.), вопрос о возрасте которой продолжает оставаться дискуссионным, залегает на различных глубинах от поверхности земли и в редких случаях выступает на дневную поверхность (восточнее Ленинграда, в районе пос. Янино и Ново-Ковалево).

Гипсометрическое ее положение находится в тесной связи с характером залегания подстилающей ее морены и зависит, кроме того, от степени механического воздействия перекрывшего ее ледника, который местами уничтожил ее совсем.

В зоне, приуроченной к р. Охте, р. Неве и Финскому заливу, вплоть до Лахтинской котловины, отмечается глубокая депрессия, где эта толща вскрыта на абс. отметках от —15 до —40 м и ниже. Отсюда во всех направлениях — северном, восточном и южном, на фоне чрезвычайно неровной ее поверхности, с выступами и глубокими западинами, наблюдается общий закономерный подъем ее кровли до 34—38 м над уровнем моря. Обе морены — подстилающая мгинскую толщу и перекрывающая ее, испытывают такую же закономерность в характере залегания.

Морена оледенения, перекрывшего мгинскую толщу или более древние образования волнообразно залегает почти сплошным покровом, то поднимающимся вверх к самой поверхности земли, то спускающимся на глубину до 25 и более метров от нее. Она представлена серыми, иногда очень темными уплотненными битуминозными и газоносными суглинками, реже супесями, с включением песка, гравия, гальки и валунов кристаллических пород.

В верхней части разреза морена нередко становится более тонкозернистой, неяснослоистой и содержит из грубых фракций только небольшое количество гравия, при полном отсутствии галек и валунов.

Наиболее низкие гипсометрические уровни тела морены отмечаются в вышеупомянутой депрессии; здесь морена вскрывается на 15—25 м ниже уровня моря.

Таким образом, в этой зоне отчетливо прослеживается унаследованная депрессия, где все вскрытые генетические разновидности отло-

жений имеют наиболее низкие абсолютные отметки залегания и где широкое развитие получили наиболее молодые образования.

В приустьевой части р. Невы выявлен погребенный трогообразный врез на глубину 90 м, заполненный ледниковыми и водными осадками. Неполный поперечный профиль этого вреза изображен на геологическом разрезе, где вскрывается мощная 33-метровая толща морены. Согласно палинологическим определениям Е. С. Малясовой в морене содержится однообразный и выдержанный спорово-пыльцевой комплекс, свидетельствующий о том, что в данном случае мы имеем дело с единым моренным горизонтом.

Этот горизонт морены принимается одними исследователями за морену последнего валдайского оледенения, а мгинская толща — за отложение времени микулинского межледниковья (К. К. Марков, М. А. Лаврова, А. М. Знаменская). Другие геологи относят ее к более молодому, карельскому оледенению, а мгинскую толщу ко времени морской трансгрессии, наблюдавшейся между осташковским и карельским оледенениями (Н. И. Апухтин, С. В. Яковлева, И. М. Покровская).

По последним данным детальных работ, отступление ледника, отложившего эту донную морену и образование водных осадков в раннюю фазу позднеледникового времени, прерывалось повторным надвигом, во время которого была отложена морена, описанная С. А. Яковлевым (1962) под названием третьей морены района Ленинграда. Он объяснял ее происхождение как результат осцилляторной подвижки ледника или деятельности айсбергов. Но К. К. Марков (1961) до сих пор категорически отрицает существование повторного надвига в районе Ленинграда. Однако, целым рядом работ как наших, так и финских исследователей посвященных этому вопросу, (Б. Ф. Земляков, 1936, Е. М. Люткевич, 1937, А. А. Алейников, 1957, С. В. Яковлева, 1960, В. Рамсей, 1928, М. Саурамо, 1926 и др.) подтверждается существование повторного надвига ледника. Геолого-съёмочными работами З. В. Яцкевич, выполнявшимися в 1955—56 г., в окрестностях Ленинграда, установлено существование на этой территории осцилляторной морены и выявлены контуры распространения отложившего ее ледникового языка, которые, однако, требуют уточнения.

Граница этой стадии прослежена также на крайнем северо-западе Эстонии (Х. Вийдинг), где она уходит на дно моря и, описав дугу к югу, появляется к северу от о. Готланда у берегов Швеции (Martinsson).

В пределах равнинных террас Приневской низменности, в результате последующего размыва, осцилляторная морена 2-го надвига карельского оледенения залегает в виде погребенных и выступающих на дневную поверхность отдельных пятен, в более повышенных районах она сохранилась значительно лучше и на отдельных участках прослеживается в виде сплошного горизонта. Между основной мореной

последнего оледенения и осцилляторной мореной залегает толща озерно-ледниковых и озерных осадков ранней фазы позднеледниковья, мощность которых достигает 25—30 м.

Эта межморенная толща, перекрывая основную морену, местами полностью отсутствует в пределах самой молодой литориновой террасы и частично размыва на более высоких позднеледниковых террасах. Здесь прослеживается глубокий погребенный позднеледниковый размыв, широкой полосой протягивающийся по правобережью р. Охты (на 8—10 км выше ее устья) и ниже ее устья вдоль р. Невы вплоть до Лахтинской котловины и прилегающих к ней участков. Эта позднеледниковая депрессия является унаследованной, но значительно расширенной; ее ложе, состоящее из основной морены, выстилают позднеледниковые осадки, образовавшиеся после осцилляторного надвига.

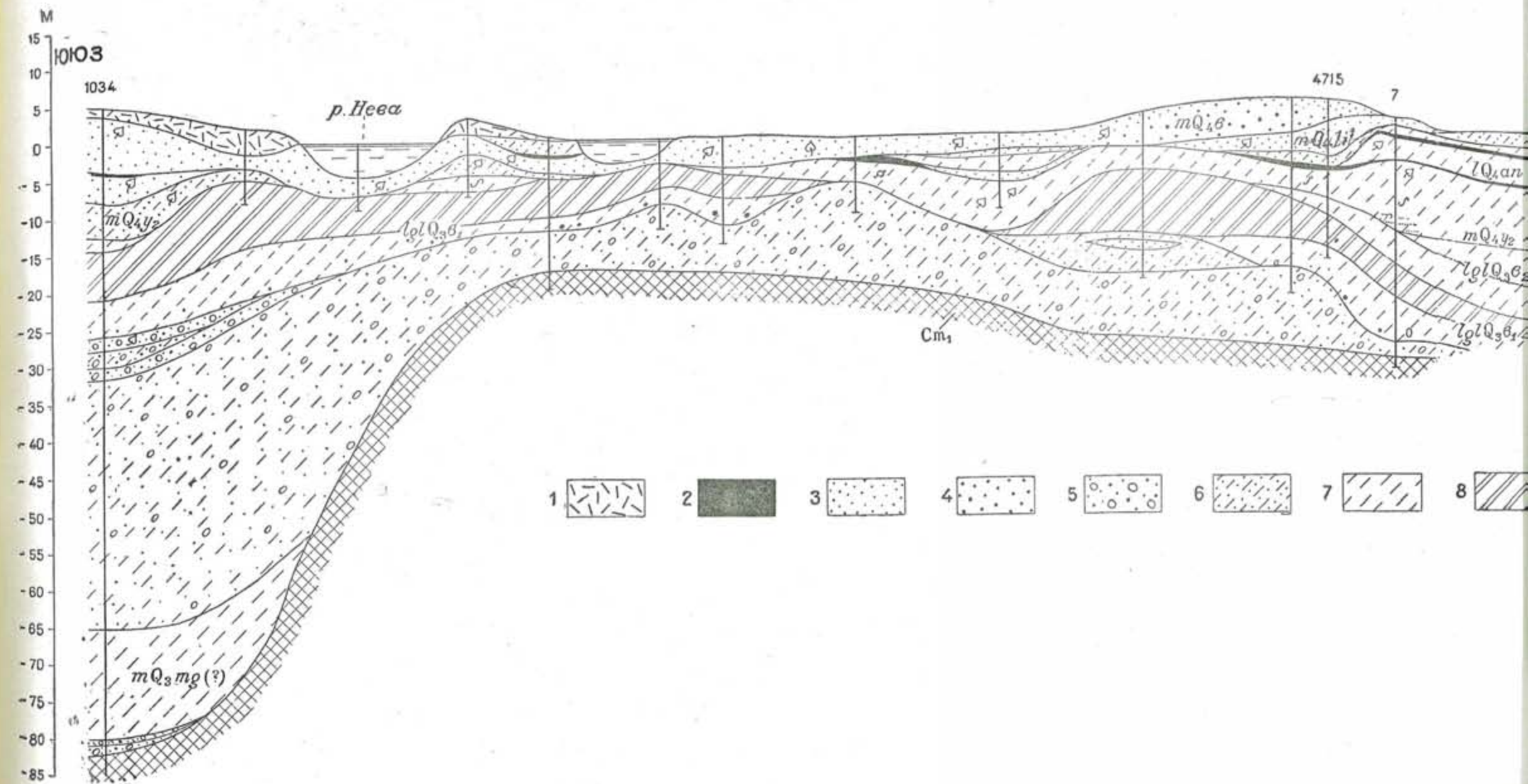
Приводимое в настоящей статье стратиграфическое расчленение позднеледниковых отложений в зоне депрессии, на основе детальных палеоботанических анализов относится именно к этой части позднеледниковой серии осадков. Ранняя фаза позднеледниковья в разрезе Лахтинской котловины не представлена.

Верхний межморенный комплекс осадков в целом испытывает такой же уклон к р. Неве, Финскому заливу и р. Охте, как и нижележащие горизонты и выступает на дневную поверхность на больших площадях, опоясывая прерывистой дугой прилегающую к городу территорию. Он состоит в нижней части из серых плотных тонкослоистых суглинков и супесей, с редким гравием и единичными хорошо окатанными валунами, над которыми с перерывом залегает толща мелко- и тонкозернистых песков вверх по разрезу переходящих в супеси и суглинки однородные, тонкослоистые и местами ленточные. В связи с тем, что этот горизонт был перекрыт повторным надвигом, в верхней его части отмечаются явные следы гляциодислокаций (карьеры у конной Лахты, Шувалово, Парголово, Юкков и др.). Они особенно заметны на породах с хорошо выраженной слоистостью, которая смята в микроскладки, затухающие с глубиной и разбита многочисленными трещинами с мелкими смещениями типа микросбросов.

О наличии повторного надвига карельского оледенения свидетельствуют также валунные поля, встречающиеся во многих пунктах к северу от свх. Бугры, в районе пос. Порошкино, Юкки, Коробсельки, свх. Пригородный.

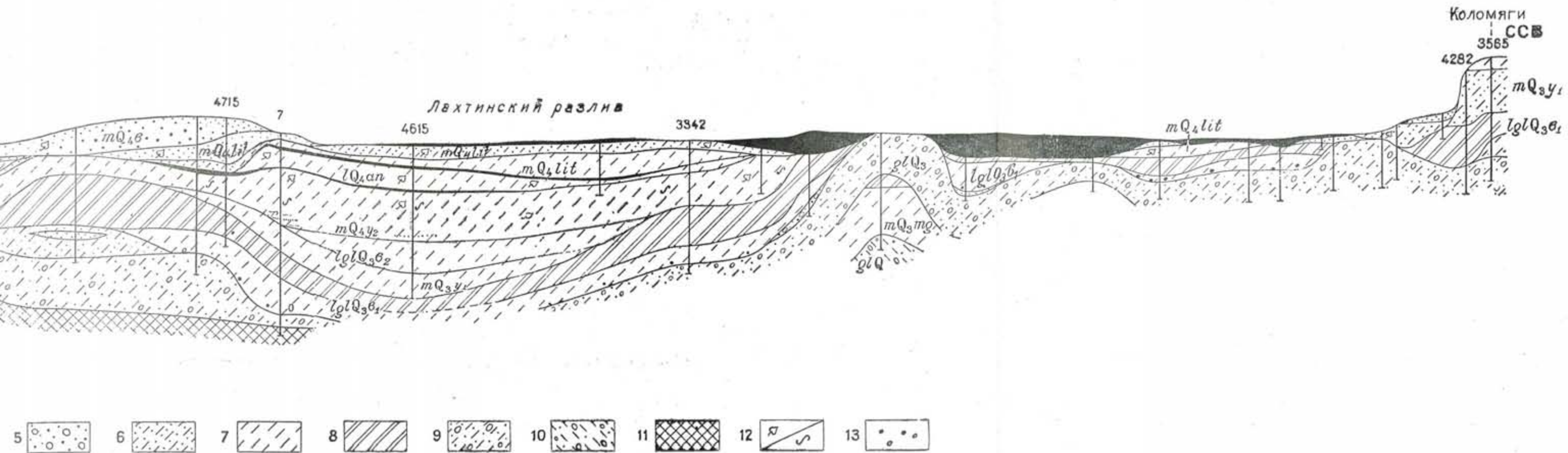
Палинологическая и диатомовая характеристика верхней межстадиальной толщи получившей название охтинской (ранней фазы позднеледниковья) в настоящее время не приводится, так как эти исследования еще не закончены.

Морена повторного надвига представлена серыми, коричневатосерыми и желтовато-бурыми супесями, реже суглинками, с включением угловато-окатанного обломочного материала, оскольчатого гравия, дресвы, выветрелой гальки и валунов гранита, преимущественно рапа-



1 — насыпной слой; 2 — торф; 3 — песок мелкозернистый и тонкозернистый; 4 — песок крупный; 5 — песок с гравием и галькой; 6 — супесь; 7 — суглинок; 8 — ленточные глины; 9 — последнее оледенение (над ильинской межледниковой толщей); 10 — морена подстилающая толщу; 11 — нижнекембрийские отложения; 12 — растительные остатки; 13 — гравий и

\* По сваям, обозначенным номерами произведены спороло-пыльцевые и диатомовые анализы.  
Рис. 1. Геологический разрез к северу от устья р. Невы\*



1 — слой; 2 — торф; 3 — песок мелкозернистый и тонкозернистый; 4 — песок крупнозернистый с гравием и галькой; 5 — супесь; 7 — суглинок; 8 — ленточные глины; 9 — морена с гравием и галькой; 10 — морена подстилающая мглистую (над мглистой межледниковой толщей); 11 — морена подстилающая мглистую (нижнеембрийские отложения); 12 — растительные остатки; 13 — гравий и галька

Важным, обозначенным номерами произведены спорово-пыльцевые и диатомовые анализы.

Рис. 1. Геологический разрез к северу от устья р. Невы\*

киви. От основной морены эта осцилляторная морена отличается более грубым составом, менее плотным сложением, полным отсутствием битуминозных веществ, наличием выветрелых валунов и галек. Средняя мощность ее 2—2,5 м, максимальная — 10 м.

Окончательное отступление ледника из области Карельского перешейка и Приневской низменности сопровождалось образованием первого Балтийского ледникового озера.

В водном бассейне (первоначально названном С. А. Яковлевым «Рыбным озером» 1926), с чрезвычайно неровным дном, сформировалась изменчивая по мощности толща ленточных глин, суглинков и супесей и подстилающих их тонкослоистых и слабо слоистых суглинков. В зоне ранее упомянутой депрессии ленточные глины имеют наиболее низкие абс. отметки залегания от —12 до —24,5 м, вскрываясь в районе Лахтинской котловины на глубине до 18—25 м от поверхности земли. Отсюда во всех направлениях происходит подъем их кровли до абс. отметок 8—26 м в пределах равнинных террас.\*

Повторяя до некоторой степени рельеф подстилающих пород, ленточные глины в то же время выравнивают его, заполняя углубления и сглаживания неровности, являясь тем самым первоначальным звеном в формировании аккумулятивной равнины в области Приневской низменности. За пределами упомянутой депрессии они ложатся на сильно размытую поверхность межморенных отложений, охтинского межстадиала, в которых во многих случаях отмечаются погребенные уступы, унаследованные эрозионные ложбины и небольшие долины (вскрыты скважинами по притокам р. Охты), не выраженные в современном рельефе. На отдельных участках их подстилает морена 2-го карельского надвига. На участках выхода на поверхность отложений ранней фазы происходит приращение ленточных глин к рельефу, созданному во время повторного надвига и межстадиала.

На отдельных небольших площадях ленточные глины выступают на дневную поверхность, но в основном находятся под покровом более молодых образований.

Ленточная толща представляет собою чередование в различных вариантах тонких прослоев глин, суглинков, супесей, песков и тончайших алевритовых (пылеватых) прослоек, серого и коричневатого цвета, буряющих при выветривании.

Толщина прослоев глин и суглинков от 2—3 мм до 1 см, редко до 2 см, песчаных и алевритовых от долей мм до 2—3 мм, редко до 5 мм. В нижней части разреза ленточных глин, а местами по всему слою, ленточность слабо выражена по тончайшим, едва заметным пылеватым светло-серым прослойкам, с частым их выклиниванием и изменением мощности. Более отчетливая ленточность наблюдается в верхней части разреза по песчаным прослоям, мощностью, в среднем, от 1 до 3 мм.

\* В настоящей статье мы не касаемся геологической истории возвышенностей, ооконтуривающих Приневскую низменность.



Внутри ленточной толщи местами содержатся прослойки в 2—3 м песка или однородной супеси.

В основании ленточных глин на контакте с нижележащими породами, обычно залегают в виде непрерывного базального слоя серые, сильно пылеватые суглинки, с очень тонкой слабо выраженной слоистостью, содержащие единичные включения гравия и гальки.

Мощность ленточных глин сильно колеблется от 2—3 м до 5—7 м, уменьшаясь до 1 м и сходя на нет в местах интенсивного их размыва и увеличиваясь до 10 м в депрессии, приуроченной к р.р. Охты и Неве. Средняя мощность подленточных суглинков 2—3 м и увеличивается местами до 5—7 м.

В спорово-пыльцевом спектре этих осадков основную роль играет пыльца *Betula* (*B.* секц. *Alba*, *B.* секц. *Nanae*, *Betulaceae*) и *Alnus*, среднее процентное содержание которых соответственно составляет 48—63% и 15—25%. Пыльца хвойных пород и кустарника *Corylus* присутствует в небольших количествах.

Видовой состав травянистых растений довольно однообразен. Наряду с господствующими представителями из сем. *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia* определена пыльца сем. *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Ericaceae* и *Pirolaceae* и др.

Среди спор доминируют споры *Bryales*, количество которых достигает 63,0—75%. Споры *Sphagnum*, *Lycopodiaceae* *Polypodiaceae* существенной роли не играют. Кроме того встречаются единичные споры *Selaginella selaginoides* L., *Botrychium boreale* (T.R.) Milde. На сильно размывтой поверхности ленточных глин первого Балтийского ледникового озера трансгрессивно залегают отложения выделяемые нами как осадки первого Иольдиевого моря, соответствующие аллеродскому времени.

Согласно полученным данным, между этими двумя водными бассейнами позднеледникового существовал континентальный перерыв. В результате поднятия территории, ленточная толща была выведена из под уровня воды, вследствие чего на ее поверхности развивались процессы эрозии, выветривания и почвообразования, за исключением возможно таких низких древних лагун, как Лахтинская котловина. Следы выветривания ленточных глин местами уцелели от размыва и обнаруживаются буровыми скважинами по левобережью р. Охты под осадками первого Иольдиевого моря.

Размывом и денудацией ленточная толща местами полностью уничтожена и иольдиевые слои подстилаются более древними образованиями. Они заполняют все неровности, существовавшие на поверхности нижележащих осадков и являются основным звеном в формировании современной равнины. Абс. отметки их кровли в пределах равнинных террас колеблются от 8 до 30 м, снижаясь лишь в депрессии у р. Охты (в районе Пороховых) до —8 м и в Лахтинской котловине до —21 м.

Отложения первого Иольдиевого моря представлены серыми с зеленоватым или голубоватым оттенком супесями, сильно пылевыми, однородными и тонкослоистыми, с мелкими гнездами, тонкими линзами и прослоями пылеватого тонкозернистого песка. Супеси часто фацциально переходят в пылеватые пески такого же цвета, по составу очень близкие к супесям и нередко содержат растительные макроостатки.

В нижней части разреза иольдиевых отложений залегают серые и голубовато-серые суглинки, однородные и тонкослоистые, с редкими разложившимися растительными остатками, текучие, чем они резко отличаются от более плотных подстилающих их ленточных глин. На контакте с последними отмечаются гнезда и прослойки песка, включения гравия, хорошо окатанной гальки, окатыши ленточных глин, что также является свидетельством трансгрессивного залегания морских иольдиевых слоев.

Мощность отложений первого Иольдиевого моря зависит в основном от гипсометрического положения кровли подстилающих пород и колеблется в пределах от 0 до 10 м. Максимальная мощность до 15 м отмечена по правому берегу р. Охты, вблизи больницы им. Мечникова.

Полученные данные спорово-пыльцевого анализа позволили выделить две фазы развития растительности осадков аллеродского времени, палинологическая характеристика которых следующая:

Как правило, в составе древесных и кустарниковых пород первой фазы абсолютно господствующей является пыльца *Betula* (*Betulaceae*, *B.* секц. *Alba*, *B.* секц. *Nanae*), которая в среднем составляет 35,0—55,0%; около 1,5—3,0% приходится на долю *Betula nana*.

Количество пыльцы *Pinus* и *Alnus* варьирует от 5,0% до 40,8% и от 5,5% до 35,0%.

Небольшую примесь кроме того составляет пыльца *Picea* (0,5—2,5%), кустарника *Corylus* (2—4%) и единичных широколиственных пород: *Ulmus* и *Carpinus*.

Пыльца трав представлена не очень богатым списком семейств и родов растений лугового и степного типа. Важную роль здесь по-прежнему играет пыльца рода *Artemisia* (68—82%) и сем. *Chenopodiaceae* (около 8—20%).

В незначительных количествах кроме того определена пыльца растений, обитающих в водных и прибрежно-водных условиях: *Typhaceae* и *Alismataceae*.

В толще осадков, вскрытых скважиной 4615, на глубине 24,0 м встречено одно зерно рода *Ephedra*, растения с хорошо выраженными чертами ксероморфизма (В. П. Гричук, 1954 г.). Рис. 2.

В составе спор, наряду с господствующими спорами *Bryales* (20—80%), большой процент приходится на долю *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Из видового состава спор *Lycopodium* определены: *L. alpinum*, *L. clavatum*, *L. annotinum*.

Пыльцевой спектр второй фазы развития растительности характеризуется высоким содержанием пыльцы *Pinus*, которая в среднем составляет 40—50%.

Количество пыльцы *Betula*, в том числе *B.*, секции *Alba* и *B.*, секции *Nanae*, *Betulaceae* и *B. nana*, все еще велико — около 25—30%. Встреченная ранее в единичных количествах пыльца *Picea* образует здесь небольшой, но достаточно четкий максимум — до 11,5—14,0%.

Не более 1,5—3,6% составляет пыльца широколиственных пород (*Tilia*, *Acer*, *Ulmus*) и кустарника *Corylus*.

В составе пыльцы травянистых растений по-прежнему господствует *Artemisia* и *Chenopodiaceae*; среди спор — *Bryales*.

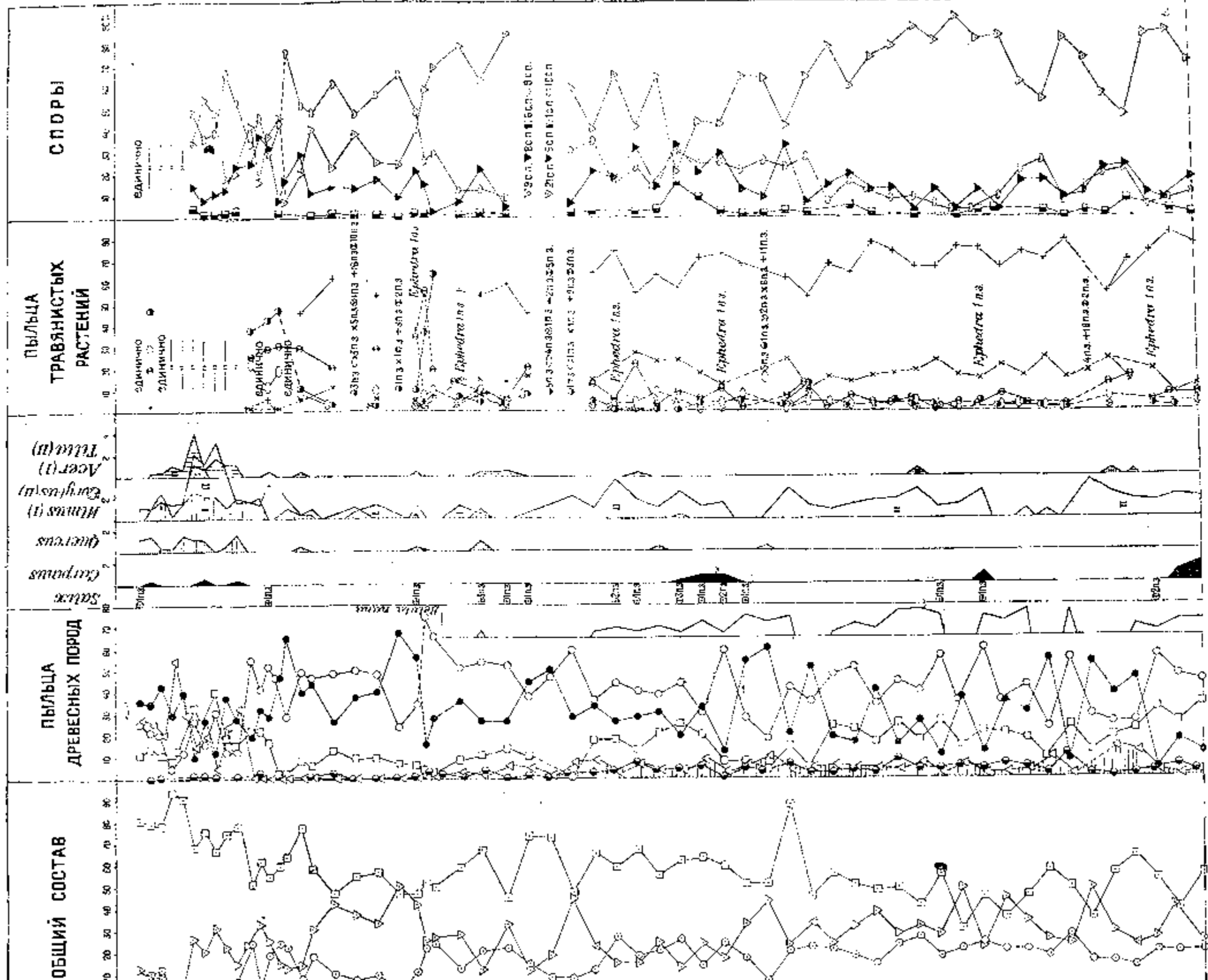
В осадках соответствующих первой фазе, выделенной по спорово-пыльцевому спектру, диатомовая флора бедна видами — 15—22 вида и разновидности в пробе.

Пресноводные диатомовые составляют 61—93% от всех найденных форм. Доминирует пресноводная планктонная форма *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. Кривая солоноводных достигает 2—32%. Из группы солоноводных и морских видов только *Campylodiscus echeneis* Ehr. отмечен оценкой «нередко»\*, остальные найдены «единично». Среди солоноводных, солоноводно-морских и морских видов встречаются: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz. + var. *biseriata* Grun., *Thalassiosira gravida* Cl. (споры), *Th. exentrica* (Ehr.) Cl., *Stephanopyxis* sp., *Coscinodiscus lacustris* Grun., *Coscinodiscus* sp. (обл.), *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, септы *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora* sp., *Diploneis Smithii* (Bréb.) Cl., *Campylodiscus clypeus* Ehr.

В пробах второй половины аллерада насчитывается 24—77 видов и разновидностей диатомовых. Пресноводные диатомовые составляют 80%, на долю солоноводных и морских видов приходится всего 1—6%. Количественно доминируют: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Stephanodiscus astreae* (Ehr.) Grun. и *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Cl. Среди единичных морских и солоноводных форм присутствуют почти все, встречающиеся в нижнем горизонте; вновь появляются: *Hyalodiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Diploneis interrupta* (Ktz.) Cl., *Nitzschia scalaris* (Ehr.) W. Sm., *N. punctata* (W. Sm.) Grun., *Navicula peregrina* Ehr.

В сунесах, лежащих на ленточных глинах I Балтийского ледникового озера (скважина в парке Лесотехнической Академии) были определены «единично» диатомовые водоросли: пресноводные — *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Bréb) W. Sm. солоноводные и морские — *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz. + var. *siberica* Grun., *Actinocyclus Ehrenbergii* var. *crassa* (W. Sm.) Hust., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs. (обл.), *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz. (септы), *Grammatophora* sp., *Diploneis interrupta* (Ktz.) Cl.

\* Оценки обилия взяты по Вислоуху.



- Пыльца древесных пород  
 Пыльца травянистых растений  
 Споры
- △ Ель (Picea)
  - Сосна (Pinus)
  - Ольха (Alnus)
  - Береза (Betula)
  - ⊕ Береза кустовая (Betula sp. nana)
  - (B) Бер. в. палея (Betula sp. nana)
  - Сурепчатые
  - ⊗ Artemisia
  - ⊗ Elymus
  - ⊗ Bromus
  - ⊗ Lycopodium
  - ⊗ Polypodiaceae
  - ▽ Bryales
  - ▽ Sphacelaria
  - ⊗ Lycopodium
  - ⊗ Polypodiaceae

ОТЛОЖЕНИИ ЛАХТИНСКОГО БОЛОТА  
(ЛОРЕНС)



Возможно, что некоторые виды из солоноводно-морского комплекса, встреченные в осадках аллеродского времени находятся здесь во вторичном залегании. Однако, присутствие большинства из них, несомненно, указывает на проникновение соленых вод в пресный бассейн, обусловленное влиянием I Иольдиевого моря (Желубовская, Ладышкина, 1962).

Наибольший приток соленых вод, по данным диатомового анализа существовал в начале аллеродского времени и сократился к концу его.

На морские отложения ложатся с перерывом, трансгрессивно, пресноводные осадки последнего позднеледникового бассейна — второго Балтийского ледникового озера. Образование этого озера и наступившее новое похолодание связано со стадией Салпаусселья в Финляндии. Осадки представлены, преимущественно, желтыми, серовато-желтыми и коричневато-серыми кварцевыми песками разной крупности, хорошо отсортированными, рыхлыми и сыпучими, горизонтально-слоистыми, в основании с гравием и галькой. Иногда встречаются небольшие линзы супесей или ленточных глин. Отложения второго Балтийского ледникового озера залегают на абс. отметках от 10—11 до 30 м и только в Лахтинской котловине, не выступающей, вероятно, и на этот раз из под уровня воды, продолжалось формирование толщи серых однородных тонкослоистых суглинков, начавшееся еще в период первого Иольдиевого моря.

Спорово-пыльцевая характеристика этих осадков следующая:

В группе древесных и кустарниковых пород наблюдается резкий подъем кривой пыльцы *Betula* (*B.* секции *Alba*), *B.* секции *Nanae* и *Betulaceae* (до 36,9—60,4%). Пыльца *B. nana* достигает 4 и более процентов. Количество пыльцы *Pinus* сокращается до 10—35%, *Alnus* — до 14—25%; не более 3—7% составляет пыльца *Picea*. Широколиственные породы или совсем отсутствуют, или встречаются в единичных количествах.

Состав травянистых растений не отличается большим разнообразием.

Основными господствующими компонентами являются *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, процентное содержание которых велико: около 70% и 15—20%.

В единичных количествах встречается пыльца сем. *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Leguminosae*, *Polemoniaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Compositae* и др. По всей толще осадков встречено одно пыльцевое зерно рода *Ephedra*.

Абсолютное господство среди споровых принадлежит спорам *Bryales*.

Диатомовая флора позднего дриаса в сравнении с аллеродом становится скудной (14—30 видов и разновидностей в пробе). В осадках этого горизонта большим количеством экземпляров представлена только *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. Пресноводные диатомовые составляют 76—93%, а солоноводные, солоноводно-морские и морские

4—12%, от всех найденных форм. Среди единичных солоноводных и морских видов вновь появляются в этом горизонте *Chaetoceros* sp., *Nitzschia navicularis* (Gréb.) Grun. Соленые воды, очевидно, поступали в пресноводный бассейн и в позднем дриасе.

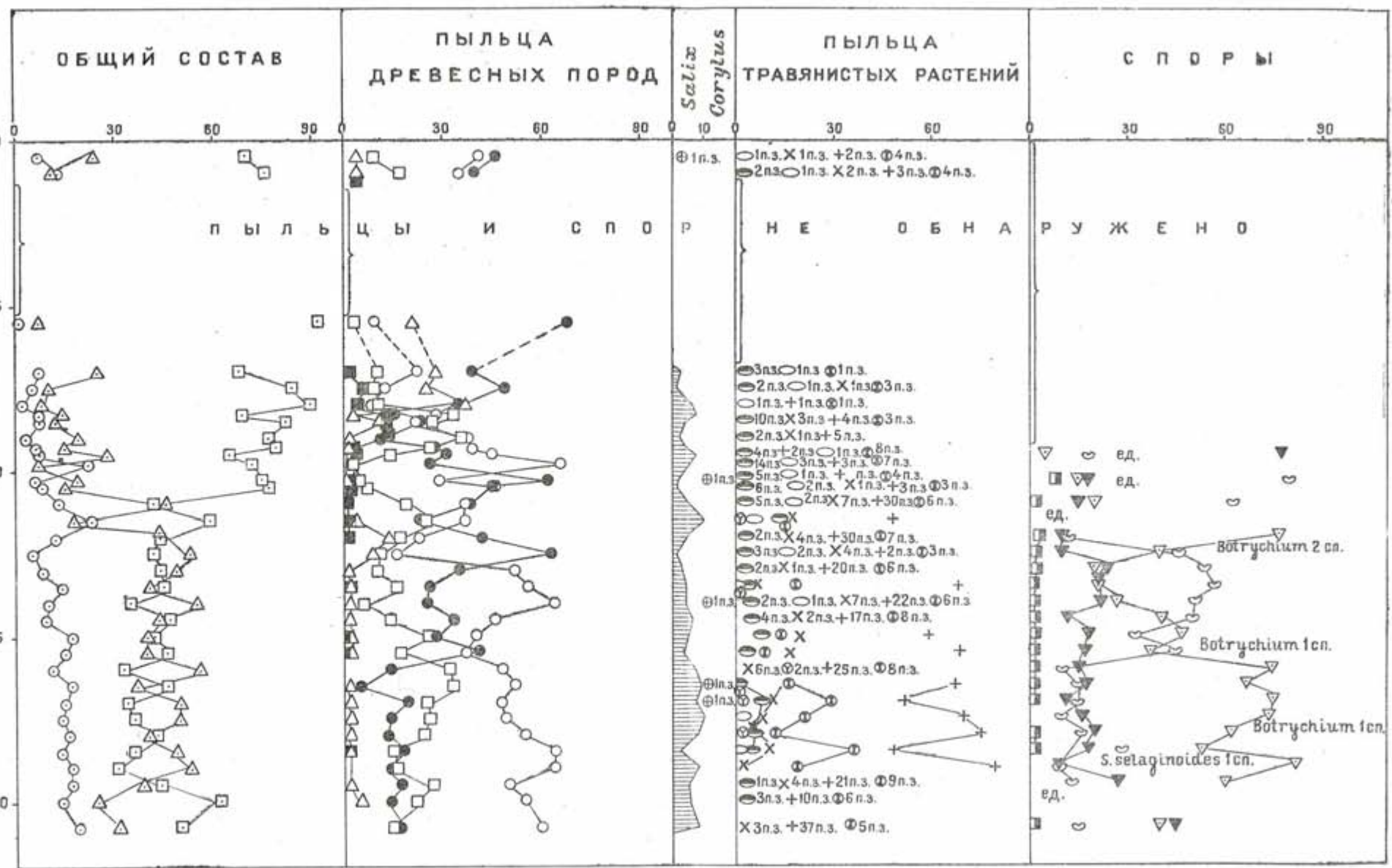
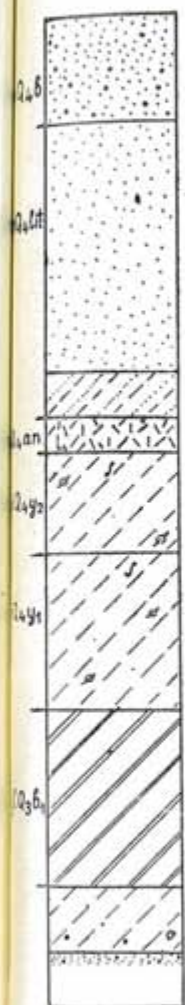
Этими отложениями завершается разрез плейстоценовой толщи, выше которой залегают послеледниковые образования.

В связи с регрессией второго Балтийского ледникового озера произошло заболачивание многих участков Приневской низменности и образование торфяников, продолжавшееся в течение голоцена.

Окончательно завершился процесс формирования равнинных террас, расположенных выше литориновой. Регрессия протекала скачкообразно, вследствие чего в пределах Приневской равнины выделяется ряд уровней, различных по высоте.

Отступление ледника от линии морен Салпаусселькя сопровождалась поднятием земной коры, вследствие чего происходило углубление речных долин. Образование I надпойменной террасы р. Охты, очевидно, относится к этому периоду, так как более древняя, II надпойменная терраса является озерно-морской — она перекрыта с поверхности осадками второго Балтийского ледникового озера и во многих местах торфяниками.

В результате колебаний береговой линии Балтийского моря произошла новая морская трансгрессия. На нашу территорию проникли соленые воды II Иольдиевого моря. Геологические данные по многочисленным скважинам подтверждают трансгрессивное залегание отложений этого бассейна (Марков, 1961). В пределах Лахтинской котловины они лежат сплошным плащом, выходя за ее пределы в приустьевую часть р. Невы и протягиваясь по литориновой террасе к северу и северо-востоку, к самому ее уступу у пос. Каменка, Коломяги и др. Здесь они выклиниваются или причленяются к погребенным уступам не выраженным в рельефе, образованным этой трансгрессией в ленточных глинах или морене. В редких случаях они выступают на дневную поверхность на абс. отметке +1 м (например в 300 м от р. Каменки вблизи уступа Литоринового моря), но в основном залегают на 0,5—4 м ниже уровня моря и лишь в самой глубокой части Лахтинской депрессии у р. Юнтоловки на абс. отметке —6,89 (скв. 4615). Эти морские образования слагаются серыми и голубовато-серыми суглинками, однородными, слоистыми, с гнездами и прослоями песка в основании слоя, с довольно редкими хорошо разложившимися растительными остатками и сажистыми примазками. В толще суглинков наблюдаются линзы песка, супеси и редко прослой погребенного торфа мощностью до 10—20 см. В верхней части разреза, на контакте с вышележащими пресноводными осадками анцилового озера обнаруживается скопление растительных остатков, тонкие проемы заторфованных суглинков и погребенный торфяник. Мощность их колеблется и в среднем составляет 4,5 м. Максимальная мощность 9,1 м.



- |                               |                 |                           |                         |                       |
|-------------------------------|-----------------|---------------------------|-------------------------|-----------------------|
| □ Пыльца древесных пород      | △ <i>Picea</i>  | ⊕ <i>Salix</i>            | ○ <i>Gramineae</i>      | ▽ <i>Bryales</i>      |
| ○ Пыльца травянистых растений | ● <i>Pinus</i>  | ○ <i>Corylus</i>          | ○ <i>Cyperaceae</i>     | ▼ <i>Sphagnum</i>     |
| △ Споры                       | □ <i>Alnus</i>  | ● Широколиственные породы | × <i>Chenopodiaceae</i> | □ <i>Lycopodium</i>   |
|                               | ○ <i>Betula</i> | ○ <i>Betula</i>           | ⊕ <i>Ericaceae</i>      | ⊕ <i>Potyodiaceae</i> |
|                               |                 |                           | + <i>Artemisia</i>      |                       |
|                               |                 |                           | ⊕ Разнотравье           |                       |

Рис. 3. СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВАЯ ДИАГРАММА СКВ. 4715

На более высоких террасах вполне вероятно предполагать среди торфяников континентальные аналоги отложений второго Иольдиевого моря.

Выделенные спорово-пыльцевые спектры по осадкам второго Иольдиевого моря имеют следующую характеристику: в составе древесных и кустарниковых пород доминируют *Betula* (*B.* секции *Alba*, *B.* секции *Nanae*, *R. nana* и *Betulaceae*) и *Pinus*, кривые пыльцы которых иногда встречаются.

В общем количество пыльцы *Betula* колеблется от 24,6% до 61,1%, пыльцы *Pinus* — от 12,5 до 61,9%. Пыльца *Picea* встречающаяся в небольших количествах (в среднем около 3—6%) местами полностью исчезает.

Необходимо отметить кроме того постоянное присутствие единичных широколиственных пород: *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus* и *Quercus*. Содержание кустарника *Corylus* невелико: 0,5—3,0%.

В составе трав возрастает роль пыльцы растений мезофильного типа (сем. *Cyperaceae* и *Gramineae*), чаще встречается пыльца обитателей водной и прибрежно-водной среды: сем. *Alismataceae*, *Typhaceae*, *Sparganiaceae*, *Potamogetonaceae*. На глубине 7,9 м; 11,5 м и 14,0 м в скв. 4615 отмечены единичные зерна пыльцы рода *Ephedra*. Господствующими компонентами остаются представители сем. *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia*, процентное содержание пыльцы которых высоко: около 14—20% и 45—70%.

В группе спор наряду с доминирующими спорами *Bryales* заметно увеличивается количество спор *Polypodiaceae* и *Sphagnum*. Кроме того определены единичные споры *Lycopodium* пяти видов: *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotium*, *L. alpinum* и *L. selago*.

В отложениях пребореального времени по данным диатомового анализа выделяется две стадии II Иольдиевого моря. Первая стадия, в период которой накопилась значительная часть осадков, характеризуется пресноводным составом диатомовых с примесью солоноводных и морских форм (см. Рис. 2). В доминирующий комплекс входят пресноводные формы: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Opephora Martyi* Herib. и пресноводно-солоноводная *Gyrosigma attenuatum* (Ktz.) Rabenh. Во второй стадии II Иольдиевого моря преобладают солоноводные диатомовые (см. Рис. 2). Доминирующими видами являются солоноводные *Diploneis smithii* (Bréb.) Cl., *Campylodiscus echeneis* Ehr., пресноводно-солоноводные *Epithemia turgida* (Ehr.) Ktz., *Nitzschia triblionella* Hantzsch. + var., *Cymatopleura elliptica* (Bréb.) W. Sm. + var. и пресноводная *Eunotia praeerupta* Ehr.

По диатомовым в эту стадию входят отложения, соответствующие двум фазам осолонения, разделенные осадками с пресноводной диатомовой флорой. Первое осолонение было максимальным, вторичное повышение солености бассейна — менее значительным. К началу бореального периода II Иольдиевое море регрессирует. Опресненный характер



первой стадии II Иольдиевого моря, преобладание литоральных и эпифитных видов, показывают, что осадки заключающие эту флору формировались в прибрежной части моря.

Солоноводная фаза II Иольдиевого моря соответствует морю *Eche-neis* (Эхенейс) Томассона.

С регрессией второго Иольдиевого моря связано заболачивание территории и формирование торфяников, относящихся уже к бореальному времени. Погребенный торфяник этого периода вскрыт скважиной 4615 в интервале 7,1—7,4 м и скв. 4715 в интервале 9,8—9,25 м, а также многими другими скважинами на меньших глубинах. Мощность его достигает 0,6 м (Рис. 3).

Спорово-пыльцевая характеристика его следующая. Кривые пыльцы основных лесобразующих пород колеблются между значениями 39%—78,5% для *Betula* (В. секц. *Alba*, В. секц. *Nanae*, *Betulaceae*) и 16%—30,9% — *Pinus*. Количество пыльцы *Alnus* варьирует очень сильно: от 2,3% до 27,0%. Немногим более 0,5—1,0% приходится на долю пыльцы *Picea*; из зерен широколиственных пород, встречающихся нерегулярно, определена пыльца *Ulmus*.

В составе травянистых растений начинает господствовать пыльца сем. *Gramineae* (37—64%). Пыльца семейств *Typhaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Ranunculaceae*, *Leguminosareae*, *Cruciferae*, *Compositae* и др. присутствуют в единичных количествах.

Среди спор господствуют споры *Bryales* и *Sphagnum*. Кроме них встречаются споры *Equisetum*, *Lycopodiaceae* и *Polypodiaceae*.

В торфяной прослойке в большом количестве встречаются пресноводные диатомовые, типичные обитатели болот. Доминируют: *Eunotia praerupta* Ehr.+var. *bidens* (W. Sm.) Grun. и *Cymbella aspera*. Разнообразны виды родов *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia*.

На этом торфянике лежит слой осадков, образовавшихся уже в период следующей трансгрессии — пресноводного Анцилового озера. Береговые образования этого бассейна на поверхности пока не обнаружены.

Площадь их распространения значительно шире, чем предшествующих им морских осадков. Они развиты в пределах литориновой террасы от Лахтинского разлива до нижнего течения р. Охты, куда в виде залива распространялся Анциловый бассейн, почти повсеместно, и отсутствуют на отдельных участках, будучи размыты водами Литоринового моря. В краевых зонах распространения анциловых осадков происходит их выклинивание или приращение к погребенным уступам, образованным этой трансгрессией в более древних отложениях.

В восточной части района, по левобережью р. Охты, прослеживается выход их на дневную поверхность на высоте 5 м над уровнем моря

В среднем отметки их залегания колеблются от +2 до -2 м, снижаясь в зоне депрессии, приуроченной к р. Охте, Неве и Лахтинской котловине до -4—6 м.

СООТНОШЕНИЕ ПЫЛЬЦЫ ПЛОХОЙ И ХОРОШЕЙ СОХРАННОСТИ  
В ГРУППЕ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОД (СКВ. 4615)

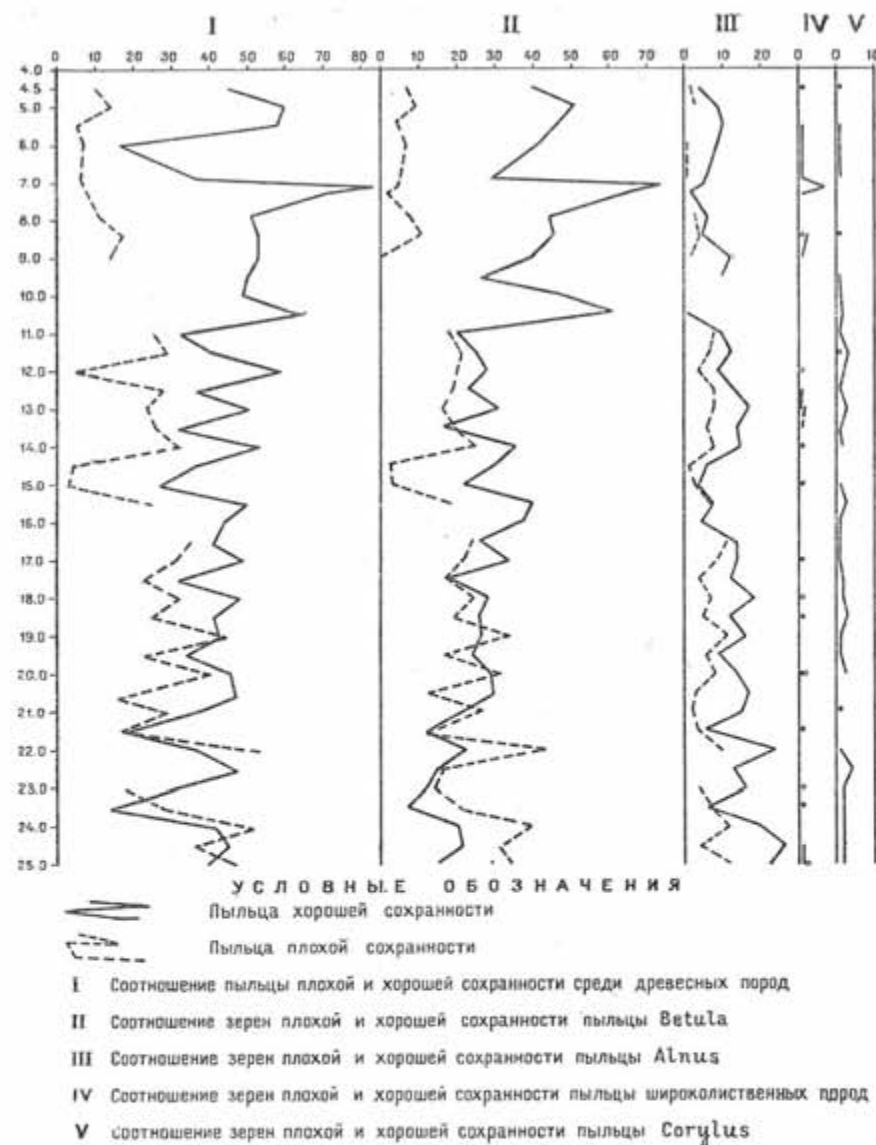


Рис. 4.

Образования Анцилового озера состоят из песков мелко- и тонкозернистых, в основании крупнозернистых, с обломками древесины, суглинками с растительными остатками. Внутри этого горизонта на всей площади его распространения довольно часто вскрывается хорошо разложившийся погребенный торфяник, с кусками древесины или прослой заторфованного суглинка. Наличие в толще анциловых отложений выдержанного горизонта погребенного торфа и торфяни-

стых прослоек вызывает предположение о существовании двух анциловых трансгрессий в р-не Ленинграда.

Для водных осадков типичен спектр выделенный в интервале 6,9—3,75 м (скв. 4615). Рис. 2.

В группе древесных и кустарниковых пород наблюдается увеличение процентного содержания пыльцы *Pinus* в среднем до 40—56%.

Количество пыльцы *Betula* соответственно снижается до 24%—50%. Кривая пыльцы *Alnus* выше значения 13,0% не поднимается. Постоянно встречается пыльца *Picea*, которая составляет меньше одного процента, и широколиственных пород: *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus* (в сумме они не превышают 3%). Количество кустарника *Corylus* равно 0,4—1,5%.

Состав пыльцы травянистых растений несколько отличается от описанного в торфе:

1) высоким процентным содержанием пыльцы сем. *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia*,

2) более богатым списком разнотравья,

3) увеличением количества пыльцы растений, обитающих в водных и прибрежно-водных условиях.

Некоторые изменения наблюдаются также в группе споровых. Господствующее положение здесь переходит к спорам *Polypodiaceae* (около 47—60%). Значение спор *Bryales* все еще существенно, в то время как споры *Sphagnum* и *Lycopodium* (*L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum* составляют примерно 9—15% и 0,4—2,0%.

Диатомовая флора этого горизонта становится менее разнообразной в сравнении с торфяной прослойкой. Количественно преобладает только *Eunotia praerupta* Ehr.

После регрессии Анцилового озера, вызванного поднятием территории, наступила трансгрессия Литоринового моря, уничтожившая не только следы береговых линий Анцилового бассейна, но и его образования на значительных площадях. Поэтому литориновые осадки лежат трансгрессивно на анциловых отложениях, в кровле которых вскрывается погребенный торфяник, или на более древних образованиях. Они слагают самую низкую абразионно-аккумулятивную равнинную террасу, которая на отдельных участках расположенных в ее тыловой части (ближе к уступу) является полностью абразионной и сложена более древними отложениями.

Наиболее мощный слой литориновых осадков — до 5—9 м наблюдается в нижнем течении р. Охты, вдоль р. Невы и Финского залива, тем самым до последних этапов геологической истории прослеживается унаследованная структура залегания.

Максимальные абсолютные отметки их поверхности — 8,5 м, редко 9 м. Отложения этой трансгрессии представлены различными литологическими разностями от песков до суглинков. Все они гумусированы, име-

ют серый, голубовато- и зеленовато-серый цвет, обогащены растительными остатками, содержат включения вивинита.

Характерным является наличие выдержанного, хотя и прерывистого горизонта погребенного торфяника в толще литориновых осадков. Диатомовые анализы по скв. 4615 показали две резко выраженные фазы Литоринового моря, соответствующие двум трансгрессиям, из которых вторая является максимальной и возможно соответствует второй литориновой трансгрессии Литвы (Гуделис, 1961).

В многочисленных спорово-пыльцевых спектрах среди группы древесных и кустарниковых пород заметно сокращается количество пыльцы *Pinus*, которая в среднем не превышает 30%. Доминирующей в спектре становится пыльца *Betula* (*B. секц. Alba* и *B. секц. Nanae*) — 22,0—50% и *Alnus* — 18—36%. Суммарная кривая пыльцы широколиственных пород поднимается до значения 4—5% (по скв. 4615) и 14,0% (по скв. 4715). Рис. 3.

Почти в равных количествах среди трав определена пыльца растений, требующих различных экологических условий для своего развития.

В группе споровых с переменным господством присутствуют споры *Bryales*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Из единичных спор *Lycopodium* определено 6 видов *L. annotinum*, *L. pungens*, *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*, *L. alpinum*.

Диатомовая флора из осадков атлантического периода, отражает следующие этапы в развитии Литоринового моря: 1) начало трансгрессии и первая вспышка солоноводных форм, доминирует *Campylodiscus echeneis* Ehr. 2) опреснение Литоринового моря, количественно преобладают: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella Kuetzingiana* var. *Schummanii* Grun., *Nitzschia triblionella* Hantzsch. и *Cocconeis pediculus* Ehr.; 3) во время вторичного максимального осолонения большим количеством экземпляров представлены солоноводные формы *Nitzschia scalaris* (Ehr. exp.) W. Sm., *N. punctata* (W. Sm.) Grun., *Campylodiscus echeneis* Ehr., и солоноводно-морской — *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., показывающий более высокую соленость Литоринового моря в этот период.

В период регрессии Литоринового моря формируются осадки, спорово-пыльцевой спектр которых характеризуется увеличением хвойных пород; в среднем пыльца *Picea* составляет 25—30%, пыльца *Pinus* — 35—48%. Своего максимального значения — 54,7% пыльца *Picea* достигает на глубине 1,25 м (скв. 4615). Процентное содержание пыльцы *Betula* и *Alnus* заметно снижается до 10—25%. Не более 4—6,4% в сумме приходится на долю пыльцы широколиственных пород. Пыльца травянистых растений и споры единичны.

В этот отрезок времени диатомовая флора очень разнообразна (80—142 вида и разновидности в пробе). Господствуют пресноводные диатомовые (см. Рис. 2.). Количественно преобладают планктонные

виды: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella comta* (Ehr.) Ktz., *Stephanodiscus astreae* (Ehr.) Grun., *Cyclotella Kuetszingiana* var. *Schummanii* Grun. Разнообразны представители родов *Eunotia*, *Nannula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Gomphonema*. Обилие видов *Eunotia* и *Pinnularia*, что является признаком заболачивания бассейна.

Нижняя ступень литориновой террасы с абс. отметками от 0,3 до 2,5 м, редко до 3—5 м (на береговых валах) находилась под водами самой молодой древнебалтийской трансгрессии, соответствующей стадиям лимнеа и миа (Гуделис, 1961). По имеющимся геологическим, геоморфологическим и палинологическим данным начало осадконакопления следует относить к концу суббореального и к субатлантическому времени.

В осадках этого моря, представленных преимущественно серовато-желтыми мелкозернистыми и тонкозернистыми песками и серыми супесями, пыльца *Pinus* и *Betula* (*B.* секция *Alba* и *B.* секц. *Nanae*) составляет примерно одинаковое процентное соотношение, около 40—45% и 35—41%. Значение пыльцы *Alnus* и *Picea* невелико. Пыльца травянистых растений и спор единична.

В грубозернистых песках атлантического возраста (скв. 4715, интервал 0,5—3 м) найдена обедненная видами диатомовая флора (9—29 видов и разновидностей в пробе). Оценкой обилия «часто» отмечается только *Epithemia turgida* (Ehr.) Ktz., (гл. 2 м); оценками «нередко» и «редко» *Cocconeis pediculus* Ehr. Остальные диатомовые встречались «единично». Преобладают олигогалобы (75—70%), среди которых большое значение приобретают пресноводно-солонководные виды, достигающие 50—55% (гл. 1 м, 2 м). Процентное содержание солонководных и солонководно-морских форм колеблется от 25 до 30%, указывая на связь субатлантического бассейна с Балтийским морем.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что район наших исследований пережил сложную геологическую историю в позднем плейстоцене и голоцене, обусловленную эпейрогеническими движениями земной коры и климатическими и евстатическими изменениями.

Одним из серьезных этапов в позднем плейстоцене следует считать повторный надвиг ледника последнего оледенения, отложившего самую молодую морену (третью морену по С. А. Яковлеву), явившегося рубежом между ранней фазой и более поздней — основной фазой позднеледниковья, которая и рассматривается детально в настоящей статье.

Вопрос о ранней фазе позднеледниковья должен быть рассмотрен особо.

В области Приневской низменности, где происходили наибольшие изменения в колебаниях уровней поздне- и послеледниковых бассейнов прослеживается депрессия, приуроченная к нижнему течению р. Охты, р. Невы и Финскому заливу, обусловившая накопление и захоронение не только древних, но и наиболее молодых осадков.

Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов позволили установить неоднократную смену растительного покрова, уточнить характер существовавших здесь бассейнов и более детально охарактеризовать стадии развития Балтики на территории Ленинграда. Эти данные характеризуют выделенные стратиграфические горизонты и подтверждают их геологическую датировку.

Сопоставление схемы развития растительности в Прибалтике со стадиями эволюции Балтийского моря, произведенное В. К. Гуделисом (Гуделис, 1961) подтверждается нашими исследованиями.

После стаивания последнего ледника, существовавшего на нашей территории, на сильно размытой поверхности более древних образований — морены и ранней фазы позднеледниковья, в первом Балтийском ледниковом озере образовалась толща ленточных глин, суглинков, и супесей и подстилающих их слабо слоистых и тонкослоистых однородных (неленточных) суглинков.

Выделенный нами спектр для осадков I Балтийского ледникового озера дает полное представление о характере растительности, произраставшей в арктический период позднеледникового времени (фазы древнего дриаса по схеме В. К. Гуделиса, 1953 г.). Существует три точки зрения на подобный тип растительности: тундра, лесотундра и своеобразный ландшафт, сочетающий в себе элементы тундровой, лесной и степной флор (Г. Н. Лисицына, 1959).

Данные, полученные в результате наших исследований, подтверждают положение о своеобразном растительном ландшафте, существовании которого было связано, по-видимому, с холодными климатическими условиями вблизи края ледника (В. П. Гричук и М. П. Гричук 1950 г., К. К. Марков с соавторами, 1950., В. П. Гричук 1951 г. и др.). Повсеместное распространение получают ольхово-березовые леса с незначительной примесью хвойных пород. В составе трав, как и в течение всего позднеледникового периода, господствуют польни и маревые, растения малотребовательные к почвенно-климатическим условиям (М. Х. Монозон, 1961).

На размытой поверхности I-го Балтийского ледникового озера трансгрессивно, с континентальным перерывом, лежит толща водных осадков, в зоне депрессии достигающая 15 м мощности. Вдоль возвышенностей, оконтуривающих Приневскую низменность с севера, прослеживаются абразионные уровни бассейна, в котором образовались эти осадки. Этот выдержанный горизонт, сплошным плащом лежащий на всех равнинных террасах, сформирован в аллеродское время, когда начинается развитие березовых лесов со значительным участием в них сосны и ольхи, которые позднее, в связи с некоторым потеплением климата, сменяются березово-сосновыми лесами. В составе последних важную роль играет ель, достигающая здесь своего нижнего максимума.

В нижнем горизонте аллеродского времени Лахтинского разреза, содержащем скудную пресноводную диатомовую флору наблюдается

поднятие кривой солоноводных и морских видов, которое следовало бы объяснить проникновением в пресноводный бассейн морских соленых вод.

На более высоких террасах в этом горизонте, среди встреченных ископаемых диатомовых водорослей большинство оказалось морскими и солоноводными.

Прослеживая в плане характер распространения этого горизонта, изучая условия его залегания с учетом стратиграфического положения нельзя считать эту толщу за образование какого-либо континентального изолированного бассейна.

Анализируя геологические, геоморфологические и палеоботанические данные, мы приходим к выводу, что аллеродские слои в нашем районе являются ничем иным, как образованием первого Иольдиевого моря\*. Этот морской бассейн под водами которого находилось обширное пространство, вероятно, был значительно опресненным за счет возможного притока талых ледниковых и речных пресных вод. Однако, факт его существования в нашем районе является бесспорным.

Трансгрессивное залегание осадков II Балтийского ледникового озера на морских иольдиевых слоях, прослеженное бурением скважин и в обнажениях, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Эта стратиграфическая граница согласуется с изменением характера спорово-пыльцевого спектра, отражающего наступление нового похолодания. Господствующими ассоциациями вновь становятся березовые леса с постоянной примесью ольхи и хвойных пород. Диатомовая флора в осадках этого периода бедна видами. Присутствие солоноводных и морских диатомовых говорит о незначительном притоке соленых вод.

Пребореальное время характеризуется увеличением роли сосны в составе березовых лесов. Постоянную примесь, кроме того, дает ольха и единичные широколиственные породы. Ель теряет свое максимальное значение; кривая пыльцы ее на диаграмме ведет себя крайне незакономерно. Обилие в спектрах пыльцы полыней и маревых свидетельствует, вероятно, о широком расселении этих растений на открытых пространствах по берегам крупных водоемов.

По данным диатомового анализа в нижней и средней части пребореальных осадков выделяется сильно опресненная стадия II-го Иольдиевого моря. Верхняя часть осадков этой толщи соответствует солоноводной стадии II Иольдиевого моря, особенностью которой является наличие двух фаз осолонения.

Пресноводное Анциловое озеро, вероятно, испытывало колебания уровней, так как внутри толщи его осадков содержатся линзообразные прослои погребенного торфа и заторфованного суглинка с растительными и древесными остатками. Следы двух анциловых трансгрессий мало сохранились и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

\* За неимением данных вопрос о существовании первого Иольдиевого моря до сих пор оспаривался (Марков, 1961).

В растительном покрове бореального времени ведущее положение занимает сосна; значение березы как лесообразующей породы все еще велико. Состав травянистых растений несколько изменяется в связи с увеличением количества представителей мезофильных группировок.

Диатомовая флора осадков этого горизонта показывает, что формирование их происходило в заболоченном, пресноводном бассейне.

Период трансгрессии Литоринового моря соответствует «климатическому оптимуму послеледниковья» — атлантическому времени, которое характеризуется господством ольхово-березовых лесов с высоким содержанием элементов термофильной флоры. Состав нижнего яруса имеет подчиненное значение и полностью соответствует характеру древесной растительности.

Наличие выдержанного, хотя и не сплошного горизонта погребенного торфа внутри осадков Литоринового моря свидетельствует о колебаниях уровня этого бассейна и о существовании двух литориновых трансгрессий. Такой вывод полностью согласуется с данными диатомового анализа.

На территории Лахтинской котловины в осадках Литоринового моря, впервые для этого района, по диатомовым выделяются две трансгрессии.

Диатомовая флора максимальной трансгрессии показывает более высокую соленость вод, так как в количественно доминирующей комплекс, кроме солоноводных видов, входит солоноводноморская форма *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl. Две фазы осолонения литоринового моря установлены И. А. Купцовой (1961) в отложениях болота Завиронский Мох.

В период начавшейся регрессии Литоринового моря характер лесной растительности существенно меняется. В суббореальное время максимального развития достигает ель и сосна; мелколиственные и широколиственные породы составляют незначительную примесь. Наблюдается сильное опреснение вод Литоринового моря.

Осадки Древнебалтийского моря, соответствующие стадиям Лимнея и Миа в Прибалтике и относящиеся к концу суббореального и субатлантическому времени, выделяются по геолого-литологическим, геоморфологическим, палинологическим и диатомовым данным. В этот последний этап голоцена облик растительного покрова постепенно приближается к современному. Господствующими ассоциациями становятся березово-сосновые леса с незначительной примесью ольхи, ели и широколиственных пород.

Заканчивая описание результатов произведенных исследований, позволяющих реконструировать палеогеографическую обстановку в районе Ленинграда в поздне- и послеледниковое время, следует сказать, что в ближайшем будущем дальнейшими работами будет воспроизведена более полная картина последних страниц геологической истории окрестностей Ленинграда.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников, А. А.: 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Л.
- Ананова, Е. Н.: 1958. Морфология пыльцы *Polygonum bistorta* L. (нормально развитые и недоразвитые формы). Докл. АН СССР, т. 118, вып. 1.
- Апухтин, Н. И., Покровская, И. М., Шарков, В. В., Яковлева, С. В.: 1960-а. Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада СССР. В кн. «Хронология и климат четвертичного периода». М., Из-во АН СССР (Международ. геол. конгресс XXI Сессия — Доклады сов. геологов. Проблема 4).
- Апухтин, Н. И. и Яковлева, С. В.: 1960б. К вопросу об истории отступления ледника последнего оледенения на Карельском перешейке «Информационный сборник Всесоюз. научно-исслед. геол. института (ВСЕГЕИ) № 29. Л.
- Апухтин, Н. И. и Яковлева, С. В.: 1961. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов. Сб. к VI конгрессу в Варшаве.
- Вийдинг, Х.: 1957. Распространение и петрография эвратических валунов Эстонской ССР. Труды института геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.
- Гричук, В. П.: 1950. Растительность Русской равнины в четвертичное время. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, сборник 3. Изд. АН СССР.
- Гричук, В. П., Гричук, М. П.: 1950. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. — Вопросы географии, сб. 23.
- Гричук, В. П.: 1951. О засушливом периоде в послеледниковое время на территории Европейской части СССР. Вопросы географии, сб. 24.
- Гричук, В. П.: 1954. Распространение рода *Ephedra* в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов. Мат. по палеогеографии вып. I. Изд. МГУ.
- Гуделис, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Тр. Ин-тута геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.
- Гуделис, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Варшава.
- Желубовская, В. К., Ладышкина, Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований Лахтинской котловины. Доклады Академии Наук СССР, 1962, т. 146, № 6.
- Земляков, Б. Ф.: 1923. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. Тр. КЧ АН СССР, вып. III.
- Знаменская, О. М.: 1959. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. «Доклады АН СССР», т. 129, № 2.
- Знаменская, О. М., Черемисинова, Е. А.: 1962. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. Сб. Вопросы стратигр. четв. отлож. Сев. Запада Европ. части СССР.
- Лаврова, М. А., Гричук, М. П.: 1960. Новые данные о мгинских морских отложениях «Доклады АН СССР», т. 135, № 6.
- Лаврова, М. А.: 1962. Основной разрез отложений верхнего плейстоцена Ленинградского района. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.
- Лисицина, Г. Н.: 1953. Новые данные о растительном покрове Русской равнины в поздне- и послеледниковое время. Изв. АН СССР, серия геогр. № 2.
- Лисицина, Г. Н.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири, т. I, изд. МГУ.

- Люткевич, Е. М.: 1937. О третьей морене района р. Нева. «Изв. гос. геогр. о-ва», т. 69, вып. 6.
- Марков, К. К.: 1935. О «третьей» морене на Карельском перешейке. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодес. треста, № 1 (6).
- Марков, К. К. и др.: 1961. Рельеф и стратиграфия четв. отложений Северо-Запада Русской равнины. Сб. VI Конгрессу INQUA в Варшаве.
- Марков, К. К.: 1955. Очерки по географии четвертичного периода. М.
- Марков, К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главн. геол. упр. ВСНХ СССР, 117.
- Марков, К. К.: 1934. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода, 4, I.
- Марков, К. К. и Порецкий, В. С.: 1933. Послеледниковая история окрестностей Ленинграда.
- Марков, К. К. и др.: 1950. Взаимоотношения леса и степи в историческом освещении. Вопросы географии сб. 23.
- Монозон, М. Х.: 1961. О находках пыльцы представителей семейства маревых в четвертичных отложениях Европейской части СССР. Матер. совещ. по изучению четвертичного периода, т. I.
- Порецкий, В. С., Жузе, А. П., Шешукова, В. С.: 1933. Диатомовые поздне- и послеледниковых отложений северо-западной части Ленинградской области. Тр. II Междунар. Конфер. АИЧПЕ, вып. III.
- Порецкий, В. С., Жузе, А. П., Шешукова, В. С.: 1934. Диатомовые поздне- и послеледниковых отложений северо-западной части Ленинградской области. Рукопись, ЛГУ.
- Потулова, Н.: 1921. О находке арктической фауны на левом берегу р. Мги «Геол. вестник» т. 4. (1918—1921) № 1—6.
- Яковлев, С. А.: 1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. научно-мелиорат. ин-та, вып. 8—13. Л.
- Яковлев, С. А.: 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). (Тр. Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та. Новая серия, т. 17).
- Martinsson, A.: 1960. The submarine morphology of Baltic Cambro-Silurian Area. Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala, 38, Uppsala.
- Ramsay, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, Bd. 50, No 5. Helsinki.
- Saaremaa M.: 1925. Geochronologische Studien in Russland G.F.F., Bd. 47, H. 4, N 363, Stockholm.

[Поступило: 18.3.1963 г.]

THE HISTORY OF THE LENINGRAD DISTRICT DEVELOPMENT  
IN THE LATE- and POST-GLACIAL TIMES

by

T. V. USIKOVA, G. I. KLEIMENOVA & R. N. JINORIDZE

SUMMARY

The present paper is devoted to the problems of the genetic and stratigraphic sequence of the Leningrad district late- and post-Glacial deposits. It is the sections of the four deep borings in the area of the Lachta depression the microfossil content of which was studied in detail.

The results of the spore- and pollen and diatomic analyses allowed to recognize the repeated changing of the vegetation, to define more precisely the character of the basins here existed and to describe the development stages of the Baltic Sea in the Leningrad area.

The retreat of the glacier that deposited the last moraine (the 3-rd moraine according to Jakoblev) was accompanied by the formation of the I-st Baltic Ice Lake and of the varved clay strata. The vegetation of this period (Middle Dryas) has the elements of the tundra, forest and steppe floras (G. N. Lisicina, 1959).

The sediments transgressively overlying the varved clays of the I-st Baltic Ice-Lake belong to the Alleröd period. They are represented by the marine deposits of the I-st Yoldia Sea during which existence there took place the replacing of birch forests by birch-pine ones with the maximum of the spruce.

Higher with an interval there occur the deposits of the II-nd Baltic Ice-Lake. The character of the spore- and pollen spectrum reflects the advance of the new climate deterioration (Late Dryas).

In the deposits of the II-nd Yoldia Sea a highly freshened stage is distinguished in the lower part and a salt-water stage with two phases of salinization is distinguished in the upper part.

During the pre-Boreal period the great increase of the pine in birch forests is observed.

The Ancylus Lake, probable, had the level fluctuations. In the vegetation of the Boreal period the pine dominates.

The period of the Litorina transgression corresponds to the Atlantic time which is characterized with the alder and birch forests with the high content of the thermophilous flora. According to the diatomic analysis two phases of salinization are distinguished.

During the regression of the Litorina Sea high freshening is marked. In the sub-Boreal period the pine and spruce reach their maximum development.

The deposits of Baltic Sea corresponding to the stages of Limnea and Mya are attributed to the end of the sub-Boreal and sub-Atlantic periods. Birch and pine forests become the predominating associations.

## ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES LENINGRADER GEBIETES IN SPÄT- UND NACHEISZEIT

von

T. V. USIKOVA, G. J. KLEIMENOVA & R. N. JINORIDZE

### ZUSAMMENFASSUNG

Der vorliegende Artikel befasst sich mit der Untersuchung der genetischen und stratigraphischen Aufeinanderfolge der spät- und nach-eiszeitlichen Ablagerungen der Umgebung von Leningrad. Am vollstän-

digsten und ausführlichsten in bezug auf die mikrofloristische Zusammensetzung wurden von uns die Sedimente von vier Tiefbohrungen, die im Bereich der westlich von Leningrad gelegenen Depression von Lachta niedergebracht worden sind, untersucht.

Die Ergebnisse der Pollen- und Diatomeenanalyse gestatten es, einen wiederholten Wechsel in der Vegetationszusammensetzung festzustellen und den Charakter der in diesem Gebiet existiert habenden Wasserbecken zu präzisieren sowie ausführlich die Entwicklungsstadien der Ostsee im Raum Leningrad zu charakterisieren.

Gleichzeitig mit dem Zurückweichen des Inlandeises, das die dritte Grundmoräne (nach S. A. Jakoblev, 1926) ablagerte, fanden die Bildung des ersten Baltischen Eisstausees und die Ablagerung der Bändertonhorizonte statt. Die Pflanzenwelt dieser Zeit, der älteren Dryas-Zeit, vereinigt in sich Elemente der Tundren-, Wald- und Steppenflora (G. N. Lissizyna, 1959).

Die Sedimente, die transgressiv über den Bändertonen des ersten Baltischen Eisstausees lagern, gehören der Allerödzeit an und stellen Ablagerungen des ersten Yoldiameeres dar. Im Verlaufe des Bestehens des ersten Yoldiameeres fand die Ablösung der Birkenwälder durch Birken — Kiefernwälder mit dem ersten Fichtenmaximum statt.

Über den allerödzeitlichen Sedimenten des ersten Yoldiameeres befinden sich Ablagerungen des zweiten Baltischen Eisstausees, deren pollenanalytischer Charakter das Auftreten einer erneuten Abkühlung (Jüngere Dryas) anzeigt. Die Diatomeenflora dieser Zeit besteht aus Süßwasserarten und ist artenarm.

In der Sedimentfolge des zweiten Yoldiameeres lässt sich ein ausgesüßtes und im oberen Teil ein Brackwasserstadium, letzteres mit zwei Salzgehaltsmaxima, untergliedern.

Im Präboreal nimmt der Anteil der Kiefer bei der Zusammensetzung der Birkenwälder zu. Aller Wahrscheinlichkeit nach fanden im Verlaufe des ancyluszeitlichen Süßwassersees Seespiegelschwankungen statt. In der Vegetationszusammensetzung des Boreals nahm die Kiefer die führende Rolle ein.

Die Zeit der Transgression des Litorinameeres entspricht dem Atlantikum, das durch die Vorherrschaft von Erlen-Birkenwäldern mit einem hohen Anteil an wärmeliebenden Florenelementen gekennzeichnet wird. Mit Hilfe der Diatomeenanalyse wurden zwei Phasen mit erhöhtem Salzgehalt festgestellt.

Zur Zeit der subborealen Regression des Litorinameeres fand eine starke Meeressaussüßung statt. Im Subboreal erreichte die Fichte unter starker Beteiligung der Kiefer ihr zweites Maximum.

Das Limnaea- und Mya Stadien der Ostseeentwicklung entsprechen dem Ende des Subboreals und dem Subatlantikum. Die Birken- Kiefernwälder werden zur dominierenden Pflanzengesellschaft.

## GENÈSE DE LA PRESQU'ILE DE HEL SUR LA BASE DU DÉVELOPPMENT DU GOLF DE GDAŃSK

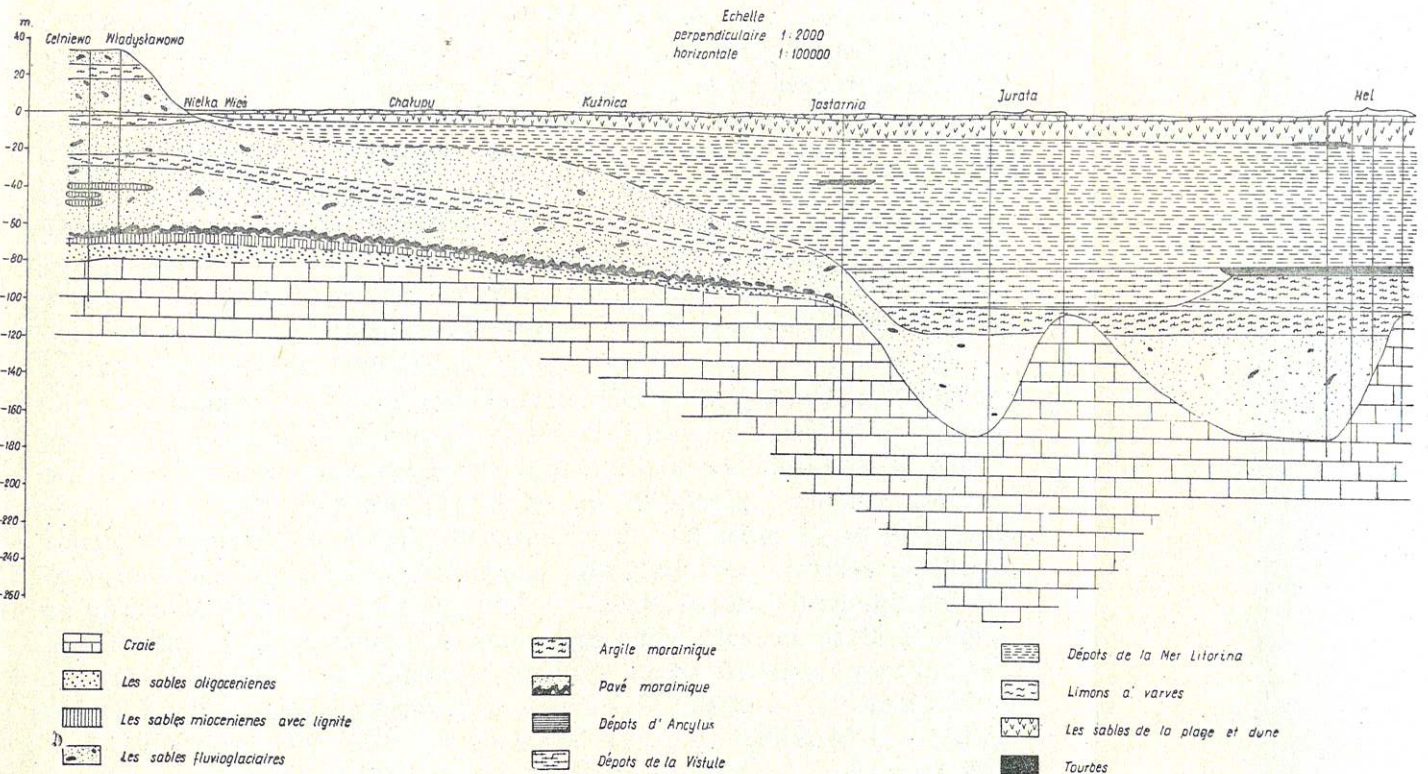
JOZEF BĄCZYK, Toruń

Des recherches détaillées ont été effectuées, de 1959 à 1961, sur les terrains de la Presqu'île de Hel et sur les côtes de la partie ouest du Golf de Gdańsk. Ces recherches devaient éclairer les problèmes se rapportant à la genèse de la Presqu'île, se basant sur des études océanographiques et morphologiques complexes, 4, 6, 9). Les recherches publiées jusqu'à présent (Wünsche (21), Girth, Staśko (18), Tubielewicz (19) permettaient des interprétations différentes, à cause des hypothèses spéculatives admises (1, 7, 10, 11, 12, 15, 18). Pour nos recherches, qui avaient pour but déterminer, d'une façon rationnelle, la genèse de la Presqu'île, les méthodes les plus modernes ont été appliquées: la détermination de l'âge par  $C^{14}$ , les analyses minéralogiques et paléobotaniques, ainsi que l'étude des structures sédimentologiques (3, 20).

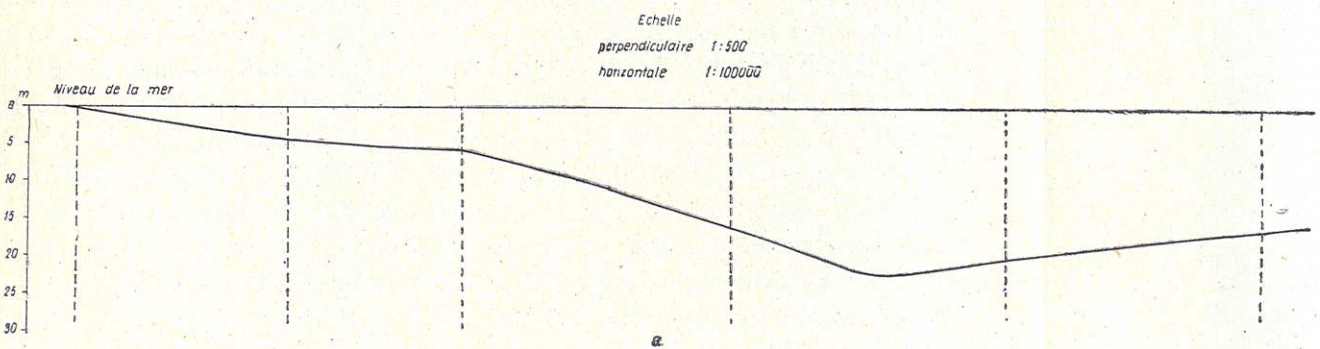
### CARACTÉRISTIQUES GEOLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES

La Presqu'île de Hel prend son début sur l'escarpement est de la Kępa Swarzewska à Władysławowo. Elle s'étend de façon linéaire de NO à SE. Elle est reliée au plateau morainique par un mince cordon littoral qui s'élargit à Jastarnia, se trouvant sur un banc sous-marin plus large et atteignant sa largeur maximum sur le cap. Dans la partie ouest du cordon littoral, elle s'étend sur la partie atteinte par l'abrasion de la Kępa Swarzewska et sur les vallées submarines (pradolina). Dans la partie est, la Presqu'île est édiflée par une large plateforme d'accumulation dont les fondations atteignent -70 m. Le plafond du banc atteint la profondeur de -6 m du côté de la Baie de Puck et de -20 m du côté de la mer ouverte. La surface de la Presqu'île s'élève à 32 275 km<sup>2</sup>, y compris les plages, les remparts de dunes et la surface aplanie jusqu'à 2,5 m au-dessus du niveau de la mer. Le rapport de la surface des remparts de dunes à la surface entière est de 64,6%. On distingue deux genres de remparts de dunes.

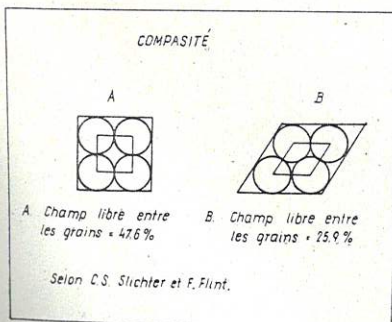
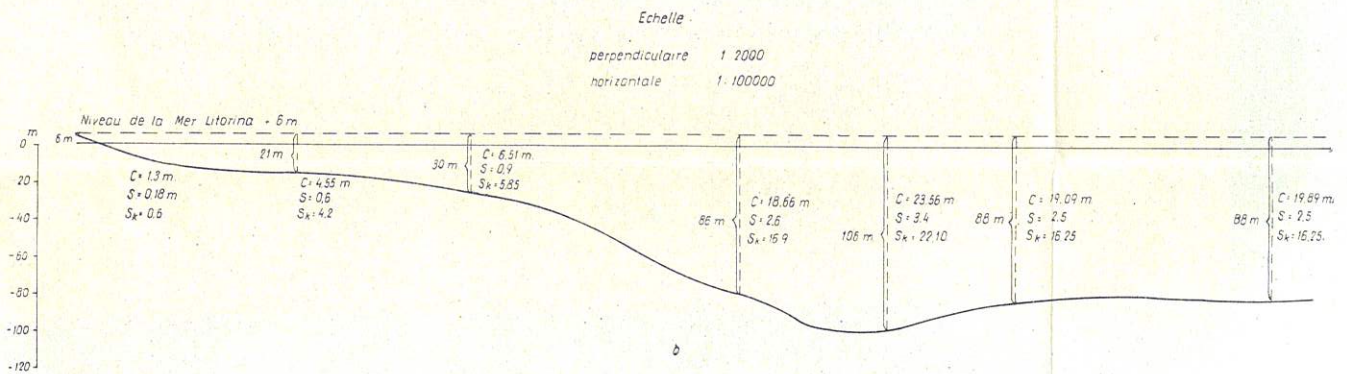
# LA CONSTRUCTION GÉOLOGIQUE DU PRESQU'ÎLE DE HEL



## COURBE DE LA COMPASITÉ



## VALEUR EFFECTIF DE LA COMPASITÉ



MODÈLE DE LA COMPASITÉ

$$C = h \cdot c$$

h = épaisseur totale des dépôts  
c = valeur % 47.6 - 25.9  
C = valeur hypothétique de la compasité en m.

MODÈLE SIMPLE DE LA COMPASITÉ

$$S = \frac{C}{A_t} \cdot L_t$$

A<sub>t</sub> = temps diviser de la transgression d'Ancylus  
L<sub>t</sub> = temps diviser de la transgression Littorinien (max)  
S = valeur simple de la compasité mm/ans

$$S_k = S \cdot 6500 \quad S_k = S \cdot L_t$$

S<sub>k</sub> = valeur effectif de la compasité pour le presqu'île de Hel en m  
Valeur fondatrice  
A<sub>t</sub> = 7000 ans  
L<sub>t</sub> = 6500 ans

Fig. 1.



Les remparts de dunes contemporains, édiés par des dunes blanches au point culminant de 23,2 m. Les dunes plus anciennes et plus basses, parallèles aux lignes côtières, avec une parcours méridien, se trouvent sur le cap seulement. La surface des remparts de dunes, près de la mer, s'élève à 18,5% de la surface de la Presqu'île et elles sont fortement exposées à l'abrasion. Les remparts méridionaux sont formés par des sables jaunes, fortement ferrugineux à la surface, et ne dépassent pas les 5 m au-dessus du niveau de la mer. La plus grande largeur des remparts, près de la mer, recouvrant les ailes des remparts méridionaux, est de 500 m près de la mer ouverte et de 250 m près de la Baie de Puck. La longueur de la Presqu'île est de 34 825 m en ligne oblique et de 34 050 m en ligne droite. La plus grande largeur est de 2 925 m sur le cap et la plus petite largeur est de 150 m près du village Chalupy. Toute la longueur des lignes côtières de la Presqu'île est de 73 925 m. Le développement de la ligne côtière est en moyenne de 1,15.

Les fondations de la Presqu'île atteignent une profondeur de 70 m sur le cap, à Jastarnia. A l'ouest, elles sont situées plus haut, à un niveau de -10 à -15 m lequel détermine également la profondeur de la partie ouest de la Baie de Puck. Les séries du Pléistocène, connues par les sondages profonds de Jurata, Jastarnia et de Hel (Fig. 1), se dessinent en deux niveaux d'argiles morainiques, gotiglaciaires, séparées de limon au niveau de 100 m. Sous les argiles se trouvent des séries fluvio-glaciaires, appartenant à la glaciation ancienne, vraisemblablement de la Pologne centrale. Le plafond du Cénoman, dans le faciès Arnager-Gronsand, se trouve à -70 m à Władysławowo, à -90 m à Jastarnia, à -104 m à Jurata et à -106 m au Hel (13). Néanmoins, il s'abaisse également à -170 et -180 m sur le cap. En-dessous du rempart de Hel, se présentent des formations sénoniennes, lesquelles font défaut dans le nord. Les formations du Pléistocène sont déposées sur la craie et sont rarement séparées par une mince couche de graviers oligocènes, se trouvant sur le dépôt secondaire. Toutes les dénivellations dans la craie (plafond) sont comblées par les sédiments du Pléistocène, ce qui prouve leur fondation d'égzaratation glaciaire. Les séries du Holocène débutent par des limons d'Ancylus à Hel, à une profondeur de 70-65 m et par des dépôts de la Vistule à Jurata, au même niveau, s'abaissant par suite de l'entaille érosive des séries glaciaires, au niveau des limons à -100 m. Les limons d'Ancylus et les sédiments de la Vistule sont recouverts par des formations de la Mer de Litorina atteignant -16 m en-dessous de niveau de la mer. Les tourbes du type „Martör“ représentent la limite de ces séries à Hel. Les séries de la Mer de Litorina sont recouvertes de sables de dunes. Dans les analyses faites jusqu'à présent, les tourbes de Hel étaient un indicateur négatif du mouvement de l'abaissement de la terre, commençant à la Mer de Litorina (12, 16, 15). La constatation de fondations supérieures du plafond de la craie et le caractère érosif des dénivellations comblées par les dépôts du Pléistocène, ainsi que les anciennes formes littorales

sur les côtes du Golf de Gdańsk, dont mention ci-dessus, contestent les possibilités négatives [Braun (1), Hartnack (7), Rosa (15)] des mouvements d'abaissement de la terre dans le postlitorina. La plateforme du

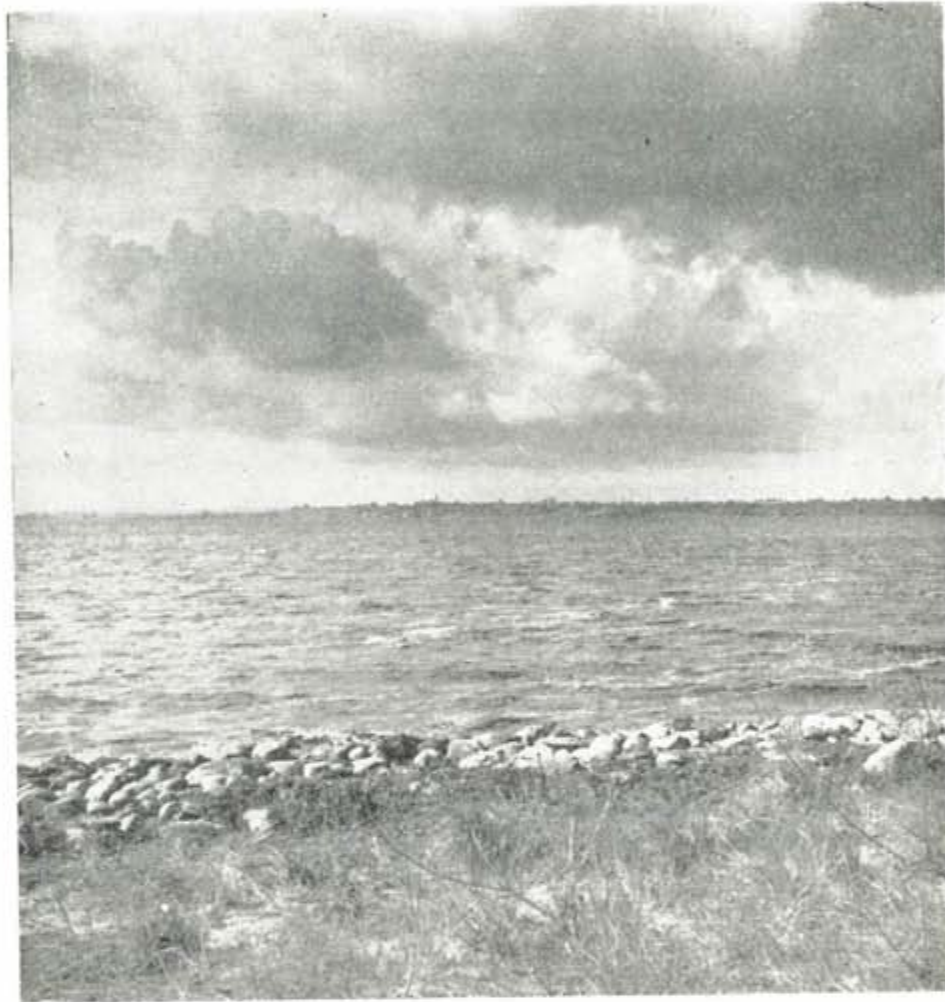


Fig. 1a. Wielka Wieś — vue de la Presqu'île de Hel sur Kępa Swanewska.  
Au fond — Swarzewo  
Photo: J. Bączyk, 1961

banc de sable de la Presqu'île est formée dans les 90—95% de sables de quartz avec un mélange de rochers, de biotite, de muscovite et autres. La fraction de base est un grain de 0,25 à 0,55 mm, de minéraux lourds. Les plus communs sont les granats, indiquant l'emplacement des abrasions, et les amphiboles avec les piroxènes aux emplacements de l'accumulation contemporaine. Les autres minéraux lourds se présentent avec des mélanges peu nombreux mais constants. La variation du grain est régulière, désignant le chemin sur lequel elle est déplacée.

#### ELEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES

A l'époque de la transgression atlantique, (5, 22), le niveau des eaux de la Mer Baltique du sud, s'est subitement élevé, précédé par l'inondation d'Ancylus causée par l'émergement épéirogénique de la Scandinavie. En 700 ans (17), le lac d'Ancylus change son niveau sur les côtes du Golf de Gdańsk de -60 m à -10 m, atteignant environ -18 m, après l'écoulement par la rigole Kadet (8). La transgression atlantique, pendant laquelle règnent des rapports climatiques océaniques par excellence, laisse une trace, marquée par un sédiment sablonneux, déposé au fond de la vallée proglaciaire de Plutnica, à environ -2 m et dans la dépression du Lac de Družno, à environ -4 m. La transgression provoque l'abrasion de la côte et, simultanément, les matériaux provenant de l'abrasion, résultant de la circulation océanique, s'acheminent vers l'est. L'inondation laisse des plateformes abrasives, des côtes découpées par l'abrasion et des remparts côtiers au fond de la vallée proglaciaire de Reda. Dans de rares cas, les formes littorales contenaient des déchets organiques dont nous avons déterminé l'âge paléobotanique et que nous avons soumis à l'analyse C<sup>14</sup>. L'étendue maximum de la transgression se trouve à environ +6 m au-dessus du niveau actuel de la Mer Baltique.

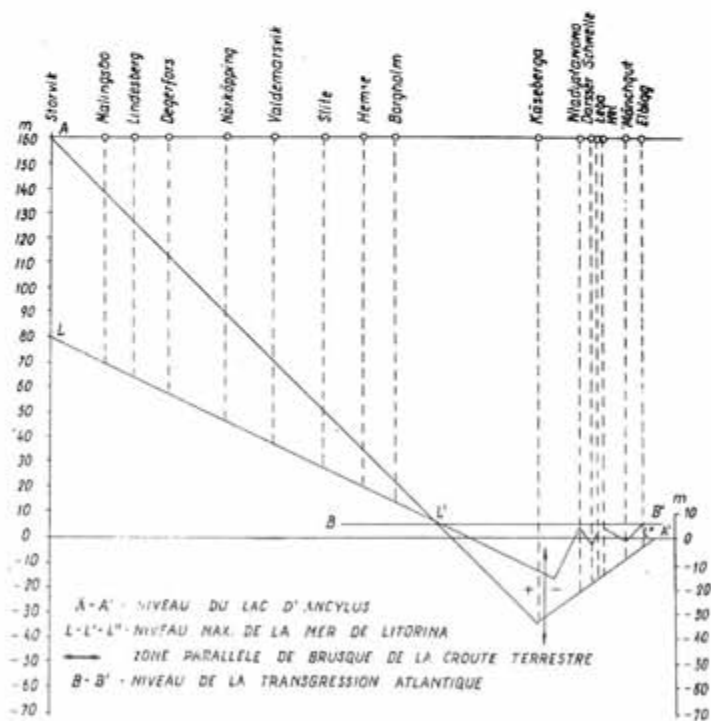
#### Comparaison des analyses C<sup>14</sup>

Lieu de découverte	Genre du dépôt	Hauteur audessus du n. de la mer	Epoque climatique	Age absolu en ann.
Bloto Mostowe	bois d'aune	3 m	subboréale	3000
Elbląg	tourbe	6 m	subboréale	2575
Elbląg	bois de chêne	6 m	subboréale	2920
Vallée proglaciaire de Plutnica	tourbe	-1,95 m	fin boréale/début de l'Atlanticum	8000

Le début de la transgression est marquée par les tourbes de la vallée proglaciaire de Plutnica. Son étendue maximum est décrite par les analyses restantes. Toutes les formes du littoral, desquelles proviennent les trouvailles, sont recouvertes, à la surface, par des dunes jaunes subboréales, qui recouvrent les tourbes à Hel. La compacité des sédiments du Holocène, déposés sur la Presqu'île, analysée d'après les principes décrits par F. Flint et C. S. Slichter, dans lesquels  $A=47,6\%$ ,  $B=25,9\%$ , où  $A$  est la valeur du champ entre les grains, avant le processus de la compacité et  $B$  après le processus. Pour ce principe, on a établi les formules  $C=h \cdot c$ , où  $C$  est la valeur hypothétique de la compacité en mètres,  $h$  est l'épaisseur, en mètres, des sédiments soumis au processus et  $c$ , la valeur du champ compensé égale à  $47,6-25,9\%$ . Les formules unitaires ont été trouvées après avoir construit  $S = \frac{C \cdot Lt}{A}$ , où  $A$  est le temps séparant



Fig. 2. Niveaux Maxima du Lac d'Ancylus et de la Mer Littorina, de la Suède du sud et sur les côtes de la Mer Baltique Méridional



ECHELLE 1:600000

de la transgression d'Ancylus et Lt, le temps séparant de la transgression de la Mer de Littorina, en années. On effectua ensuite des calculs à l'aide de  $Sk = S \cdot 6500$  années, où  $Sk$  est la valeur réelle de la compacité en mètres. Les calculs donnent les raisons pour lesquelles les tourbes de Hel se trouvent en-dessous du niveau de la mer (Fig. 1). Les structures stratigraphiques et sédimentologiques démontrent que la transgression atlant-

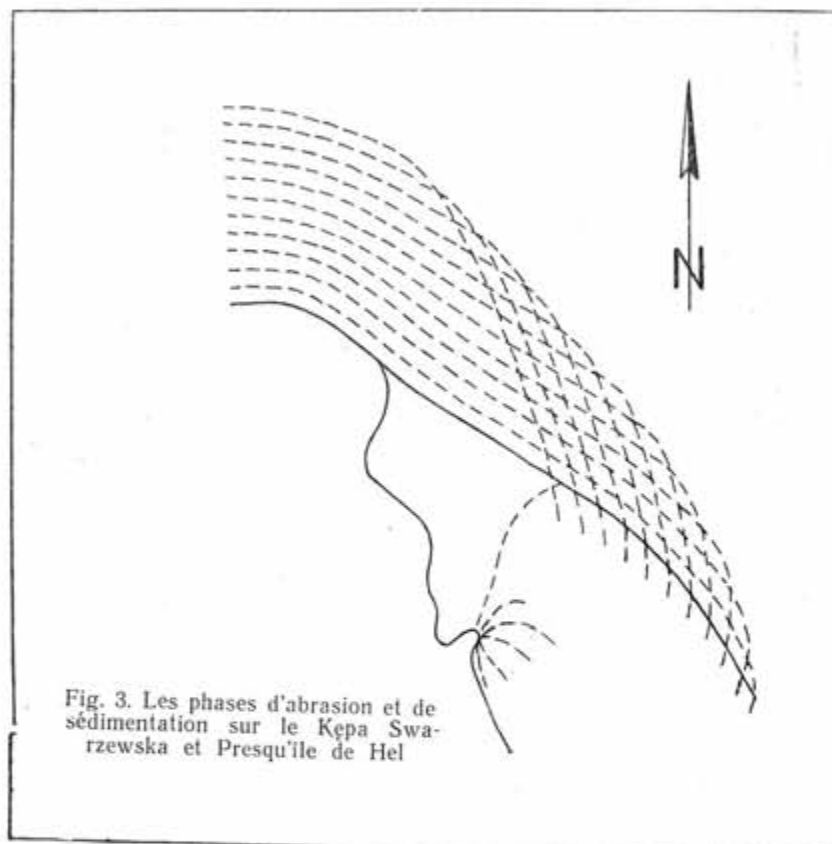


Fig. 3. Les phases d'abrasion et de sédimentation sur le Kępa Swarzewska et Presqu'île de Hel

tique eut lieu en deux impulsions, dont la seconde fut la plus forte (Fig. 2). Les recherches effectuées contestent les possibilités de formation de la falaise sous-marine dans le Golf, à une profondeur de  $-40$  à  $-70$  m, à la période d'Ancylus [Hartnack (7)]. Elle s'est formée dans la période de la Mer de Yoldia préboréale, sur la partie de la Presqu'île recouverte de matériaux accumulés dans le Littorina.

#### ÉLÉMENTS OcéANOGRAPHIQUES FORMANT LA PRESQU'ÎLE

La Presqu'île de Hel, produit de la dynamique de la mer, a été formée dans l'Atlantique. Le passage des eaux marines provoqué par la circulation atmosphérique océanique, fut la cause du déplacement des décombres du fond, conformément à l'action du courant. La masse principale des eaux se déplaçait vers le Golf de Gdansk, le long de la ligne qui est

marquée par la plateforme du banc de Hel, où les courants perdaient en énergie à cause de l'élargissement de la zone de déplacement. La perte d'énergie n'était que momentanée, elle était compensée par la suite, dans le partie centrale du Golf, par la réunion de toute la masse des eaux en un système de circulation, c'est pourquoi la Presqu'île ne se développe que jusqu'à une certaine longueur (Fig. 3). Indépendamment de l'accumulation



Fig. 3<sup>a</sup>. Segment de la côte entre Rozewie et Chłapowo  
Photo: J. Bączyk, 1961

sur le cordon littoral sous-marin, il existait un écoulement constant des eaux le long des côtes ouest de Kępa Swarzewska, correspondant à la ligne côtière encore pendant la phase de régression, après l'émergement de la partie est de la Presqu'île. Vers la fin de la transgression, le cordon littoral sous-marin est tellement haut qu'il cause la division de l'écoulement des eaux du Golf de Gdańsk. Il en résulte la formation de la partie nord du submarine bars (Rewa Mew) à partir de Jastarnia et de la partie sud à Rewa. La jonction de ces deux parties est le processus qui eut lieu à l'époque historique. L'émergement du cordon littoral sous-marin, sur la partie de Jastarnia à Hel, créant la division de l'écoulement, conduit ensuite à la séparation totale de la Baie de Puck de la région soumise à l'influence des eaux marines intérieures, ce qui survint après la réunion de la partie émergée et de la côte par un mince cordon littoral. Ce processus freina le mouvement des décombres de la Baie de Puck ainsi que le développement du submarine bars (Rewa Mew). Le volume de la Presqu'île indique qu'elle est bâtie d'une plus grande masse de matériaux que celle provenant de l'abrasion de Kępa Swarzewska. Cela prouve que ces matériaux ont été, en grande partie, déplacés des côtes ouest plus éloignées. Le rapport quantitatif entre la masse détruite de Kępa Swarzewska et la masse de la Presqu'île, est comme 1 : 8,5, au profit de la Presqu'île. A l'époque historique (14), la Presqu'île a été soumise à de nombreuses coupures, en raison de l'activité des vagues orageuses et de la

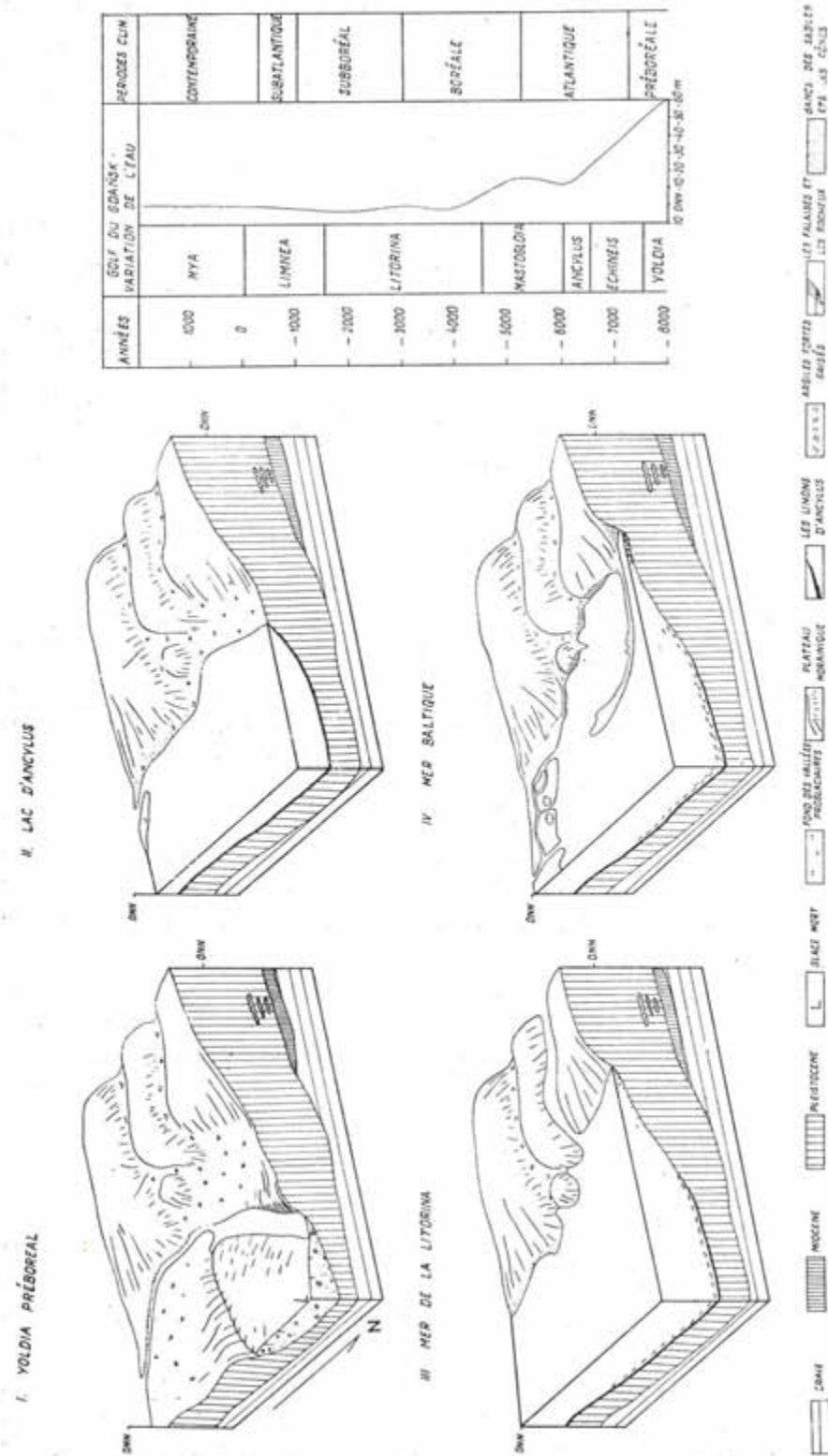


Fig. 4. Développement du Golf de Gdańsk et Presqu'île de Hel

pression des glaces en hiver. Ces coupures ont été notées en 1914 et dernièrement en janvier 1962. C'est grâce aux vagues orageuses, qui se répandaient par dessus la Presqu'île, que nous devons les grandes étendues de terrains aplanis, ayant jusque 2,5 m de hauteur. Cette valeur marque toute l'amplitude des oscillations de niveaux des eaux baltiques dans le Golf de Gdańsk. Depuis 1935, après la construction du port à Władysławowo, on note des perturbations de l'équilibre de la ligne côtière et la Presqu'île doit être protégée artificiellement. Sa surface a augmenté de 194 m<sup>2</sup> depuis les 50 dernières années. La Presqu'île s'est allongée de 5 m dans la direction sud-est; sa largeur minimum a diminué de 2 m. Sa plus grande largeur s'est agrandie de 50 m. Cette augmentation, à part l'allongement réel, est provoquée artificiellement par des constructions du port sur la ligne côtière ainsi que par des constructions de protection et ne confirme donc pas les recherches antérieures. (Wunsche (21) Staśko (18), Tubielewicz (19)). Le tableau annexé représente la chronologie des faits.

#### CONCLUSIONS

1. La structure géologique et le tableau stratigraphique illustrent les phases consécutives du développement du Golf de Gdańsk et de la Presqu'île de Hel. On dénota, sur leur base, les dénivellations plus petites dans de substratum crétacé ainsi que la régularité de la sédimentation du Pléistocène et du Holocène, prouvant les bases d'égzARATION des dénivellations dans la craie.
2. La morphologie du fond de la partie ouest du Golf de Gdańsk est le résultat de l'érosion établie des eaux coulant dans le Pliocène, de l'égzARATION des inlandsis ainsi que de l'activité dynamique des eaux des phases baltiques plus anciennes et de la Mer Baltique contemporaine.
3. Les sédiments de surface, au fond du Golf, sont le résultat des processus d'abrasion antérieurs, déposés régulièrement, dépendamment de la dynamique des eaux et de la profondeur des réservoirs d'eau. Les dépôts à la surface de la Presqu'île sont uniformes, à grains fins et grains moyens, sablonneux, surtout quartzeux. Ils indiquent, sur la base des analyses minéralogiques, la voie par laquelle les matériaux sont déplacés le long de la côte. Ces analyses ne permettent pas de douter de la direction du mouvement d'ouest à est.
4. Les formes morphologiques, à la surface de la Presqu'île, sont le résultat de l'action des conditions hydrographiques et éoliques variées. Dans toute sa masse, la Presqu'île de Hel est une formation de la dynamique de la mer.
5. Les structures géologiques analysées, du substratum plus profond, indiquent des prédispositions tectoniques de la dénivellation dans la craie, dans la partie est de la côte polonaise, mais ne dénoncent par

leur activité, depuis la fin du Pléistocène jusqu'à notre époque contemporaine.

6. La falaise sous-marine au fond du Golf de Gdańsk, appartenant à l'ancienne phase baltique de la Mer de Yoldia, à une profondeur de 40 à 70 m, a été formée par les conditions de la circulation atmosphérique en fin et postglaciaire. Elle est cachée sur une partie de la Presqu'île, à la hauteur de Jastarnia, sous des dépôts de la Presqu'île, divisant distinctement la Presqu'île de Hel en la partie est, plus ancienne, et la partie ouest, plus jeune.
7. La transgression atlantique sur les côtes du Golf de Gdańsk commença il y a 8 000 ans, à environ -17 m endessous du niveau contemporain de la Mer Baltique. Elle se termina il y a 3 000 ans, à 6 m au-dessus du niveau de la Mer Baltique. Les traits principaux de la ligne côtière du Golf de Gdańsk sont dûs aux conditions hydrographiques de la Mer de Litorina. Pendant leur durée, se forme le cordon littoral sous-marin qui, lors de la régression, émerge à la surface donnant le début à la Presqu'île de Hel. La fin de la transgression se marque sur les côtes de Golf, par une courte période de dunes.
8. La compacité des sédiments littoraux, qui entrent dans la construction de la Presqu'île, explique la présence des tourbes de la Mer de Litorina en-dessous du niveau de la Mer Baltique, sans tenir compte des mouvements verticaux de la terre, que l'on supposait dans le Litorina.
9. Les processus se présentant à la surface de la Presqu'île sont dûs à la circulation atmosphérique contemporaine. La prépondérance des influences de la circulation de l'atmosphère, dans la partie ouest du Golf de Gdańsk, se marque dans le courant de l'année.
10. Les oscillations du niveau de la mer sont comprises dans les amplitudes ne dépassant pas 200 cm. On note une plus grande fréquence de hausses au-dessus de 00 NN, que de fréquence négative. Les oscillations du niveau des eaux dans le Golf de Gdańsk dépendent, avant tout, des variations de la tension de l'atmosphère.
11. Le mouvement des eaux du Golf de Gdańsk est provoqué par la circulation atmosphérique. L'influence des courants de surface, sur les transformations contemporaines de la Presqu'île, se marque par le modelage de la ligne côtière et par l'abrasion des côtes à l'ouest. Les courants est prédominant pendant toute l'année.
12. Les courants marins et les vagues provoquent le mouvement des décombres formant la Presqu'île de Hel et égalisant les lignes côtières dans le Golf. La valeur de ce mouvement, analysée expérimentalement et calculée indirectement à l'aide d'équations, dénote les proportions entre les masses de la Presqu'île et la Kępa Swarzevska détruite, exprimée par le rapport 1 : 8,5. La plus grande valeur de la terre détruite prouve que la Presqu'île de Hel n'a pas été et n'est pas la seule à être formée de ces matériaux.
13. Les variations de la ligne côtière sont un processus dynamique durant continuellement. Elles ne se présentent toutefois pas dans des valeurs

aussi grandes que celles trouvées par les chercheurs antérieurs. La stabilisation de la Presqu'île, comme forme terrestre, est un processus qui intervient dans le Holocène et c'est d'elle que dépend l'évolution des lignes côtières.

14. L'influence de l'homme sur le maintien de l'équilibre des lignes côtières est fondamentale. C'est cependant à cette influence que l'on doit sa perturbation antérieure. Le recul constant des lignes côtières à l'ouest et surtout sur la partie de Kępa Swarzewska, conduirait à l'abrasion de la Presqu'île de Hel, sans l'ingérence de l'homme pour la protection des côtes de la Presqu'île.
15. C'est aux conditions hydrographiques de la Mer de Litorina, dans le Golf de Gdańsk, que nous devons la formation de la Presqu'île de Hel. Indépendamment des influences climatiques, sa formation transforma totalement le régime hydrographique du Golf de Gdańsk, le ramenant aux conditions observées à l'époque contemporaine.
16. Le passé postglaciaire et holocène du Golf de Gdańsk et de la Presqu'île de Hel, démontre que leur évolution s'est déroulée en relation très étroite avec les conditions géographiques de cette partie de la Mer Baltique.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. Braun, G.: 1932. Das Problem des Niveauschwankungen von Nordeuropa und die Entwicklung der Ostsee. Heft. u. wiss. Abh. des 24 Geogr. Tag., Danzig.
2. Bülow, K. v.: 1954. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz. Beiheft zur Ztschr. f. Geologie. Berlin.
3. Dechend, W.: 1956. Der Ablauf der holozänen Nordseetransgression in oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere in Gebiet von Jever i. O. Geol. Jhrb. Bd. 72.
4. Fisk, H. N.: 1959. Padre Island and the Laguna Madre Flats Coastal South Texas. 2-nd Coastal Geography Conference., Washington DC.
5. Galon, R.: 1960. Problem of Geomorphological Classification of the Polish Coast. Przegląd Geograficzny, vol. XXXII Supl., Warszawa.
6. Gierloff, H.: 1961. Nehrungen und Lagunen. Gesetzmässigkeiten ihrer Formenbildung und Verbreitung. Peterm. Geograph. Mtlng. Jhr. 105, H. 2, Gotha.
7. Hartnack, W.: 1931. Oberflächengestaltung des ostpommerschen Grenzmark. Die Nordostens Landschaften des deutschen Nordostens. Veröff des Geogr. Sem. der Techn. Hochschule in Danzig.
8. Kliewe, H., Reinhard H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancyclus Sees. Peterm. Geograph. Mtlng. 2/3 Gotha.
9. Köster, H.: 1955. Die Morphologie der Strandwall-Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. Meyniana Bd., 4.
10. Model, F.: 1950. Gegenwärtige Küstenhebung im Ostseeraum. Mtlng. Geograph. Ges. in Hamburg, Bd. XLIX.
11. Pawłowski, S.: 1922. Charakterystyka morfologiczna polskiego wybrzeża. Prace Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Mat. Przyr., Poznań.
12. Pazdro, Z.: 1948. Półwysep Hel i jego geneza. Technika Morza i Wybrzeża. Nr. 1/2, Gdańsk.

13. Pazdro, Z.: 1961. Hel bay-bar and the cliff of the Swarzewo isolated moraine plateau. VI Congr. INQUA. Guide Book. Part. 1, Poland.
14. Puffendorf, S.: 1955. Tabula Geographica. Nürnberg.
15. Rosa, B.: 1958. O postglacialnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu. Czas. Geograf. t. XXIX z. 3, Warszawa—Wrocław.
16. Samsonowicz J.: 1938. Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum nach neuen Tiefbohrungen in Jurata und Karwia. GFF, Bd. 60.
17. Sauramo, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Geographica-Geologica. Ser. 1, Helsinki.
18. Staśko, J.: 1929. Morfogenez Półwyspu Helskiego. Pam. II Zjazdu Słowian. Geografów i Etnografów w Polsce T., 1, Kraków.
19. Tubielewicz, W.: 1957. Zmiany brzegowe u nasady Półwyspu Helskiego. Materiały historyczne. Rozprawy Hydrotechniczne z. 2, Gdańsk.
20. Słomianko, P.: 1960. Badania brzegowe na Półwyspie Helskim. Arch. Hydrotechniki t. VI, Z. 4, Gdańsk.
21. Wunsche, H.: 1865. Studien auf der Halbinsel Hela. Danzig.
22. Valentin, H.: 1952. Die Küsten der Erde. Erg. Heft Nr. 24, Peterm. Geogr. Mtlng., Gotha.

[Manuscript received November 25th, 1962]

#### THE GENESIS OF THE HEL PENINSULA ON THE BACKGROUND OF THE DEVELOPMENT OF THE GDAŃSK BAY

JOZEF BĄCZYK

#### SUMMARY

The hitherto scientific researches concerning the Hel Peninsula have permitted to a great extent some speculative interpretations due to a lack of precise informations regarding the geological structure of the Gdańsk Bay shores and the hydro-dynamic actions of the Baltic Sea itself.

Investigations have been undertaken and new research method have been applied such as: Dating by — C<sup>14</sup>, analysis of mineral sediments, palinologic and paleobotanic analysis, investigations of the sedimentologic structure, in order to explain the genesis in a rational way.

On the Peninsula we can distinguish two genetically different kinds of dune walls; the meridian ones which are connected with the growing phases of the Peninsula and the abrasion of the Kępa Swarzewska, and the parallel ones which lie near the sea-shore zone. The meridian walls are built of yellow dune sands, the parallel ones are built by white beach sands. The basic structure of the Peninsula reaches a depth of 70 m at Jastarnia and Hel. In the west it lies at the depth of 10—15 m. The basis was built in the period of the Ancyclus Sea but most of the sediments were deposited at the period of the Litorina Sea. The sediments consist mostly of sands differently grained.

The Litorina series end at 16 m at Hel; above them, divided by a thin layer of peat of the „MARTÖR“ type, are yellow dune sands. The pleistocene series are building two horizons of the youngest boulder clay filling, together with the fluvio-glacial sediments the delevelling in the surface

of chalk. The Pleistocene is regularly shaped, and together with the Cenomanian forming the chalk surface, does not show any tectonic disturbances or slopes towards the „Głębia Gdańska“.

The chalk is found on -90 m at Władysławowo, up to -102 m at Jurata and -105 m at Hel.

The formation of the Hel Peninsula is strictly connected with the Atlantic transgression. Its highest level reached 3000 years ago about -6 m above the present sea level. Proof are Litorina forms found on the shores of the Gdańsk Bay (Zatoka Gdańska). The time of duration of the transgression is defined by analysis C<sup>14</sup>.

Table 1

Place of discovery	Kind of sediment	Altitude s. s. l.	Climatic Period	Age determined
Bloto Mostowe	Alder tree	3 m	Sub-Boreal	3000
Elbląg	Peat	6 m	Sub-Boreal	2575
Elbląg	Oak tree	6 m	Sub-Boreal	2920
Ancient valley of Plutnica	Peat	-1,95 m	Turning point of Boreal and Atlanticum	8000

Investigations regarding the process of compaction existing in the sediments of the Hel Peninsula have shown that the sediment of the sand-bank is involved in this process from the beginning of the Litorina, and its maximum effort took place at the culmination point of the Atlantic transgression.

The Hel Peninsula and the shores of the Gdańsk Bay have been shaped by the activities of oceanographic factors, mainly however through the changing of the water level and by sea currents. Abrasion and sedimentation caused by these processes slowed down considerably at the time of the Sub-Boreal regression.

The whole of the investigations can be summed up as follows:

I. The deeper substratum in the region of the Gdańsk Bay shows traces of a lively exaration of the inland-ice.

II. The morphology of the bottom of Gdańsk Bay is the result of waters flowing at the Pliocene, the exaration of inland-ice, and hydro-dynamic activities of waters of the older Baltic Sea phases as well as the present Baltic Sea.

III. Surface sediments on the bottom of the Bay are regularly displaced depending on the dynamics of the waters and the depth of the aqueou-ses. The surface of the Peninsula consists of beach sands and of them it is formed.

IV. The geological structure of the deeper substratum does not shew any activity of the vertical movements from the end of the Pleistocene to the present times.

V. The underwater cliff in the Bay — depth of 40 m to 70 m — was formed during the Prae-Boreal Yoldia.

VI. The Atlantic transgression started on the shores of the Gdańsk Bay about 8000 years ago at the level of about -17 m and finished at a level of about +6 m 3000 years ago.

VII. The compaction of the Litorina sediments made the Litorina peat immerse 16 m below the present sea level.

VIII. The reshaping of the present sea shore-line is mainly the result of atmosphere dynamics and water movements influenced by them. The general balance of the movement shows however a preponderance of abrasion over sedimentation.

IX. The formation of the Hel Peninsula is strictly linked with the phase of the Litorina Sea, and into that time falls the essential shaping of the sea shore-lines of the Gdańsk Bay, which with little changes exist to the present time.

## ГЕНЕЗИС ХЕЛЬСКОЙ КОСЫ НА ФОНЕ РАЗВИТИЯ ГДАНСКОЙ БУХТЫ

Ю. БОНЧИК

РЕЗЮМЕ

На основе результатов новейших исследований с применением радиоуглеродного метода, минералогического и седиментологического анализа, а также палинологического и палеоботанического методов, автор приходит к следующим основным выводам:

I. В дочетвертичном субстрате района Гданской бухты имеются следы проявления мощного ледникового выпахивания.

II. Морфология дна Гданской бухты является результатом деятельности плиоценовых рек, ледниковой эгзарации и гидродинамического воздействия вод, как более ранних фаз, так и современного Балтийского моря.

III. Современные донные осадки Гданской бухты распределяются в зависимости от условий гидродинамики и глубины акватории. Хельская коса сложена прибрежными песками.

IV. В геологическом строении дочетвертичного субстрата не имеется следов проявления вертикальных движений земной коры с конца плейстоцена до сегодняшнего дня.

V. Подводный клифф, находящийся на глубине от 40 до 70 м на дне бухты образовался в течение добореального Иольдиевого моря.

VI. Атлантическая (литориновая) трансгрессия начала проявляться на берегах Гданской бухты 8000 лет тому назад на уровне около -17 м и завершилась 3000 лет тому назад на уровне, приблизительно, +6 м.

VII. Уплотнение литориновых отложений привело к «погружению» слоя торфа литоринового возраста на глубину 16 м ниже современного уровня моря.

VIII. Современная конфигурация береговой линии является, в основном, результатом гидродинамических процессов. В общем балансе изменений береговой линии абразия преобладает над осадконакоплением.

IX. Образование Хельской косы тесно связано с фазой Литоринового моря и именно на это время падает существенное преобразование береговой линии Гданской бухты, которая, за незначительными изменениями, существует по сегодняшний день.



## ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Т. И. ГОРШКОВА, Москва

Балтийское море является одним из водоемов, расположенных в гумидной климатической зоне северного полушария. Как известно, характерными для этой зоны являются процессы подзолистого почвообразования суши и своеобразное формирование минералогического (Ероцев-Шак, 1962) и химического состава донных отложений (Страхов, 1962).

В настоящее время физико-химические условия водной среды Балтийского моря являются довольно хорошо изученными, поэтому представляется возможность проследить некоторые закономерности и в условиях осадкообразования этого водоема.

Балтийское море глубоко вдается в Европейский материк и только в юго-западной части соединяется с Атлантическим океаном и Северным морем через узкие и мелководные Датские проливы.

Общая площадь Балтийского моря в 397 000 км<sup>2</sup> может быть разбита на следующие отдельные бассейны: Датские проливы; Центральная часть или собственно Балтийское море; три больших залива: Ботнический, Финский и Рижский и два малых: Куршский и Вислянский. Общая площадь заливов составляет почти половину всей акватории моря. Все заливы, за исключением Финского, отделяются от Балтийского моря грядой островов или сплошными косами, поэтому являются полузамкнутыми водоемами.

По солевому составу вод Балтийское море является одним из самых распресненных. В него впадает свыше 250 рек, крупнейшими из которых являются Нева, Даугава, Неман, Висла и Одер. В связи с этим в вершине Финского залива в устье р. Невы вода почти пресная; по направлению на юго-запад соленость постепенно увеличивается, достигая в Датских проливах около 18% (на поверхности). По данным М. В. Федосова и Г. Н. Зайцева (1960), речной сток в Балтийское море может быть принят равным 440 км<sup>3</sup> в год, что составляет около 2% объ-

ема моря. Около  $\frac{3}{4}$  речного стока приходится на северную часть моря с прилегающими к ней заливами и около  $\frac{1}{4}$  на центральную и южную часть. Обогащение речным стоком различных частей моря, согласно тем

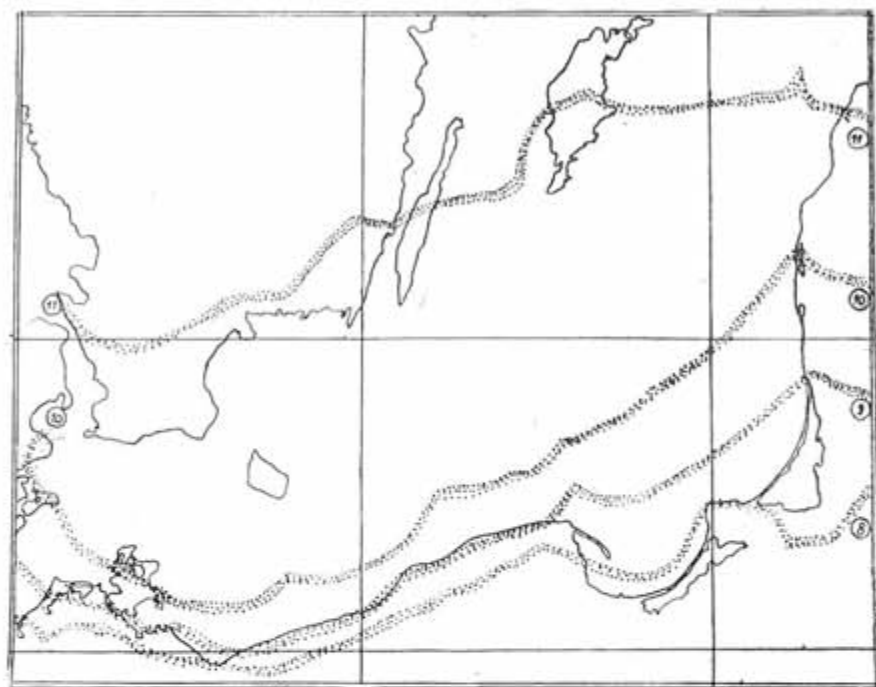


Рис. 1. Линии отступления ледника последнего оледенения в южной части Балтийского моря (по Хенкингу)

же авторам, происходит следующим образом (в % к объему этих частей):

Центральная и южная Балтика .....	0,8
Ботнический залив .....	2,7
Финский залив .....	10,7
Рижский залив .....	7,2
Залив Пярну .....	4,5
Вислянский залив .....	7,4
Куршский залив .....	25,0

Ввиду такого неравномерного распределения речного стока влияние его на гидрохимический режим в отдельных частях моря различно.

Помимо речного стока на характер донных отложений и на жизнь всего водоема решающее значение в Балтийском море имеет рельеф дна, обусловленный различными геологическими процессами. Рельеф дна Балтийского моря очень сложный (Горшкова, 1960). Наряду с мелководными участками с глубинами меньше 20 и 50 м, в Балтийском море имеются впадины с глубинами около 100 м (Борнхольмская); больше 200 м (Готландская) и больше 400 м (Ландсборская).

Так как Балтийское море образовалось в конце четвертичного периода на месте бывшего ледника, покрывавшего весь Скандинавский полуостров и ложе современного Балтийского моря (Сагата, 1934), то его донные отложения можно разбить на две группы: I) моренные и ленточные глины, отложившиеся в позднеледниковый период, и II) современные осадки, образующиеся, главным образом, за счет взвесей.

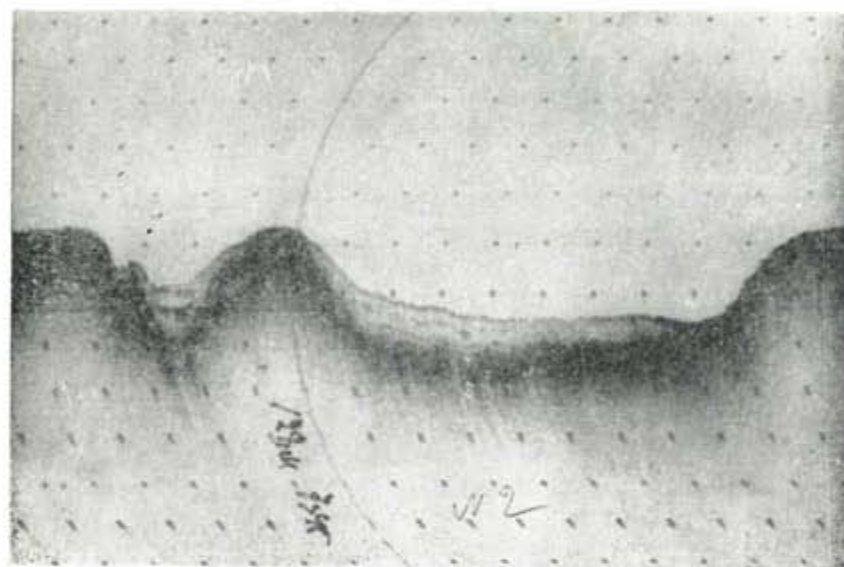


Рис. 2. Эхограмма записи грунта Балтийского моря

приносимых с окружающих берегов, и переотложения древних осадков. Согласно Хенкингу (Henking, 1929), на дне Балтийского моря должны быть целые гряды моренного материала, отвечающие различным периодам отступления ледника, что хорошо видно на приведенной им карте (рис. 1).

Характер осадков и рельеф дна хорошо отражаются на эхограммах (рис. 2), где на пониженных участках видны светлые слои, отвечающие рыхлым отложениям, а на возвышенных участках темные слои, отвечающие плотным грунтам.

Материалом для данного исследования послужили осадки, собранные нами во время экспедиций ВНИРО и его филиалов за 1947—1962 гг. В собственно Балтийском море пробы были собраны больше чем на 300 станциях, часть которых указана на рис. 3. На этом же рисунке указаны и изобаты в 20, 50, 100 и 200 м.

Для большей части осадков был сделан механический анализ по методу Осборна (Кленова, 1933). На основании собранного материала и литературных данных (Gripenberg, 1934) была составлена карта верхнего слоя осадков Балтийского моря. На карте различной штриховкой обозначено распределение осадков различного типа. Наличие камней и ракушечника указано различными условными знаками (рис. 4).

Приведенная карта грунтов ясно показывает, что все глубоководные впадины покрыты глинистым илом (фр. <0,01 мм > 50%) и илом (фр. <0,01 мм 50—30%), а мелководные участки — грубозернистыми осадками — песчаным илом (фр. <0,01 мм 30—10%), илистым песком (фр. <0,01 мм 10—5%) и песком с включением крупных и мелких кам-

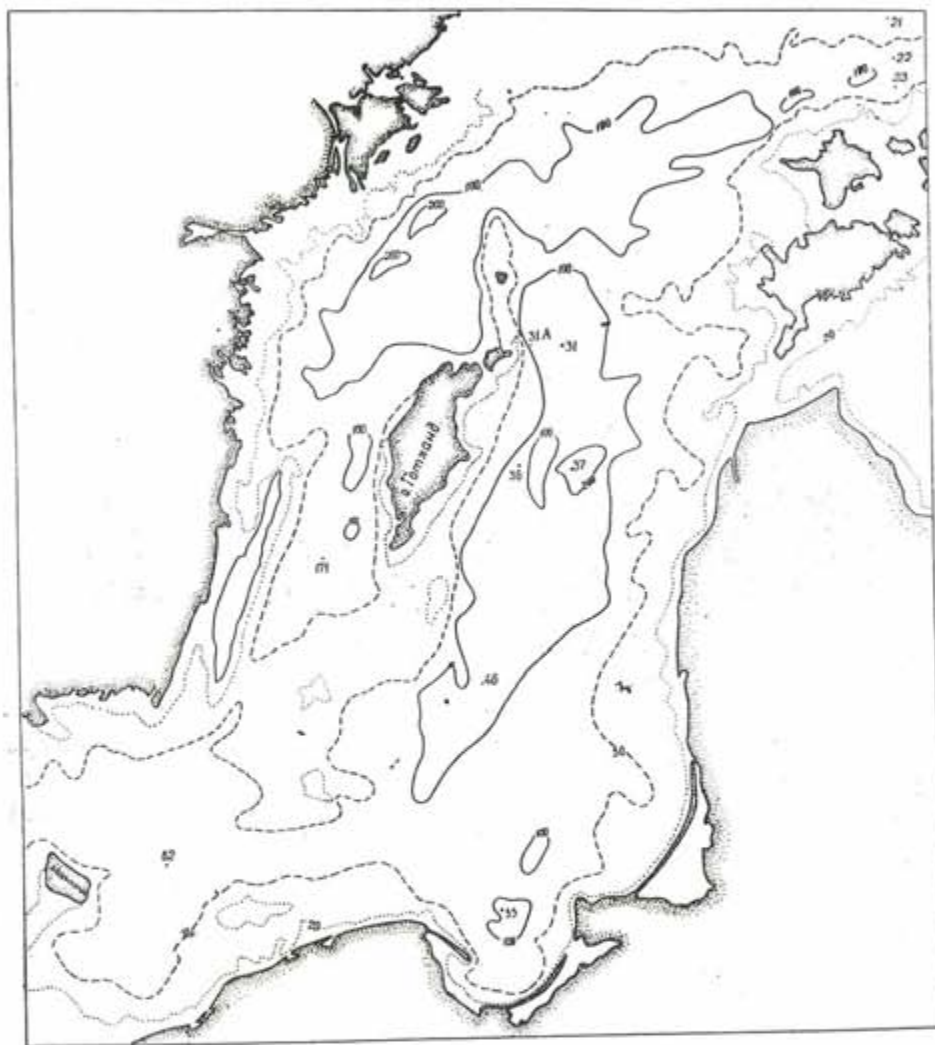


Рис. 3. Схема станций и глубин Балтийского моря

ней. Выходы глины и большое скопление камней особенно часто обнаруживаются в тех местах, где, согласно Хенкингу, находятся конечные морены. Часть выходов глины обнаруживается непосредственно на дне моря, а часть залегает под тонким слоем другого грунта. В отдельных участках Балтийского моря, где проходит сильное придонное течение, ледниковые отложения обнаруживаются и на больших глубинах. Многочисленные участки выходов глины, отмеченные вдоль восточного бере-

га Балтийского моря, приурочены к более или менее значительным склонам у изобаты 70 м и к более сильным течениям.

Ракушечник в Балтийском море встречается в очень незначительном количестве. Больше всего его у о. Борнхольм, на банке Южная Средняя и на мелководье вдоль восточного берега. В районе Клайпеды и в юго-восточной части Гданьской бухты встречается много кусков торфа яйцевидной или лепешковидной формы, которые отрываются от залежей торфа, выступающих у берегов Клайпеды и в Гданьской бухте.

Исследование колонок по вертикали показало, что механический состав осадков в различных районах Балтийского моря изменяется по-разному. В северной части моря отмечается укрупнение осадков в направлении к верхнему слою, в южных, наоборот, по мере углубления осадки становятся более грубозернистыми. Такое изменение осадков свидетельствует о том, что на севере Балтийского моря до настоящего времени происходит поднятие морского дна (H e l a, 1953), на юге же — опускание (L u n d b e c k, 1929).

В связи с различным возрастом, механическим составом, различной физико-химической обстановкой и другими факторами осадки Балтийского моря отличаются как по физическим свойствам, так и по химическому составу. При своих исследованиях мы остановились на определениях натуральной влажности осадков, карбонатной  $CO_2$ , содержании в них органического углерода, общего азота, марганца и железа. Определение натуральной влажности было сделано больше чем для 100 проб Балтийского моря и 62 проб Рижского залива. Средние данные для верхнего слоя приведены в табл. 1, а изменение по вертикали — в табл. 2.

Таблица 1

Средние величины натуральной влажности и среднее содержание фракции меньше 0,01 мм в осадках Балтийского моря и Рижского залива в %

Осадки	Балтийское море				Рижский залив				
	натуральная влажность	фракция <0,01 мм	отношение влажности к фр. <0,01 мм	число проб	натуральная влажность	фракция <0,01 мм	отношение влажности к фр. <0,01 мм	число проб	
Современные	Глинистый ил	78,1	60,0	1,3	20	82,4	61,5	1,3	4
	Ил	72,4	36,7	2,0	21	71,5	31,9	2,1	12
	Песчаный ил	57,3	20,9	2,7	20	53,8	18,6	3,0	18
	Илистый песок	44,1	8,8	5	4	45,5	6,3	7,0	4
Ледниковые	Ленточная глина	42,1	66,5	0,6	20	45,6	69,8	0,6	24
	Моренная глина	22,5	38,8	0,5	15				

Таблица 2

Изменение натуральной влажности осадков и фракции &lt;0,01 мм по вертикали

№ колонки	Слой мм	% натуральной влажности	% фракции <0,01 мм	Отношение влажности к фракции <0,01 мм	Возраст осадка
<b>Балтийское море</b>					
I	0—2	43,7	23,6	1,8	Современный
	30	76,7	44,8	1,7	"
	50	78,2	50,0	1,5	"
	88	70,2	47,4	1,5	"
II	0—2	68,5	23,1	2,9	Современный
	15—20	44,5	8,8	5,0	"
	56—60	27,7	44,3	0,6	Моренная глина
III	0—2	81,8	46,3	1,7	Современный
	10—12	79,9	39,7	2,0	"
	35	71,4	40,0	1,8	"
	50	50,2	52,3	0,9	Ленточная глина
	100	39,5	87,1	0,4	"
<b>Рижский залив</b>					
I	0—2	76,5	38,4	2	Современный
	25	72,5	32,1	2,2	"
	50	71,4	33,4	2,1	"
	100	60,5	33,5	1,8	"
II	0—2	46,2	7,3	6	Современный
	2—4	47,2	69,7	0,6	Ленточная глина
	65	43,5	66,4	0,6	"
	96	40,5	—	—	"
III	0—2	80,5	63,0	1,3	Современный
	10—12	75,6	30,3	2,5	"
	100—112	54,0	50,3	1,1	Ленточная глина

Из приведенных таблиц ясно видно, что современные осадки Балтийского моря и Рижского залива при одинаковом механическом составе отличаются большей натуральной влажностью, чем ледниковые осадки — ленточные и моренные глины. Таким образом, натуральная влажность осадков может служить хорошим индикатором на определение возраста осадков. В осадках одного возраста натуральная влажность находится в прямой зависимости от механического состава. Чем больше фракции <0,01 мм, тем больше процент натуральной влажности.

Количество карбонатов в осадках Балтийского моря и его заливов очень незначительно. Обогащение происходит только в некоторых участках береговой зоны, где встречаются значительные количества ракушечника.

В Балтийском море определение карбонатов было сделано для 250 образцов. Осадки глубоководных участков содержат карбонатной  $\text{CO}_2$  меньше 1% (от 0,04 до 0,95%). На отдельных мелководных участках количество  $\text{CO}_2$  увеличивается до 3,8%, обусловленное наличием ракушечника. Ледниковые розовые глины содержат карбонатной  $\text{CO}_2$  от 2,02 до 10,35%. На основании содержания карбонатов в осадках ясно видно, что

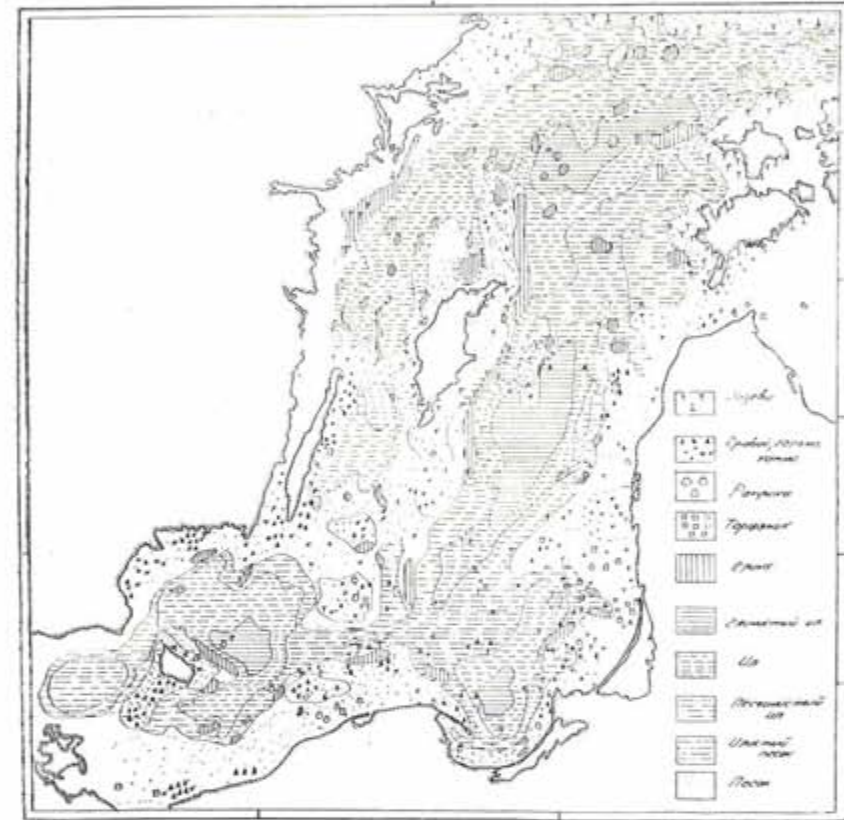


Рис. 4. Схема верхнего слоя осадков Балтийского моря

в настоящее время воды Балтийского моря являются недонасыщенными карбонатами, о чем свидетельствует низкая щелочность вод Балтийского моря (около 1,5 мгэкв/л). Отсутствие ракушечника на глубоководных участках вполне согласуется как с общей биомассой бентоса, так и с качественным его составом. Как правило, биомасса бентоса в глубоководных впадинах меньше 1 г/м<sup>2</sup>, в то время как в береговых районах она иногда превышает 100 г/м<sup>2</sup>. Животные с известковыми раковинами, как моллюски, в глубоководных районах нацело отсутствуют, а в береговых зонах составляют значительную часть от общего количества фауны.

В Рижском заливе было сделано 66 определений карбонатов (Горшкова, 1961). Так же как и в Балтийском море, содержание карбонатов очень незначительно, особенно в глубоководной впадине (с глубинами около 50 м), где содержание  $\text{CO}_2$  карбонатов меньше 0,3%. Наибольшие количества ( $\text{CO}_2 > 3\%$ ) наблюдались у мыса Колка и в бухте Пярну, обусловленные наличием ракушечника. В южной части за-

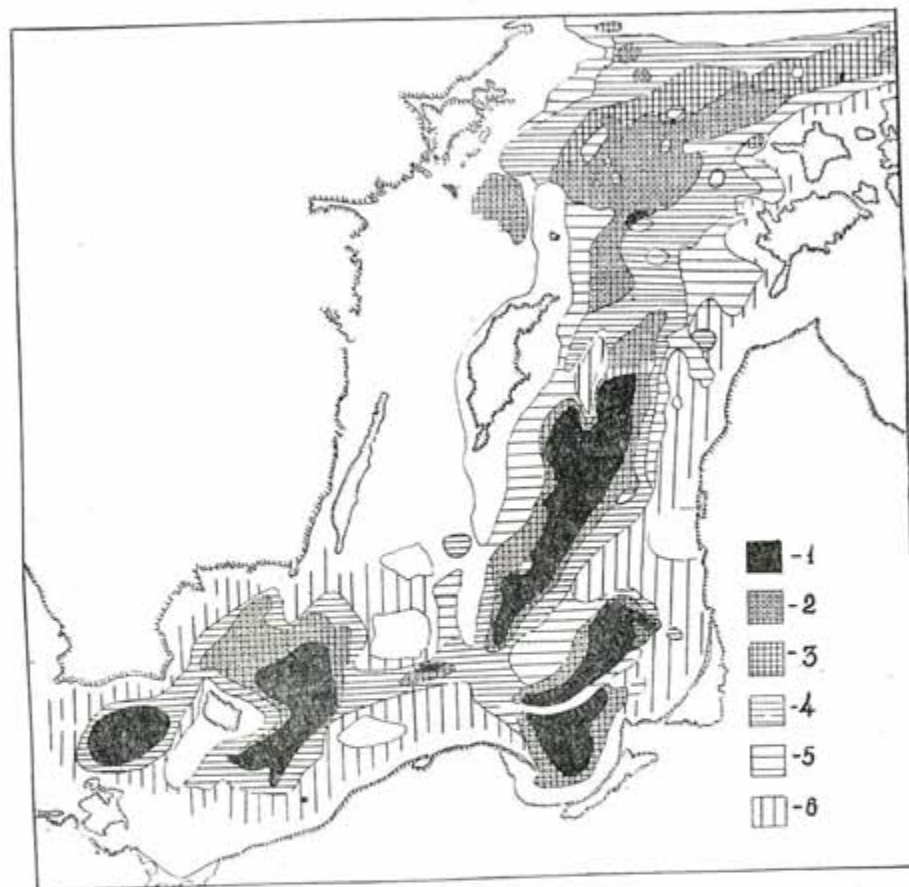


Рис. 5. Схема распределения органического углерода в верхнем слое осадков Балтийского моря  
Условные обозначения: 1—4,5—3,0%; 2—3,0—2,0%; 3—2,0—1,0%; 4—1,0—0,5%; 5—0,5—0,2%; 6—<0,2%

лива увеличение карбонатов обусловлено, по всей вероятности, наличием обломков карбонатных пород.

Для выяснения количества и качества органического вещества в осадках Балтийского моря определялись органический углерод, общий азот, хлорофилл и каротиноиды. Определение  $\text{C}_{\text{орг}}$  сделано для 250 образцов верхнего слоя и более 100 образцов подстилающих слоев. Полученные данные приведены на рис. 5, а средние значения для различных типов осадков в разных районах в табл. 3.

Таблица 3

Среднее содержание органического углерода в различных типах осадков Балтийского моря в % от абсолютно сухого осадка

Тип осадка	Пределы колебаний	Среднее	Число проб
<b>Южная и средняя часть Балтийского моря</b>			
Глинистый ил	3,39—5,72	4,13	25
Ил	2,29—4,67	3,57	39
Песчанистый ил	0,90—3,11	1,27	10
Илистый песок	0,36—1,17	0,70	8
<b>Северная часть Балтийского моря</b>			
Глинистый ил	2,09—3,22	2,41	10
Ил	1,41—2,51	2,09	8
Песчанистый ил	0,68—1,19	0,90	5
Илистый песок	0,3—0,73	0,47	4
<b>Средние данные для всего моря</b>			
Ленточная глина	0,42—0,96	0,60	20
Моренная глина	0,11—0,33	0,23	18

При рассмотрении карты и таблицы видно, что как в южной, так и в северной части моря накопление органического вещества идет в прямой зависимости от содержания мелкой фракции (фр. < 0,01 мм), но в

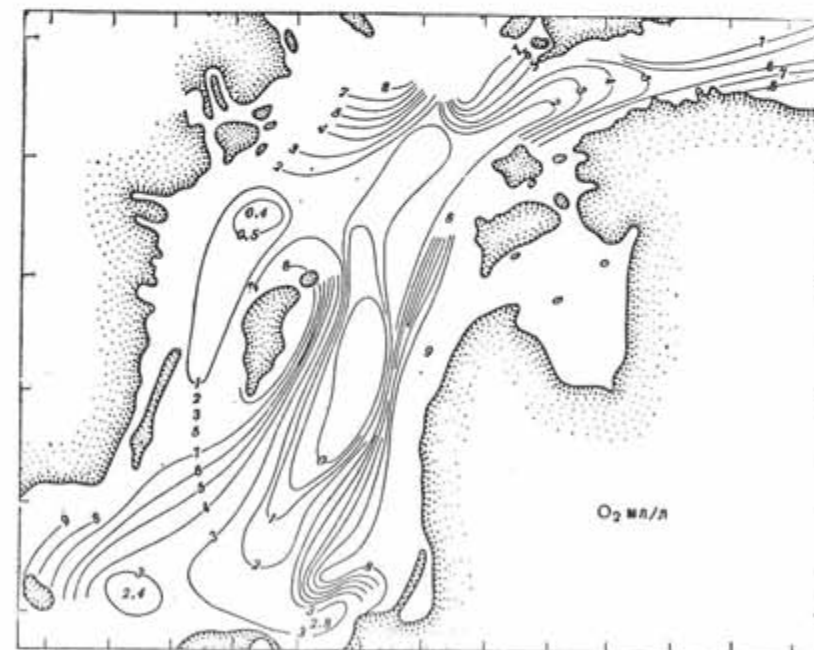


Рис. 6. Содержание кислорода в придонном слое Балтийского моря в мг/л (по Соскину И. М. и Черновской Е. Н.)

северной части содержание органического вещества во всех типах осадков меньше, чем в южной и средней частях Балтийского моря. Ленточные и моренные глины содержат очень мало органического вещества, поэтому, нам кажется, что в обеднении органическим веществом осадков северной части моря играет некоторую роль и геологический фактор. Как известно, в северной части моря до настоящего времени происходит поднятие берегов и самого дна моря (Нейла, 1953), поэтому здесь происходит размыв ледниковых отложений, бедных органическим веществом, которые постепенно переносятся в более глубокие северные впадины и тем самым как бы разбавляют современные осадки и снижают процент содержащегося в них органического вещества, образующегося за счет отмерших планктона и бентоса. Для южной части моря накопление органического вещества, помимо детрита, происходит, по всей вероятности, и за счет переотложения торфяников, выступающих на дне моря. Количество органического вещества в глубоководных частях моря превышает наибольшие количества органического вещества в таких продуктивных водоемах, как Азовское, Каспийское и Баренцево моря (Горшкова, 1960). Главной причиной здесь, по всей вероятности, является рельеф дна, в прямой зависимости с которым находятся как механический состав, так и содержание органического вещества осадков.

В табл. 4 показан вычисленный нами средний процент  $S_{орг}$  в осадках всего моря и размер площадей занимаемых осадками с различным содержанием органического вещества.

Таблица 4

Средний процент  $S_{орг}$  в осадках Балтийского моря

№ группы	Пределы колебаний	Площадь в % от всего моря	Средний %
1	4,5—3,0	8,53	0,98
2	3,0—2,0	14,60	
3	2,0—1,0	7,83	
4	1,0—0,5	15,02	
5	0,5—0,2	10,37	
6	0,2—0,1	38,93	
7	0,1	5,75	

Из данной таблицы видно, что средний процент  $S_{орг}$  осадков Балтийского моря значительно меньше, чем максимальные его величины, в силу того, что обогащенные органическим веществом глубоководные осадки Балтийского моря составляют всего лишь около 20%, в то время как мелководные, грубозернистые осадки, содержащие  $S_{орг}$  меньше 0,5%, составляют больше 50%. Влияние поднятия северной части моря на распределение органического вещества в донных отложениях очень сильно сказывается на разрезе от северных к южным берегам Финского залива: на ст. 21, с глубиной 58 м  $S_{орг}$  составляет 0,58%, на ст. 22, с глубиной 91 м — 4,35% и на ст. 23, с глубиной 97 м — 3,44%.

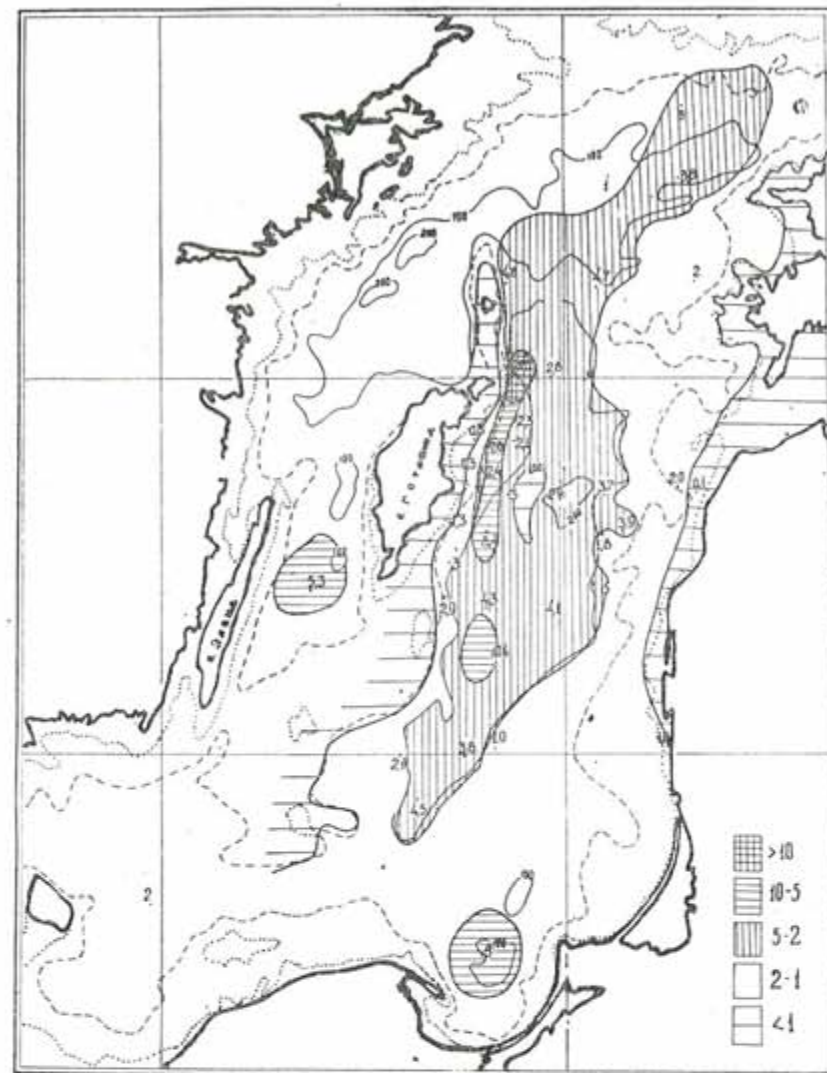


Рис. 7. Содержание хлорофилла в верхнем слое осадков Балтийского моря в мг/100 г.

Исследование различных слоев осадков Балтийского моря показало, что современные осадки в разные периоды времени неравномерно обогащались органическим веществом, что хорошо видно из данных, приведенных в табл. 5.

Таблица 5

Содержание  $S_{орг}$  в различных слоях осадков Балтийского моря в %

№ ст.	Глубина м	Слой, см	$S_{орг}$	Натуральная влажность	Название осадка
55	110	0—8	4,07	80,44	Глинистый ил
"		35—50	3,79	81,02	"
"		65—80	6,34	77,31	"
"		110—113	4,37	70,27	"

Из таблицы видно, что в колонке ст. 55 наибольшее количество органического углерода содержится в слое 65—80 см, причем величина его значительно превосходит содержание  $C_{орг}$  морских отложений, а ближе подходит к отложениям мелководного Куршского залива (Горшкова,

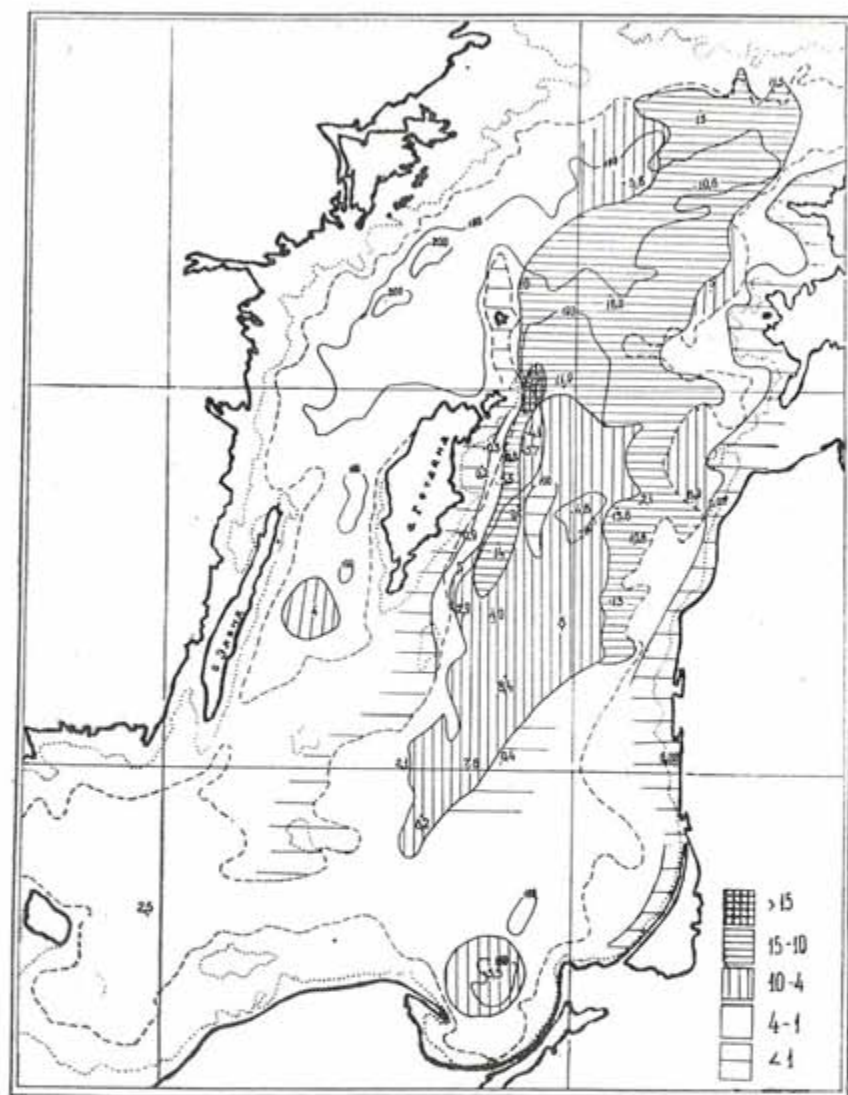


Рис. 8. Содержание каротиноидов в верхнем слое осадков Балтийского моря в мг/100 г.

1958; Гуделис, 1958). Значительное накопление органического вещества в осадках глубоководных впадин усиливает неблагоприятный газовый режим придонного слоя во всех впадинах Балтийского моря. На карте распределения кислорода в придонном слое Балтийского моря (Соскин и Черновская, 1961), ясно видно, что в марте 1959 г. содержание кислорода в Готландской впадине снижалось до 0 (рис. 6).

Особенно низкое содержание кислорода в придонном слое бывает в периоды больших паводков, когда вертикальная циркуляция вод снижается и уменьшается подток североморских вод. В периоды низких паводков подток североморских вод и вертикальная циркуляция усиливаются.

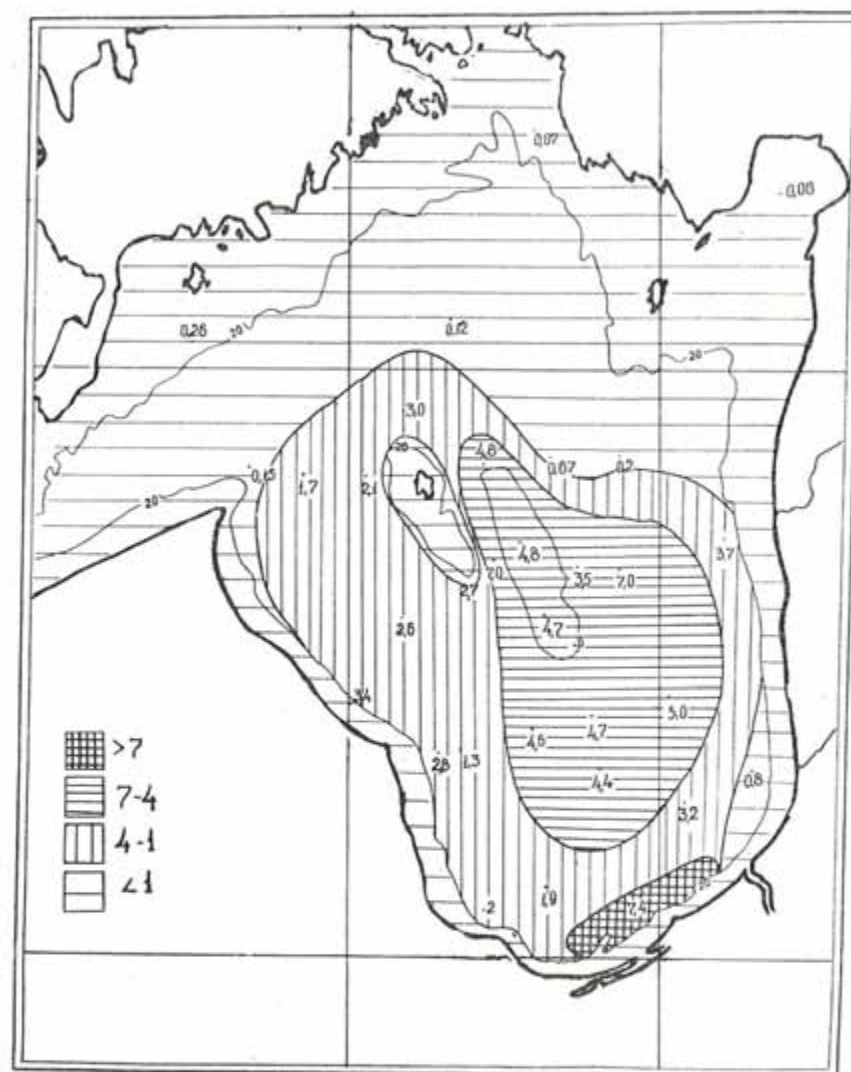


Рис. 9. Содержание хлорофилла в осадках Рижского залива в мг/100 г.

Тогда несколько улучшается газовый режим придонного слоя и увеличивается жизнь донного населения.

Накопление  $C_{орг}$  в заливах Балтийского моря подчиняется в первую очередь механическому составу и возрасту осадков, а также количеству речного стока (Горшкова, 1961). По соотношению C/N в осадках Балтийского моря и его заливов видно, что органическое вещество прибрежных участков и мелководных водоемов обогащается в значитель-

ной степени за счет растительного детрита, отчего C/N доходит до 91. В центральных частях моря большую роль в обогащении органическим веществом играют и остатки животных. Содержание растительных остатков в виде хлорофилла и каротиноидов было определено в осадках Балтийского моря (62 пробы) и Рижского залива (35 проб). Полученные результаты показаны на рисунках 7, 8, 9 и 10, из которых видно, что в изученных осадках Балтийского моря растительных пигментов больше, чем в осадках других морей (Ястребова, 1938). Накопление их идет, как правило, в осадках залегающих на склонах при переходе к наибольшим глубинам, так как сюда сносятся все растительные остатки с прилегающих берегов. Накопление растительных пигментов в различных слоях осадков находится в прямой зависимости от общего содержания органического вещества, на что указывают данные, приведенные в таблице 6.

Таблица 6

Содержание хлорофилла и каротиноидов в осадках Балтийского моря в мг/100 г осадка

№ ст.	Глубина м	Слой, см.	Хлорофилл	Каротиноиды	Сорг.
31	184	0—2	2,8	11,9	2,83
		15—30	1,4	5,0	—
		50—60	2,9	6,1	2,56
		100—110	8,5	41,0	4,46
		110—180	2,4	3,9	2,55
37	225	130—138	4,2	17,5	2,79
		0—20	2,9	4,8	3,71
		20—30	18,0	43,0	5,45
		50—60	2,8	12,0	4,30
		120—140	7,9	9,3	4,21

Вопрос о накоплении марганца и железа в осадках Балтийского моря и его заливов заслуживает особого внимания, так как водоем этот расположен в гумидной зоне. Более детальное исследование проведено нами для Рижского залива (Горшкова, 1961) и Балтийского моря.

Осадки Рижского залива, так же как осадки Ботнического и восточной части Финского залива, отличаются большим содержанием в них железо-марганцевых конкреций различной формы (рис. 11 и 12), в которых марганец составляет до 23%, а железо до 16%. Среднее содержание марганца в осадках Рижского залива показано в табл. 7.

Как видно из таблицы, накопление Mn находится в прямой зависимости от механического состава только в верхнем коричневом слое. Нижние слои осадков, как правило, содержат Mn мало, в силу того, что соединения марганца попадая в восстановительную зону осадков, переходят в закисную форму, растворимую в воде. Так как наиболее восстановительные условия осадков связаны в первую очередь с большим количеством органического вещества, которого больше всего

Таблица 7

Среднее содержание Mn в различных типах осадков Рижского залива в %

Тип осадка	Пределы колебаний	Средний % Mn	Число проб
Песок	0,006—0,07	0,028	11
Илистый песок	0,02—0,06	0,032	12
Илистый песок с конкрециями	0,14—0,74	0,26	5
Песчаный ил	0,04	0,04	1
Песчаный ил с конкрециями	0,13—1,05	0,40	5
Коричневый ил	0,07—0,19	0,13	10
Черный ил	0,03—0,04	0,035	2
Коричневый глинистый ил	0,12—0,32	0,21	5
Черный глинистый ил	0,09—0,11	0,10	3
Глина	0,01—0,10	0,05	9

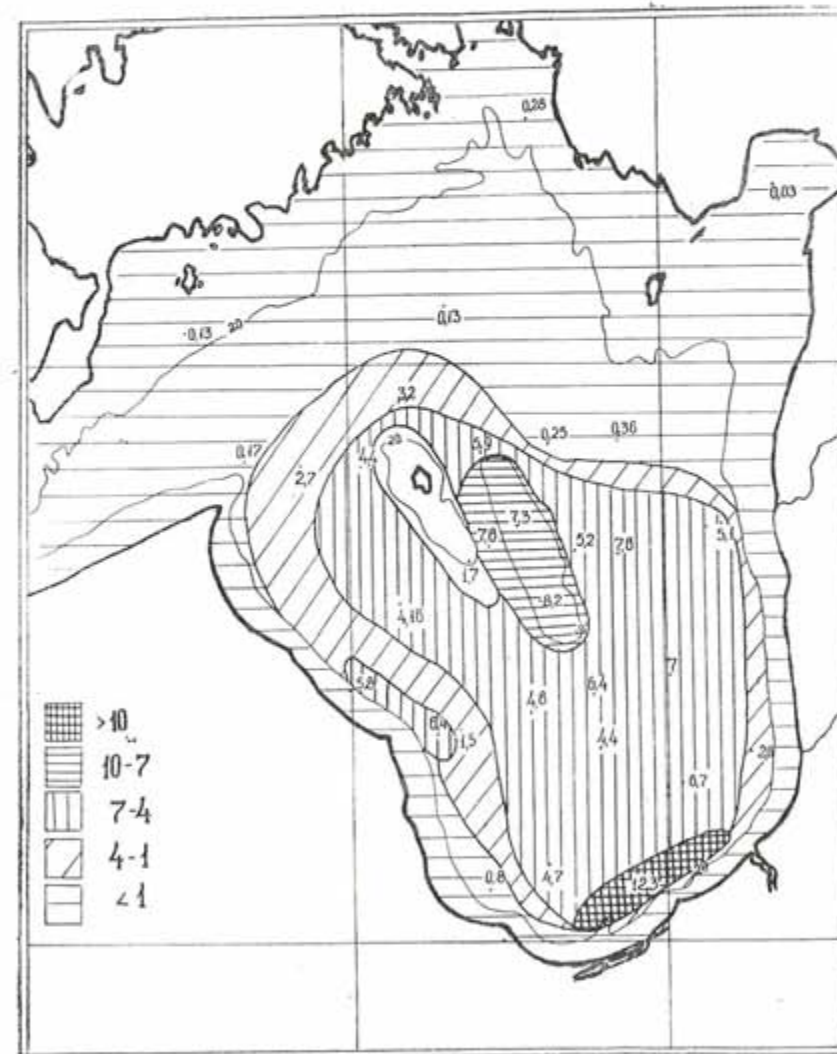


Рис. 10. Содержание каротиноидов в осадках Рижского залива в мг 100 г.



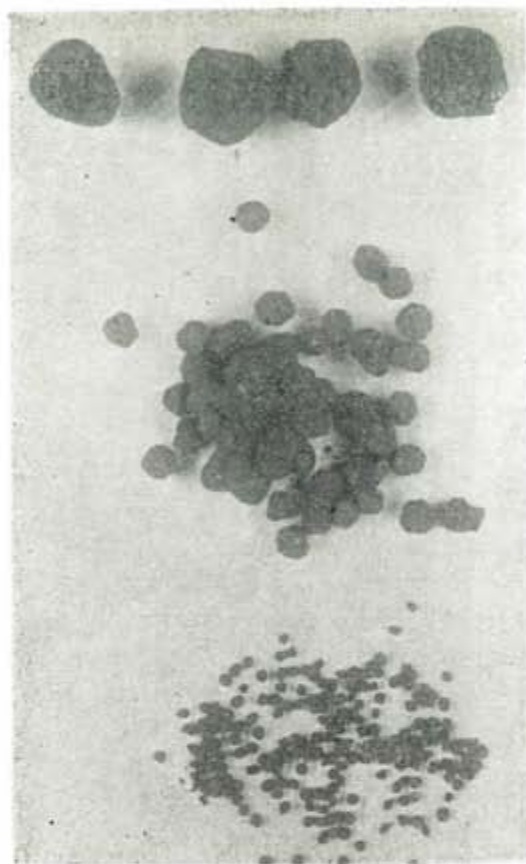


Рис. 11. Железо-марганцевые конкреции-шарики Рижского залива

представляли осадки отдельных станций Готландской впадины, приведенные в табл. 8.

находится в мягких глинистых илах, то верхний коричневый слой этих осадков имеет незначительную толщину, которая периодически меняется. В годы большого поводка, когда вертикальная циркуляция уменьшается и количество кислорода в придонном слое становится около 2,5 мл/л, верхний коричневый слой снижается до 1 мм. В связи с этим железо-марганцевые конкреции, как правило, не встречаются в глинистом иле, а встречаются в более мелких местах, по преимуществу в песчаном иле, где коричневый слой доходит до 5—7 см (рис. 13).

В собственно Балтийском море марганец определен нами в осадках по всему морю. Большинство образцов имело сотые доли процента марганца (от 0,01 до 0,08%; среднее из 44 определений равнялось 0,04%). Очень резкое отличие

Таблица 8

Содержание марганца в осадках 37 и 46 станций Балтийского моря в %

№ ст.	Год	Глубина, м	Слой см	Mn	Fe общее	Тип осадков
37	1955	224	0—7	1,54	5,04	Глинистый ил
			50—55	0,22	6,02	„
			100—110	0,94	5,49	„
37	1961	223	0—2	2,39	4,97	„
46	1957	127	0—5	0,30	4,75	„
			58—60	0,17	—	„
			110—116	0,13	4,98	„

Железо-марганцевые конкреции в Балтийском море были обнаружены нами только к юго-западу от о. Борнхольм.

Сопоставляя все данные по содержанию марганца в осадках Балтийского моря и его заливов можно видеть, что накопление его происходит только при определенных условиях: в первую очередь должно быть



Рис. 12. Железо-марганцевые конкреции-пластинки Рижского залива

значительное поступление марганца с речным стоком и специфические условия в самом водоеме, способствующие выпадению марганца в осадок.

Как было указано выше, речной сток в северной части Балтики является наибольшим. Кроме того, по данным Коновалова Г. С. (1959), воды Даугавы несут в Рижский залив гораздо больше марганца, чем, например, р. Неман. При этом Ботнический, Рижский и восточная часть Финского залива являются полузамкнутыми водоемами, которые, по всей вероятности, создают наиболее благоприятные условия для разви-

тия микроорганизмов, способствующих образованию железо-марганцевых конкреций (Буткевич, 1928).

Большой интерес и трудно объяснимое явление представляет накопление марганца в осадках самой глубоководной ст. 37 в Готландской впадине, когда накопление марганца обнаружено в осадках черного

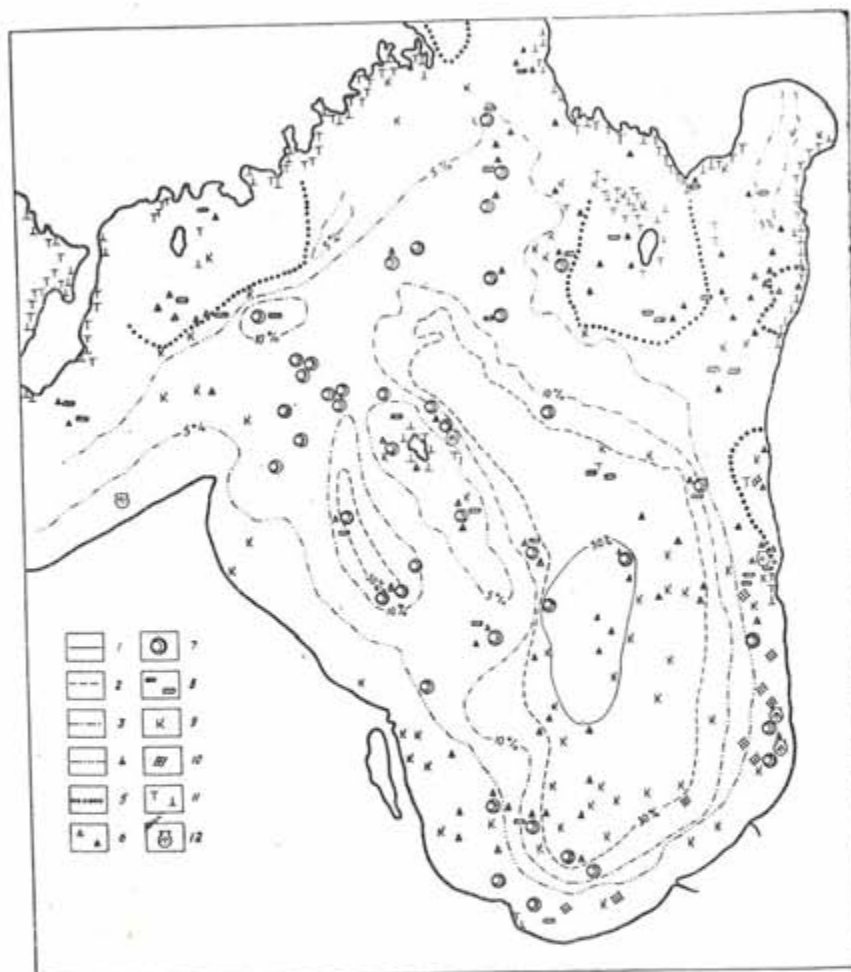


Рис. 13. Схема распределения осадков Рижского залива  
Условные обозначения: 1 — граница распределения глинистого ила; 2 — граница распределения ила; 3 — граница распределения песчаного ила; 4 — граница илстого песка; 5 — граница песков; 6 — граница гравий; 7 — железо-марганцевые конкреции; 8 — ракушечники; 9 — камни; 10 — плиты; 11 — раковины; 12 — ракушечник

цвета. Количество марганца здесь больше, чем в осадках Карского моря (Горшкова, 1957), причем видно, что накопление его идет здесь периодически, на что указывает изменение его по вертикали и по годам. Нам кажется, что накопление марганца идет здесь за счет привноса его водами Ботнического залива, очень богатого марганцем. Сюда же с юга приходят и североморские воды атлантического происхождения. При встрече этих вод, по всей вероятности, и происходит оседание гуминово-

кислых соединений марганца. Различное накопление марганца в различных слоях может соответствовать многоводным и маловодным годам речного стока.

#### ВЫВОДЫ

Балтийское море является ярким представителем морей гумидной зоны, на что указывает химический состав его донных отложений.

Осадки, как правило, содержат очень малое количество карбонатов, накопление которых идет за счет ракушечника и обломков карбонатных пород. Выпадения карбонатов хемогенным путем здесь не происходит в силу недонасыщения воды карбонатами, о чем свидетельствует малая щелочность воды.

Идет усиленное накопление марганца в донных отложениях и в виде железо-марганцевых конкреций в связи с большим поступлением марганца вместе с речным стоком и соответствующими географическими и гидродинамическими условиями окружающей среды.

#### ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Буткевич, В. С.: 1928. Образование морских железо-марганцевых конкреций и участвующие в нем микроорганизмы. Тр. Морск. научн. ин-та, т. III, вып. 3
- Горшкова, Т. И.: 1957. Осадки Карского моря. Тр. Всесоюзн. гидробиол. общ-ва, VIII.
- Горшкова, Т. И.: 1958. О характере донных отложений Курского залива. Информационный сборник ВНИРО № 3. Изд. журн. «Рыбное хозяйство».
- Горшкова, Т. И.: 1960. Осадки Балтийского моря. Тр. ВНИРО, т. XLII, Пищепромиздат.
- Горшкова, Т. И.: 1960. Условия накопления органического вещества в морских осадках. Труды Океанографической комиссии, т. X, вып. 2, изд. АН СССР.
- Горшкова, Т. И.: 1961. Осадки Рижского залива. Тр. НИИРХ СНХ Латв. ССР, III, изд. АН Латв. ССР.
- Гуделис, В. К.: 1958. Современные осадки залива Куршю Марес и их литологическая характеристика. Ин-т геологии и географии АН Литов. ССР. Научные сообщения, т. 8, Вильнюс.
- Ерошев-Шак, В. А.: 1962. О зональности распределения глинистых минералов в осадках Атлантического океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. LVI.
- Кленова, М. В. и Авиллов, И. К.: 1933. Инструкция по механическому анализу. Инструкция ГОИН'а, № 8.
- Коновалов, Г. С.: 1959. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. ДАН СССР, т. 129, № 4.
- Соскин, И. М. и Черновская, Е. Н.: 1961. Общая характеристика изменений гидрологических и гидрохимических условий Балтийского моря за последнее десятилетие. Жур. Океанология № 3.
- Страхов, Н. М.: 1962. Основы теории литогенеза. т. I и II, изд. АН СССР.
- Федосов, М. В. и Зайцев, Г. Н.: 1960. Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов. Тр. ВНИРО, т. XL II, Пищепромиздат.
- Ястребова, Л. А.: 1938. Хлорофилл в морских осадках. Труды ВНИРО, т. V.

- Gripenberg, S.: 1934. A Study of the Sediments of the North Baltic and Adjoining Seas. *Fennia* 60, N 3.  
 Hela, I.: 1953. A Study of land upheaval of the Finnish Coast. *Fennia*, 76, N 5.  
 Henking, H.: 1929. Die Ostseefischerei. Handbuch der Seefischerei Nord-Europas. Deutsche Seefischerei, Bd. V, Heft 3.  
 Lundbeck, I.: 1929. Bodenkarte der Ostsee an der Küste des Samlandes in seiner Bedeutung für die Fischerei. *Mitt. d. Deutschen Seefischerei*. XXXV, 7.  
 Sauramo, M.: 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. *Soc. Géol. de Finlande*, No 8.

[Поступило: 10.4.1963 г.]

## BOTTOM DEPOSITS OF THE BALTIC SEA

by

T. I. GORSHKOVA

### SUMMARY

The Baltic Sea is one of the basins of humus climatic zone, which is characterized by peculiar mineralogical and chemical composition of bottom deposits. The Baltic Sea bottom deposits are largely influenced by the bottom topography and geological factors.

In the Baltic Sea there are shallow regions less than 20 and 50 m deep, and also trenches with depths of 100, 200 and 400 m. All shallow localities are covered with coarse-grained deposits and the trenches with fine-grained ones.

As the Baltic Sea has emerged in the place of former Inland-ice, its deposits can be subdivided in two groups: glacial deposits, formed in late-Glacial period and recent deposits which are formed by the suspended material brought from the shores and due to re-deposit of ancient deposits. Outcrops of glacial deposits are found at more or less steep slopes and strong currents.

Besides the size-grade composition of the Baltic Sea deposits there have been determined the humidity of natural deposits, carbonates, organic matter, manganese and iron. In deposits of the same age humidity of natural deposit is directly related to the content of fraction 0,01 mm.

The humidity of natural deposits of Ice age is much less than that of recent ones. The amount of carbonates is insignificant everywhere and is caused by shells and carbonate rock debris.

Organic carbon, total nitrogen, chlorophyll and carotinoide have been determined in order to ascertain the quantity and quality of organic matter.

The accumulating of organic matter has direct relation to the amount of fraction <0,01 mm, but there is less organic matter in all types of deposits in northern parts, as compared with southern.

Glacial deposits are poor in organic matter. Hence, humidity and organic matter can be good indices for the aging of deposits.

According to the ratio C/N it can be said that the sediments of near-shore areas are abundant in plant detritus, and in central parts — in the remains of plankton and benthos, that is also testified by chlorophyll and carotinoide content in deposits of the Baltic Sea and Riga Gulf.

Much attention should be paid to determining of manganese in deposits of the Baltic Sea and its bays, as the accumulating is not uniform in various parts of this basin.

The Botnic, Riga and eastern part of the Finnish Gulfs are particularly abundant in manganese, where it concentrates both in deposits, and ferro-manganese concretions. As a rule, the Baltic Sea deposits have hundredth parts of manganese percentage, and ferro-manganese concretions have been discovered by us only to the south — west off the Bornholm Island, with the exception of deposits of the deepest part of the Gotland Trench (225 m), where Mn content is 2%.

The enrichment of Baltic deposits with organic matter and manganese differs in various layers, therefore, the lower layers are often more enriched than the upper ones.

The manganese accumulation in the deposits of the Baltic Gulfs is favoured by half-closed character of these basins and by large river discharge.

Recurrent accumulations of organic matter and manganese in the deposits are most likely to be correlated with the river discharge.

## DIE BODENABLAGERUNGEN DER OSTSEE

von

T. I. GORSHKOVA

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Ostsee gehört zu den Wasserbecken der humiden klimatischen Zone, die durch eine eigentümliche mineralogische und chemische Zusammensetzung der Bodenablagerungen gekennzeichnet ist. Die Bodenablagerungen der Ostsee sind stark von dem Relief des Meeresbodens und geologischen Faktoren beeinflusst.

In der Ostsee, nebst Seichtwassergebieten, weniger als 20 und 50 m tief, gibt es auch Einsenkungen mit Tiefen von 100, 200 und 400 m. Alle Seichtwassergebiete sind mit größeren Sedimenten bedeckt, und die Einsenkungen mit feinkörnigen Sedimenten. Da die Ostsee am Ort des ehemaligen Inlandeises entstanden ist, so können ihre Sedimente in zwei Gruppen geteilt werden: 1) glaziale Ablagerungen die von dem Spätglazial stammen und 2) rezente Ablagerungen die durch suspendiertes Material vom Land und die Wiederablagerung von alten Sedimenten entstehen.

Aufschlüsse von glazialen Ablagerungen sind an mehr oder weniger steile Neigungen und an starke Strömungen gebunden.

Ausser der mechanischen Zusammensetzung der Ostseesedimenten wurden auch Feuchtigkeit des natürlichen Grundes, Karbonatengehalt, organische Substanz, Mangan und Eisen bestimmt.

In Sedimenten gleichen Alters ist die Feuchtigkeit des natürlichen Grundes von dem Gehalt an der Fraktion  $<0,01$  unmittelbar abhängig. Die Feuchtigkeit natürlicher Sedimente glazialen Alters ist wesentlich niedriger als die der rezenten.

Die Menge von Karbonaten ist überall sehr gering und durch Muscheln und Bruchstücke von Karbonatgesteinen bedingt.

Um die Quantität und Qualität der organischen Substanz aufzuklären wurden organischer Kohlenstoff, gesamt Stickstoff, Chlorophyll und Carotenoide bestimmt.

Die Anhäufung der organischen Substanz ist direkt von dem Gehalt an der Fraktion  $<0,01$  abhängig, jedoch im nordischen Teile des Meeres enthalten Sedimente aller Art weniger organische Substanz als die Sedimente des südlichen Teiles. Glaziale Sedimente sind sehr arm an organischer Substanz. Deshalb können Feuchtigkeit und organische Substanz als gute Indikatoren in der Bestimmung des Alters des Sedimente dienen.

Nach dem Verhältniss von C/N kann man behaupten, dass Sedimente der litoralen Gebiete mehr mit Pflanzendetrit angereichert sind, während die Sedimente der zentralen Gebiete mehr Plankton und Benthos enthalten, was auch durch den Chlorophyll- und Karbonatengehalt der Sedimente der Ostsee des Rigaischen Busens bestätigt ist.

Der Bestimmung von Mangan in den Sedimenten der Ostsee und ihrer Busen ist eine grosse Wichtigkeit beizulegen, da die Ansammlung von Mangan in den einzelnen Teilen dieses Wasserbeckens sehr verschieden verläuft.

Der Botnische und der Rigaische Meerbusen und der östliche Teil des Finnischen Meerbusens, wo Mangan in Sedimenten und auch in Eisen-Mangankonkretionen gespeichert wird, sind besonders reich an Mangan. Die Sedimente der Ostsee selbst enthalten in der Regel nur hundertteile von Mangan. Eisen- Mangan Konkretionen haben wir nur SW von Bornholm angetroffen. Eine Ausnahme bilden die Sedimente des tiefsten Teils von Gotland-Tief (225 m), wo Mangan etwa 2% beträgt.

Die Anreicherung der verschiedenen Sedimentschichten mit organischer Substanz und Mangan erfolgt nicht gleichmässig, so dass die unteren Schichten oft stärker angereichert sind als die oberen.

Die Ansammlung von Mangan in den Sedimenten der Meerbusen der Ostsee ist gefördert durch den halbgeschlossenen Charakter dieser Becken und durch einen starken Landabfluss reich an Mangan und Eisen.

Die periodischen Ansammlungen von organischer Substanz und Mangan in den Sedimenten stehen, höchstwahrscheinlich, in engem Zusammenhang mit der Menge des Abflusses vom Festland.

## ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ СПЕКТРЫ ВЕТРОПЕСЧАНОГО ПОТОКА ПРИМОРСКИХ ДЮН ЛИТВЫ (КУРШЮ НЕРИЯ)

*В. ГУДЕЛИС и В. МИНКЯВИЧЮС, Вильнюс*

Характерной чертой морского побережья Литвы, как и всего юго-восточного побережья Балтийского моря вообще, является мощное развитие эоловых форм рельефа. Особенно широко и многообразно эоловый рельеф развит на пересыпи (косе) Куршю нерия. На данной пересыпи длиной в 98 км и средней шириной около 1,5 км сосредоточено 2 000 000 000 м<sup>3</sup> песка, в основном, эолового генезиса. Основным элементом рельефа пересыпи является мощная продольная гряда дюн, простирающаяся вдоль ее восточных берегов. Ширина этой гряды местами достигает около 1 км, а отдельные купола дюн поднимаются свыше 60 м над уровнем моря. Почти  $\frac{1}{3}$  часть дюнной гряды не закреплена и до сих пор представляет собою область развития подвижных песков. Дюнная гряда состоит из отдельных массивов песка, разделяемых поперечными долами (воротами) развевания. Каждый массив распадается на отдельные плоские дюнные купола. Гребень гряды в большинстве случаев увалистый и широкий (местами до 150 м). Соотношение длины наветренного и подветренного склонов колеблется от 21:1 до 7:1. Угол наклона наветренных склонов гряды составляет от 4—12°, подветренных (склона осыпания) до 38°. По своему строению дюнная гряда двухрусная: под современными перевеваемыми песками, в большинстве случаев, находятся погребенные древние дюны с ископаемыми лесными почвами. Мощность современного эолового перекрытия (покрова) сравнительно небольшая. Дюнная гряда ориентирована перпендикулярно к направлению преобладающих западных ветров. Необходимо отметить, что дюнная гряда давно не получает дополнительных ресурсов песка с берегов моря (отгорожена от них лесом) и находится в стадии отрицательного баланса песка. Дальнейшее развитие рельефа песков происходит за счет перевевания песков верхней мантии, а также развевания древнеэоловых песков с наветренного склона дюнной гряды. Основные современные морфологические черты дюнной гряды Куршю нерия сложились в течение последних 100—150 лет.

Кроме Главной дюнной гряды на пересыпи Куршю нерия, как и на других участках морского берега развит вал так называемых авандюн, образовавшийся из песка поступающего с морского пляжа. Во многих местах авандюны были искусственно созданы человеком, как преграда,



Рис. 1. Гряда высоких дюн пересыпи Куршю нерия, к югу от пос. Нида. В центре — высочайшая точка дюн — Скландитою копа — 68 м над у. м.

продвижению летучего песка, поступающего с моря. Более подробное описание эолового рельефа Куршю нерия заинтересованные могут найти в ранее опубликованных работах (Гуделис, 1957, 1960).

\* \* \*

Дюны Куршю нерия являются прекрасной естественной лабораторией всестороннего изучения как прошлого, так и современного облика и процессов развития приморского эолового рельефа. По вопросам морфологии, строения и истории развития дюн Куршю нерия имеется сравнительно богатая литература. Однако, исследованию современных условий, факторов и процессов развития как эоловых форм рельефа, так и подвижных песков вообще, до последнего времени уделялось явно недостаточное внимание. Тем не менее, изучение современных процессов динамики и морфогенеза приморских дюн в условиях нашей республики представляет собою большой как научный, так и практический интерес. Следует подчеркнуть, что современные процессы и условия эоловой деятельности на морских побережьях умеренно-влажного климата до сих пор изучены крайне ограничено. Специфика климатических условий и растительность вносят ряд существенных изменений в закономерности процессов динамики и морфогенеза подвижных песков. Исследо-

вание этой специфики эоловых процессов представляет собой большой научно-теоретический интерес и одновременно является необходимой предпосылкой для разработки более эффективных мер по закреплению дюн, стабилизации подвижных песков, борьбе с песчаными заносами лесных насаждений, путей сообщения, акваторий и т. п.

Первая попытка изучения современных процессов передвижения песков на пересыпи Куршю нерия была предпринята Ф. М. Эхнером (Ехпег, 1928) в 1926—1928 гг. Им изучались некоторые вопросы ветропесчаного потока (распределения песка в потоке по вертикали, в зависимости от скорости ветра), а также образование так называемых песчаных волн. С 1954 г. в связи с исследованиями динамики и морфологии морских берегов, проводимыми Институтом геологии и географии АН Литовской ССР были начаты работы по комплексному изучению приморских дюн. В программу исследований входило изучение геологии и геоморфологии древних и современных эоловых форм рельефа, а также современных эоловых процессов. Накоплен большой фактический материал, который до сих пор только частично обработан и опубликован. Из работ посвященных вопросам изучения современных эоловых процессов следует некоторые упомянуть (Гуделис, 1957; Гуделис, 1959; Gudelis, 1960). При работах последних лет главное внимание было сосредоточено на изучение структуры, литодинамических спектров, динамики и продуктивности ветро-песчаного потока, а также морфогенеза микрорельефа подвижных песков. Интересные работы по изучению современной динамики эоловых процессов в аналогичных условиях проводятся в Дании (Kuhlman, 1957, 1959, 1960).

Данная статья посвящена вопросу литологического состава ветро-песчаного потока и его динамике.

Совокупность современных эоловых процессов, происходящих на определенной территории подвижных песков объединяется нами в понятие эолодинамики (Гуделис, 1957). В свою очередь процессы эолодинамики могут быть подразделены на процессы морфогенеза и литодинамики, хотя они являются неразрывно связаны между собою и представляют единый естественный процесс. Основным активным фактором эолодинамики является ветро-песчаный поток, т. е. результат взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью. Под структурой ветропесчаного потока мы подразумеваем вертикальное распределение количества песка переносимого воздушным потоком над подстилающей поверхностью определенного характера (твердой, сыпучей, гладкой, шероховатой и т. п.). Структура ветропесчаного потока зависит не только от характера подстилающей поверхности, но и от режима переноса песка, и поэтому подвержена сильным изменениям в одном и том же пункте наблюдений. Грануло-минералогический состав и морфологию зерен песка переносимого на разных высотах в теле ветропесчаного потока мы предложили называть литологическим или литодинамическим спектром потока. Изучение литодинамического спектра (Гуделис,

1957) потока предоставляет возможность выявить характер распределения отдельных гранулометрических семейств песка на различных уровнях от подстилающей поверхности, их морфологические особенности (окатанность), а также минералогический состав. Кроме того, изучение литодинамических спектров дает возможность лучше понять структурные особенности ветропесчаного потока и кинематику масс песчинок. Количество песка переносимого потоком через определенное сечение (створ) за определенный промежуток времени является **продуктивностью** ветропесчаного потока. Продуктивность, в свою очередь, зависит от степени насыщенности потока песком и является отражением структуры потока. Насыщенным поток считается в том случае, когда перенос песка в потоке происходит без сколько-нибудь заметных явлений сноса или отложения песка. Очень важной характеристикой ветропесчаного потока является так называемая длина пути предельного насыщения потока (Знаменский, 1958).

В настоящей статье мы попытаемся изложить некоторые результаты изучения литодинамического спектра ветропесчаного потока в условиях приморских дюн, на пересыпи Куршю нерия. Одновременно с вышеуказанными исследованиями велось изучение структуры и режимов ветропесчаного потока, его продуктивности в зависимости от различных условий подстилающей поверхности и режима ветров.

Рассматриваемые данные были собраны в 1958, 1961 и 1962 гг. в летнее время. Исследования ветропесчаного потока производились на специально выбранной для этой цели площадке, на наветренном склоне большой дюнной гряды, к югу от курорта Нида. Площадка наблюдений представляла собою слегка наклоненную ровную поверхность наветренного склона дюн.

Основная масса (до 90% и больше) дюнного песка на участке исследований представлена двумя фракциями: 0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм в различных пропорциях. Более крупные фракции песка в редких случаях достигают значений 10%. Фракция <0,1 мм как правило не превышает 5%. (Gudelis ir Michaliukaitė, 1959). Однако, при определенных условиях на вершине, а также и на наветренном склоне дюн образуются отдельные полосы и пятна крупнозернистого песка и мелкого гравия (0,5—1,0 мм; 1,0—3,0 мм).

Для изучения литодинамического спектра ветропесчаного потока применялись: стеклянные пластинки размером 10×25 см смазанные вазелином, пескоуловительные трубы с приемным отверстием в Ø5 см, горизонтальные пескоуловители и другие приборы. Литодинамический спектр сальтирующего песка изучался с помощью стеклянных пластинок и пескоуловительных труб. Песок перемещаемый ветром путем перекачивания, улавливался горизонтальными пескоуловителями. Стеклянные пластинки устанавливались сериями от поверхности грунта до высоты 60 см. Кроме того, одна пластинка укладывалась непосредственно на поверхность грунта. Параллельно им устанавливались

пескоуловительные трубы. Время экспозиции отдельных пластинок и труб определялось в зависимости от скорости ветра и развития ветропесчаного потока, и составляло от нескольких секунд (для нижних уровней) до десятков минут (для верхних уровней).

Исследования литодинамического спектра ветропесчаного потока охватили диапазон скорости ветра от 4,3 м/сек до 9,4 м/сек, при различных

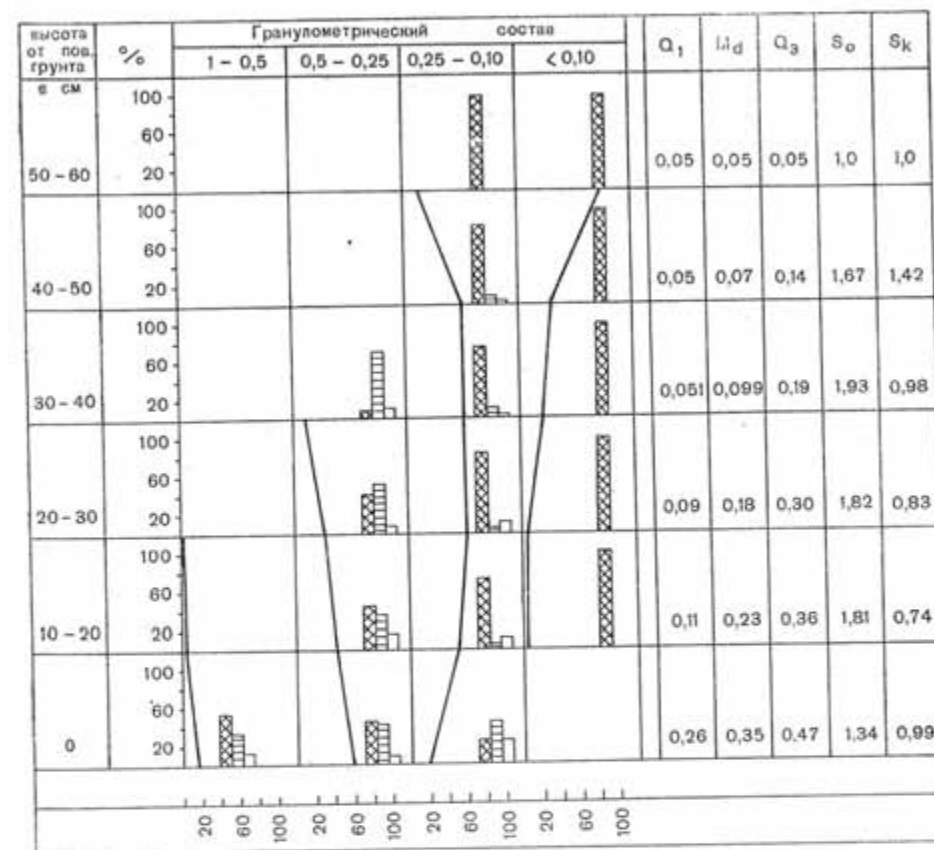


Рис. 2. Литологический спектр ветропесчаного потока, полученный с помощью стекловластиков. Скорость ветра 7,3 м/сек. Песок влажный. Пояснения — см. Рис. 6.

условиях состояния подстилающей поверхности и режима ветропесчаного потока. Одновременно с изучением ветропесчаного потока проводились систематические наблюдения и регистрация режима ветра (на высоте 20 см и 120 см от поверхности) температуры и влажности грунта и приземного слоя воздуха, микроморфологии и структуры верхнего слоя песчаного грунта и т. д.

В данной статье мы использовали только часть имеющихся данных, которые, по всей вероятности, наиболее правильно отражают литодинамику песка в ветропесчаном потоке по вертикали. Это составляет, примерно, 20 серий наблюдений.

Исследования литологического состава (гранулометрия, степень окатанности, морфология и минералогический состав) ветропесчаного потока проводились нами путем сбора образцов песка на различных уровнях от подстилающей поверхности с помощью стеклопластинок и пескоуловительных труб. Для изучения литологического состава перемещающегося по поверхности песка применялись грунтовые пескоуловители. Результаты наших исследований показали, что литодинамические спектры, полученные путем улова песка стеклопластинками и пескоуловительными трубами проявляют определенные различия, вызванные различными приемами (методами) сбора проб. В связи с этим целесообразно полученные результаты рассматривать в отдельности.

Для изучения литодинамического спектра использовались стеклопластинки размером в  $20 \times 15$  см, которые слегка смазанные вазелином выставлялись перпендикулярно ветропесчаному потоку на высотах от 0—10, 10—15, 15—20, 20—30, 30—40, 40—50 и 50—60 см над поверхностью грунта. Одновременно одна стеклопластинка помещалась непосредственно на поверхности грунта. Время экспозиции увеличивалось снизу вверх и составляло от несколько секунд для поверхностной пластинки до двух часов на самых высоких уровнях, в зависимости от скорости ветра.

Одновременно велись наблюдения за скоростью ветра ( $H=0,2$  м и 1,0 м или 1,2 м), его режимом, температурой и влажностью воздуха и грунта, состоянием грунта, развитием микрорельефа (ветровой ряби) песка и др.

После сбора проб стеклянные пластинки помещались в специальный контейнер и отправлялись в лабораторию. С помощью бинокулярной лупы или микроскопа определялся размер песчинок, степень окатанности (по 5-бальной шкале), изучалась морфология зерен, их минералогический состав и т. д. Для этой цели подсчитывалось 150 зерен (для каждой пластинки), в некоторых случаях, до 400.

Рассмотрим сейчас, в общих чертах, гранулометрическое распределение зерен песка в ветропесчаном потоке до 60 см высоты от подстилающей поверхности.

Крупность песка закономерно уменьшается от подстилающей поверхности кверху. В связи с этим соответственно изменяется соотношение процентного содержания отдельных фракций песка на разных уровнях.

Фракция крупнозернистого песка (1—0,5 мм) в ветропесчаном потоке, как правило, принимает очень ограниченное участие. Ее содержание даже при сильных ветрах и благоприятных условиях грунта в слое 0—10 см редко достигает 10% общей суммы песчинок. Содержание этой фракции на уровне 10—20 см еще более сокращается и на высоте 20—30 см зерна песка этой фракции практически нами не встречены. Таким

образом, уровень 30 см оказался верхней границей, т. к. потолком вертикального подъема песка в ветровом потоке данной фракции при скорости ветра от 5,4 до 9,7 м/сек.

Литологический спектр в гранулометрическом отношении может быть подразделен на три этажа: нижний 0—20 см; средний 20—30 см и верхний 30 см и выше.

Для нижнего этажа характерно присутствие всех четырех фракций песка от 1 мм до  $<0,1$  мм. Преобладающими являются две фракции:

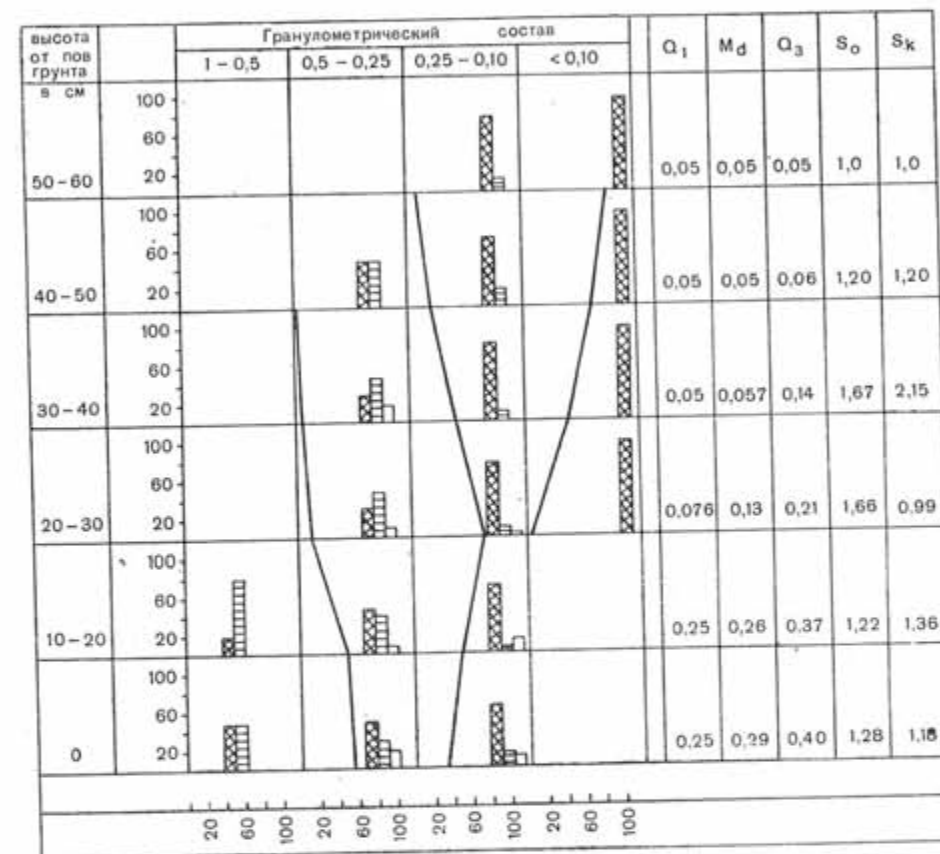


Рис. 3. Литологический спектр ветропесчаного потока, полученный с помощью стеклопластинок. Скорость ветра 8 м/сек. Пояснения см. Рис. 6.

0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм (от 85 до 95% всех зерен). При этом в слое 0—10 см фракция 0,5—0,25 мм в большинстве случаев увлается преобладающей или балансирует фракцию 0,25—0,1 мм. На уровне 10—20 см перевес имеют уже зерна песка размером в 0,25—0,1 мм. Фракция 1,0—0,5 мм сильно сокращается. Одновременно появляются частицы песка  $<0,1$  мм, достигавшие в условиях наших исследований до 6%.

В среднем этаже ветропесчаного потока (20—30 см) происходит гранулометрическая перестройка следующего характера: песок становится трехкомпонентным (отсутствует, как правило, крупнозернистая



размерность). Доминирует мелкозернистый песок (0,25—0,1 мм). Заметно возрастает содержание фракции песка менее 0,1 мм.

Для третьего — верхнего этажа, т. е. выше уровня 30 см характерно все возрастающее значение фракции <0,1 мм, которая в слое 40—50 см и выше становится преобладающей, достигая величины > 90%.

В эту общую картину гранулометрии ветропесчаного потока различное состояние подстилающей поверхности, а также конкретный ре-

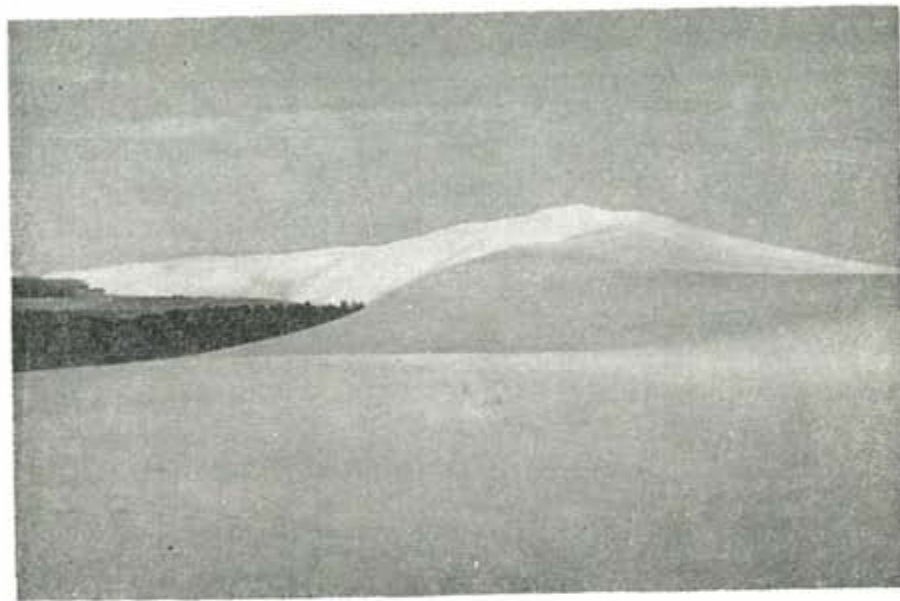


Рис. 4. Район проведения стационарных исследований ветропесчаного потока

жим ветропесчаного потока и самого ветра (порывистость) вносят определенные изменения.

Вышеприведенные закономерности относятся к условиям сравнительно ровной поверхности (без резко выраженной ветровой ряби) сухого, подвижного песка, а также при насыщенности ветропесчаного потока. При таких условиях увеличение скорости ветра приводит к более яркому выражению специфики гранулометрического состава по вышеупомянутым этажам в ветропесчаном потоке. Очень заметно на гранулометрическом спектре ветропесчаного потока по вертикали сказывается изменение состояния подстилающей поверхности, при одном и том же режиме ветра. Так, например, при скорости ветра 5,4 м/сек и сухом песке на уровнях 30—40 см и 40—50 см обнаружены две фракции песка: 0,25—0,1 мм (16% и 2%) и <0,1 мм (84% и 98%). При скорости ветра 5,8 м/сек на соответствующих уровнях отмечены следующие изменения: сокращение частиц песка <0,1 мм соответственно до 22% и 89,3%; увеличение фракции 0,25—0,1 мм до 43,3% и 8,6%; появление фракции 0,5—0,25 мм до 34% и 2%. При скорости ветра 9 м/сек содержание фракции <0,1 мм сократилась еще сильнее (до 10,7% в слое 50—60 см) при одновременном увеличении фракции 0,25—0,1 мм (до 89,3%). Эти

явления следует связывать с двумя причинами, а именно, с улучшением условий сальтации более крупных зерен и уносом в состоянии взвеси частиц <0,1 мм что, в свою очередь, «увеличивает» содержание фракции 0,25—0,1 мм. Однако, главную роль при этом играет то обстоятельство, что при влажном песке общее количество фракции <0,1 мм поступающей в ветропесчаный поток сильно ограничено. Для сравнения см. рис. 2.

Укрупнение песка на верхнем этаже ветропесчаного потока наблюдается при условиях переноса песка над гладкой поверхностью влажно-неподвижного песка, т. е. на транзитных участках, и в несколько мень-

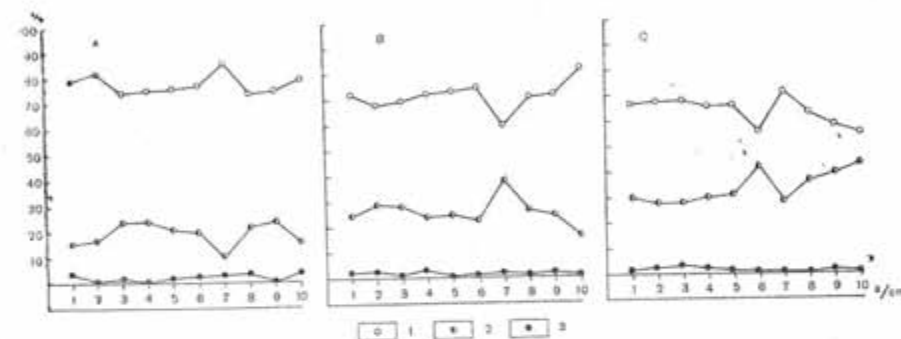


Рис. 5. Гранулометрический состав ветропесчаного потока в 10-сантиметровом интервале от поверхности грунта, по данным стеклопластиков. А — скорость ветра 7,1 м/сек, порывистый; песок сухой. Перед площадкой наблюдений — поверхность песка с мощной песчаной рябью. В — скорость ветра 6,8 м/сек. Остальные условия те же. С — скорость ветра — 6,7 м/сек. Остальные условия те же. Промежуток времени между экспозицией пластинок А, В, С — 1 час.

1 — фракция песка 0,5—0,25 мм; 2 — фракция песка 0,25—0,10 мм; 3 — фракция пеская 1,0—0,5 мм

шей мере, на участках развития крупной ветровой ряби. В этом и другом случае происходит увеличение скока сальтирующих зерен (при умеренных ветрах).

Не второстепенную роль для правильного понимания изменений, происходящих в гранулометрическом спектре ветропесчаного потока играет характер самого ветра вообще и его порывистость в частности. Отдельные порывы ветра зачастую сильно превышают среднюю величину анемометрических показаний и они повторяются через определенный промежуток времени. Во время нескольких сильных порывов ветра гранулометрический спектр ветропесчаного потока, особенно при непродолжительной экспозиции пескоуловителей, может приобрести характер несоответствующий осредненной анемометром скорости данного ветра. Поэтому наблюдения над порывистостью ветра и ее повторяемостью имеет важное значение не только для интерпретации литологического спектра вообще, но и для продуктивности ветропесчаного потока в частности.

Как известно, наибольший интерес при изучении ветропесчаного потока вызывает нижний этаж потока от 0—10 см высоты, который является стержневой частью ветропесчаного потока. Мы предприняли

попытку более подробного изучения этого слоя. В связи с этим стеклопластинка 0—10 см просматривалась послойно каждый сантиметр. В каждом сантиметровом интервале измерялось по 150 зерен, определялась степень их окатанности и морфологические признаки зерен. Результаты изучения 3 серий наблюдений произведенных примерно через час одна за другой при мало изменившихся условиях среды. (рис. 5, 6).

Из рис. 5 видно, что в интервале 0—10 см в целом доминирует размерность песка 0,5—0,25 мм от 56% до 86%. На втором месте находится размерность 0,25—0,1 мм (>45%). Более крупная фракция (0,1—0,5 мм) достигает только 5%.

Бросается в глаза два уровня изменения кривых распределения гранулометрического состава: 1—2 см и 6—7 см, которые, по всей вероятности, не являются случайными, а отражают структурные особенности ветропесчаного потока при данных условиях. К сожалению авторы до сих пор не располагают достаточным количеством данных, чтобы можно было бы раскрыть закономерности литологических спектров ветропесчаного потока в слое 0—10 см в сантиметровых интервалах. Такие исследования были начаты только в 1962 г.

Средний диаметр зерен песка в ветровом потоке изменялся согласно изменению гранулометрического состава и колебался в пределах от 0,37 мм до 0,05 мм (от 0 до 60 см). Степень отсортированности от 1,0 до 2,33. Гранулометрические коэффициенты вычислялись по методу квартилий.

Степень окатанности (округлости) зерен песка тесно связана с размерностями песчинок. Общая закономерность: увеличение окатанности по мере укрупнения зерен песка. Так как больше 90% зерен песка образует кварц, то минералогический состав на степени окатанности отдельных фракций песка практически не отражается. Некоторые минералы тяжелой фракции, как например, гранаты, магнетит, ильменит отличаются высокой первичной округлостью и в определенной степени увеличивают балл окатанности зерен более мелких фракций песка. Степень окатанности зерен песка определялась с начала по пятибалльной шкале, а затем они пересчитывались на трехбалльную, а именно: плохо (1—2), средние (3) и хорошо окатанные (окатанные) зерна. Для определения степени окатанности отдельных фракций подсчитывалось 150 зерен. Определение производилось визуально.

Степень окатанности песчаных зерен затухает при уменьшении размера зерен и по гранулометрическим этажам (вертикально) ветропесчаного потока.

В крупнозернистом песке (1,0—0,5 мм), как правило, преобладают средние и хорошо округленные зерна (до 80%). Во фракции 0,5—0,25 мм количество зерен плохой окатанности стремится к уравниванию количества средние и хорошо окатанных. Во фракции 0,25—0,1 мм сильно выражено преобладание зерен песка плохой окатанности. Фракция <0,1 мм отличается почти исключительным преобладанием зерен песка

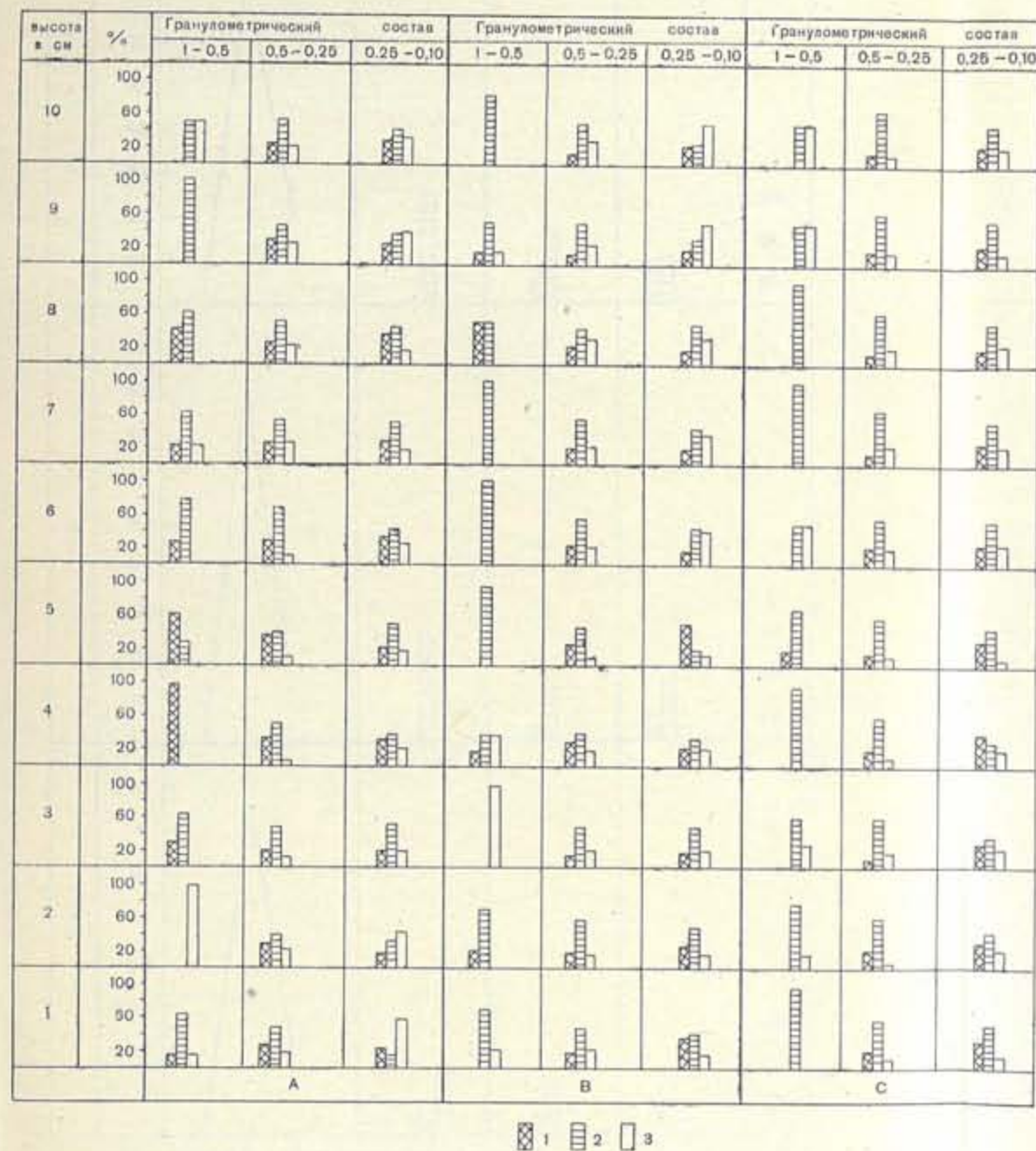


Рис. 6. Литологический спектр ветропесчаного потока по данным стеклопластинок в интервале до 10 см от поверхности грунта через каждый один сантиметр. Условия наблюдений см. Рис. 5.

1. хорошо окатанные зерна; 2. средние окатанные зерна; 3. плохо окатанные зерна



плохой окатанности. Изменение степени окатанности зерен песка по вертикали идет параллельно изменению гранулометрического состава, т. е. зерна становятся все хуже округленными. Отклонения от этого правила бывают связаны с забросами отдельных порций более крупного кварцевого песка или тяжелых минералов путем увеличения вскока салти-

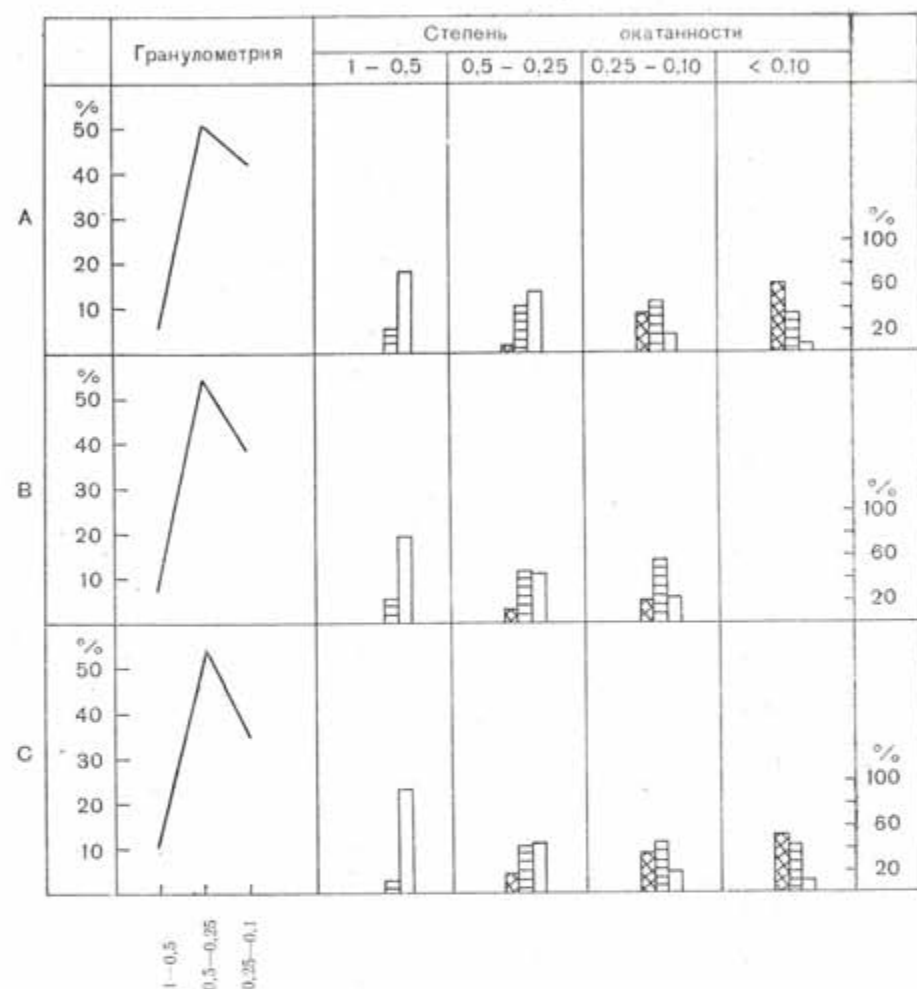


Рис. 8. Гранулометрический состав и степень окатанности зерен песка перемешанного по поверхности (сгеп) по данным грунтовых пескоуловителей. Пояснения см. рис. 5.

рующих зерен. Каких-либо качественных изменений по степени окатанности одной и той же фракции песка по вертикали не наблюдалось, а если они и происходят, то это следует объяснить тем, что зерна одной и той же фракции, но лучше округленные, имеют шанс быть выше эластически отраженными и попасть в высший этаж ветропесчаного потока, где содержание этой фракции (количество зерен) соответственно меньше, и тем повлиять на балл окатанности этой фракции в целом. Кроме того, взлет вверх таких зерен облегчается и лучшими их аэродинамическими качествами.

И так, в первом этаже ветропесчаного потока преобладают средние и хорошо округленные зерна. В средней части потока преобладающими становятся плохо окатанные зерна песка, однако еще присутствует определенное количество зерен лучшей окатанности. В верхнем этаже потока (>30 см) доминируют плохо окатанные, т. е. остроугольные и угловатые песчинки. (См. рис. 2, 3).

Рассматривая распределение степени окатанности зерен в слое ветропесчаного потока через каждый сантиметр по вертикали бросается

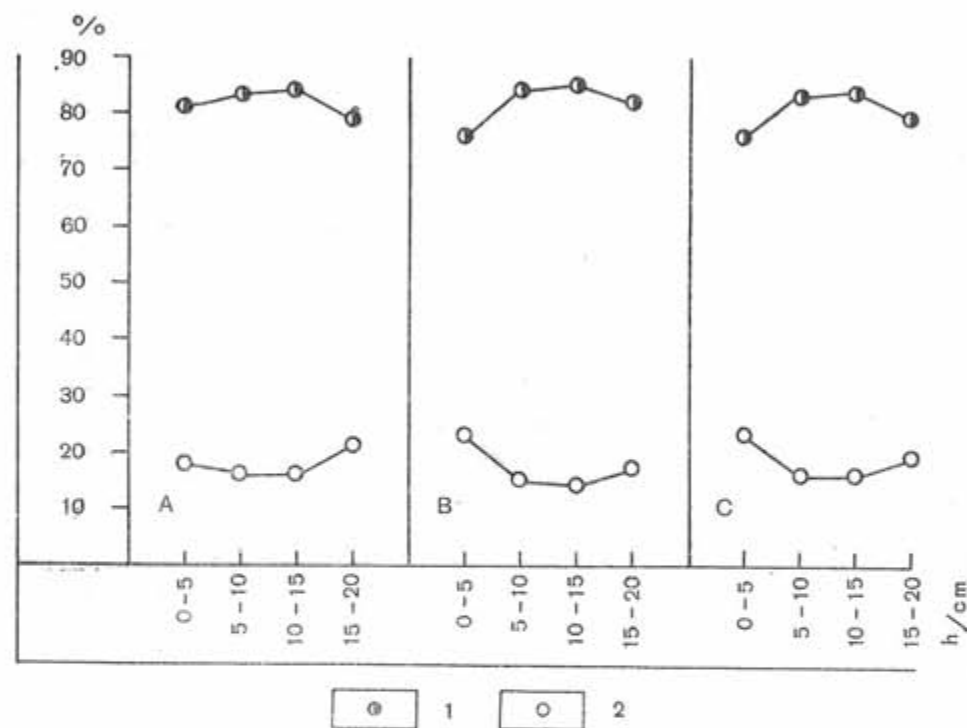


Рис. 9. Литологический спектр ветропесчаного потока в 10-сантиметровом интервале от поверхности грунта по данным пескоуловительных труб. Условия наблюдения — Рис. 5

в глаза преобладание хорошо и средне окатанных зерен даже во фракции 0,25—0,1 мм (Рис. 5, 6, 11).

В ветропесчаном потоке дон Куршю нерия преобладают зерна с матовой поверхностью и в среднем составляют от 80 до 92%. Поверхность матовых зерен часто бывает мелкочапчатой. При сильных ветрах, дующих над сухой песчаной поверхностью, в верхнем этаже потока, среди зерен фракции <0,1 мм отчетливо возрастает количество песчинок с блестящей поверхностью, что следует, по-видимому, объяснить поступлением в этот слой потока большего количества свежего золотого катакластического материала (эолового детрита).

Как уже упоминалось нами, из тяжелых минералов в гранулометрическом спектре ветропесчаного потока в количестве до 8% встречается

ильменит, магнетит и гранаты. Им характерен высокий балл окатанности.

Несколько слов необходимо посвятить характеристике зерен перемещающихся по поверхности песка путем скольжения и перекачивания под ударами бомбардировки сальтирующих зерен. Эта часть зерен по подсчетам Бегнольда (Bagnold, 1954) составляет примерно  $\frac{1}{4}$  часть всей массы песка, перемещаемого потоком.

По результатам исследований грунтовых пескоуловителей, правда, пока только предварительным, в составе этих песков преобладает фрак-

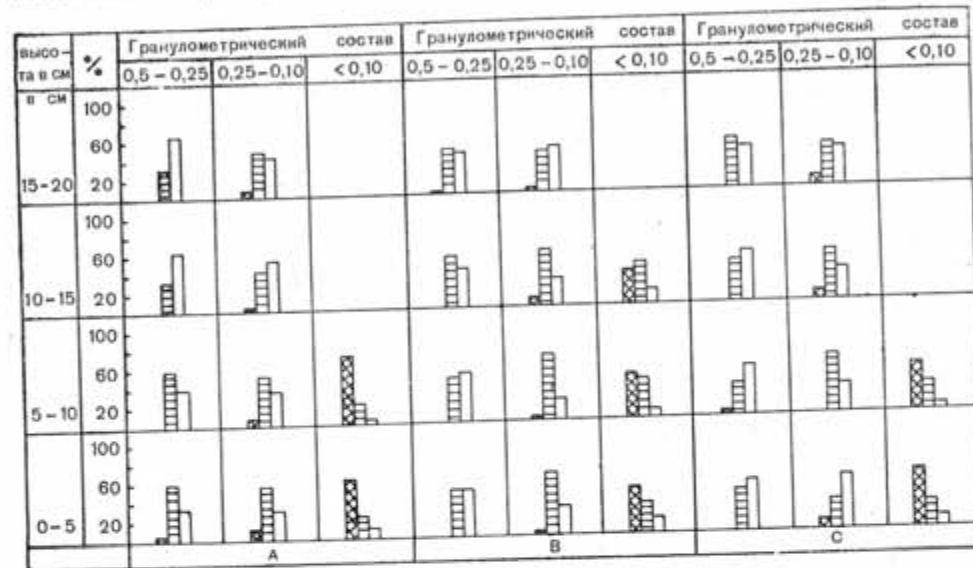


Рис. 10. Литологический спектр ветропесчаного потока от поверхности грунта до высоты 20 см по данным пескоуловительных труб. Условия наблюдения — Рис. 5

ция 0,5—0,25 мм, достигающая величины 60%. На втором месте фракция 0,25—0,1 мм (30—40%). Более крупная фракция 1—0,5 мм, в среднем составляет около 10% всех зерен по весу. За исключением только фракции <0,1 мм отчетливо преобладают зерна хорошей окатанности (Рис. 8). При больших скоростях ветра и благоприятных условиях подстилающей поверхности (увеличение общего количества крупных зерен) следует ожидать прироста зерен более крупных размерностей.

Сравнивая данные, полученные при изучении литологического спектра ветропесчаного потока путем применения стеклопластинок и пескоуловительных труб, в условиях различного состояния подстилающей поверхности, режима ветра и песчаного потока получается в общем хорошее совпадение характерных особенностей. Однако, обнаруживаются и определенные различия. Во-первых это относится к гранулометрическому составу. Итак, до высоты 30 см от поверхности песчаного грунта доминирует фракция 0,25—0,1 мм (60—80%). Количество среднезернистого песка (0,5—0,25 мм) по отношению к данным стеклопластинок сильно сокращено. В малых количествах (единичных %) представлены фрак-

ции 1,0—0,5 мм и <0,1 мм. В связи с этим средний диаметр зерен во всех этажах ветропесчаного потока меньше, чем по данным стеклопластинок (от 0,17 до 0,23 мм). Разница между средним диаметром песка в нижних и верхних горизонтах потока — сглажена. В некоторых случаях даже наблюдается увеличение среднего диаметра зерен снизу

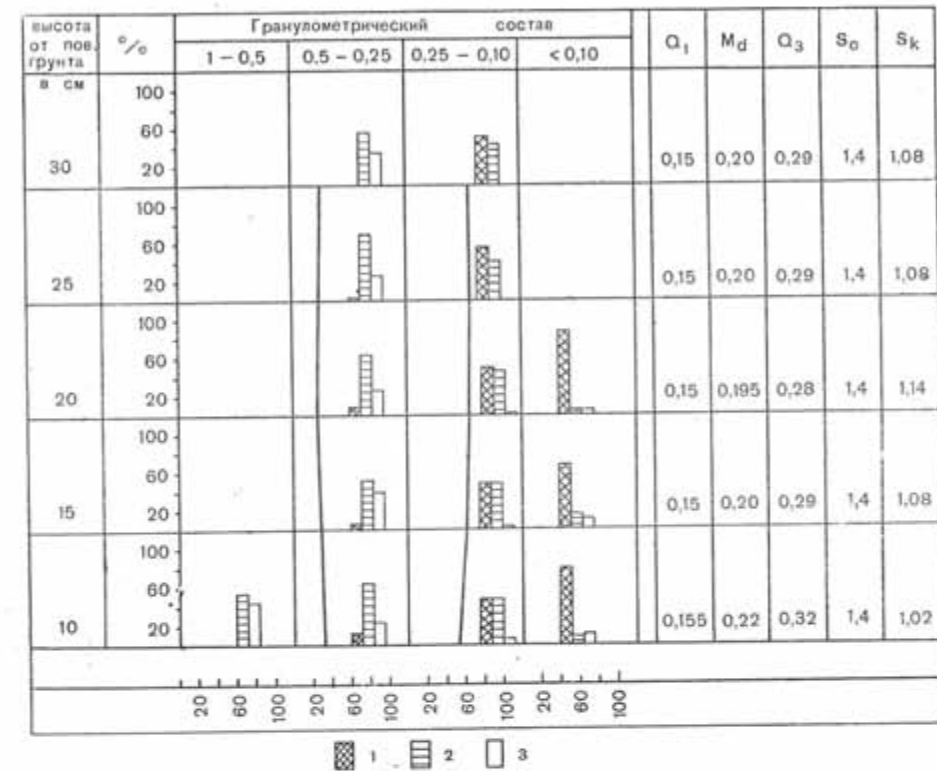


Рис. 11. Литологический спектр ветропесчаного потока до 30 см от поверхности грунта по данным пескоуловительных труб. Скорость ветра 7,7 м/сек. Перед площадкой экспозиции пескоуловителей — транзитный участок с хорошо развитой рябью  
1 — хорошо окатанные зерна; 2 — средние окатанные зерна; 3 — плохо окатанные зерна

вверх. Образцы песка полученные из пескоуловительных труб отличаются лучшей степенью отсортированности. В отношении окатанности зерен, существенных различий не наблюдается.

Возникает вопрос, с чем связывать различия происходящие в гранулометрическом составе песка, изучаемого из проб пескоуловительных труб и стеклопластинок? Эти различия обуславливаются рядом причин: а) различными способами улова песка; б) различным методом подсчета % отдельных фракций (весовой и количественный); в) неодинаковой экспозицией пескоуловителей разных систем.

Пескоуловительные трубы по сравнению с стеклопластиками экспонировались в несколько десятков раз дольше. В связи с этим они фиксировали не моментный литологический спектр ветропесчаного потока, а осередненный, т. е. образовавшийся в течение сравнительно длитель-

ного промежутка времени. Поэтому при тех же самых природных условиях наблюдения, в пробах труб накоплялось большее количество преобладающей фракции песка, перемещающегося путем сальтации, и в связи с тем происходило процентное угнетение сопутствующих размерностей песка.

Как известно фракция 0,25—0,1 мм является одной из доминирующих фракций дюнных песков в районе Нида. Кроме того она при любых

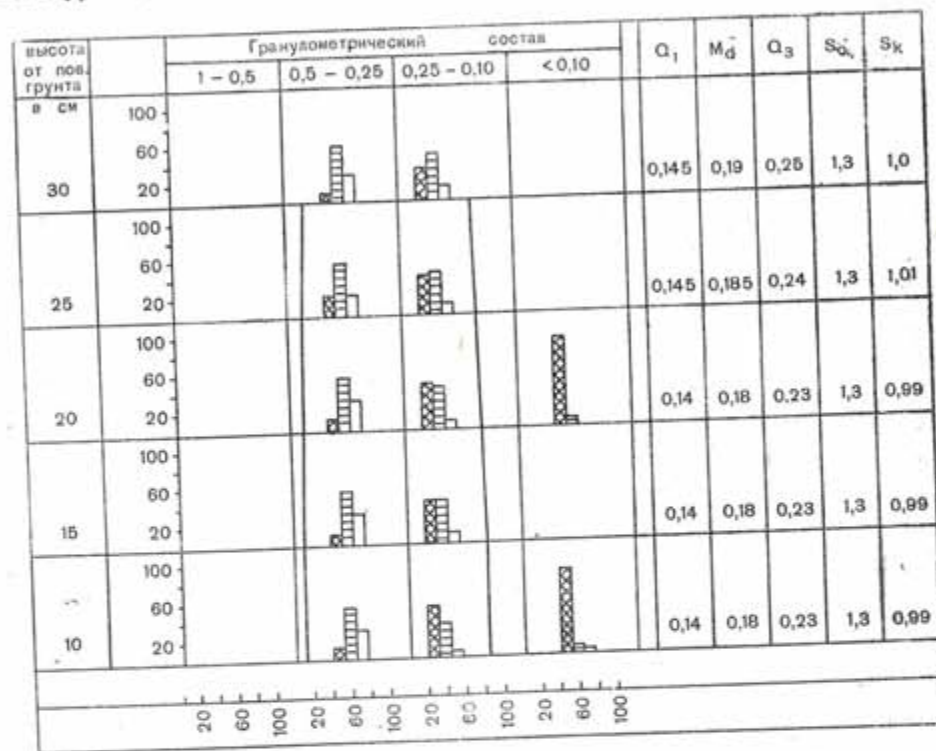


Рис. 12. Литологический спектр ветропесчаного потока до высоты 30 см от поверхности грунта, по данным пескоуловительных труб. Скорость ветра 5,4 м/сек. Песок сухой с незначительной рябью

скоростях ветра скорее приходит к сальтации и поэтому всегда в больших количествах за одно и тоже время переносится в ветропесчаном потоке, чем более крупная и с нею конкурирующая фракция 0,5—0,25 мм.

Определенные ошибки в установлении истинного соотношения фракций песка в потоке связаны несомненно с различными методами вычисления процентного содержания фракции. Материал из пескоуловительных труб изучался весовым методом с помощью набора сит, в то время как стеклопластинки обрабатывались количественным методом, т. е. непосредственным измерением диаметров зерен. На этом могло отразиться также погрешности, связанные с недостаточным количеством подсчитанных зерен (150 шт.), процессом просеивания и другими технико-методическими недостатками. Практика показывает, что, как правило, процент-

ное содержание мелких фракций песка оказывается иногда до 18% увеличенной за счет более крупной фракции. Этот факт должен заслуживать внимания при проведении гранулометрического анализа песков.

Учитывая вышесказанное по отношению к результатам исследования литологического спектра ветропесчаного потока мы склонны рекомендовать для целей изучения гранулометрии песка пользоваться не весовым, а количественным методом, при этом увеличивая количество подсчитываемых зерен до 400—500 штук в каждой пробе. Это без сомнения трудоемкая, но одновременно себя оправдывающая работа. При изучении ветропесчаного потока целесообразно пользоваться как «фотографированием», так и «киносъемкой» литологического спектра, т. е. применять и стеклопластинки и пустотные пескоуловители. Отдельные «фотографии» литологического спектра отражают определенный момент распределения песка в потоке, в то время как просмотр «кинопленки» дает общее, т. е. осредненное представление о литодинамике ветропесчаного потока.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Знаменский, А. И.: 1958. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных наносов. Ашхабад.
- Гуделис, В.: 1957. Дюны Куршю нерия и некоторые методические вопросы изучения современной эолодинамики. Вопросы закрепления и облесения песков. Вильнюс.
- Гуделис, В.: 1960. Основные черты геологии и палеогеографии приморских дюн на косе Куршю нерия. Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, Таллин.
- Рухин, Л. Б.: 1947. Гранулометрический метод изучения песков. Ленинград.
- Bagnold, R. A.: 1960. The physics of blown sand and desert dunes. London.
- Exner, F. M.: 1928. Dünenstudien auf der Kurischen Nehrung. Sitzungsberichte Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. IIa, Wien.
- Gudelis, V. ir Michaliukaitė, E.: 1959. Kuršių nerijos dabartinių eolinių smėlių litologijos ir eolodinaminės diferenciacijos klausimu. Geografinis metraštis, II t. Vilnius.
- Gudelis, V.: 1960. Investigation of the dynamics and morphology of the Baltic Sea shores in Lithuania. Collectanea Acta Geographica Lithuanica, Vilnius.
- Kuhlman, H.: 1957. Kornstørrelser i klit- og strandsand. Geografisk Tidsskrift, 56 Bind, København.
- Kuhlman, H.: 1959. On indentification of blown sand. An example from the saltmarsh area at Tønder. Geografisk Tidsskrift, 58 Bind, København.
- Kuhlman, H.: 1960. The terminology of the geo-aeolian environment especially in relation to Danish landscapes. Geografisk Tidsskrift, 59 Bind, København.

[Поступило: 20.4.1963 г.]

# LITHODYNAMIC SPECTRA OF SAND DRIFT IN THE COASTAL DUNES OF LITHUANIA (SPIT OF KURŠIŲ NERIJA)

by

V. GUDELIS & V. MINKEVICIUS

## SUMMARY

The investigations of the modern aeolian activity — the aeolodynamics — of the Lithuanian coastal dunes are one of the main topics of the dune landscape research, which is being carried on in the last few years.

By the term „the lithodynamic spectra“ of sand drift is to understand the distribution and the alternations of sand content within the sand stream in connection with varying conditions of the environment and the dynamics of the sand transport. The lithodynamic spectra characterize the granulomineralogical composition and the morphology (shape, surface, roundness etc.) of sand grains.

Field measurements were carried out in the area of mobil dunes on the spit of Kuršių Nerija, in the vicinity of the health-resort Nida (Fig. 1, 4). The field data were collected in the summer seasons of 1959—1961 with the aid of special glass-plates and horizontal as well as ground samplers. The here presented results are based on 20 series of field operations. The sampler material underwent a sieve as well as mineralogical and morphoscopic analysis. The degree of roundness was determined visually and expressed in 5 degrees of roundness.

The dune sands of the area under consideration consist of predominating fine- and medium-grained sands (0,1—0,25 mm and 0,25—0,5 mm). The other grains play a very limited role only.

The examinations of dune sand drift took place by the wind velocities varying from 4,3 m/sek to 9,4 m/sek. The height of the sand stream reached to 60 cm from the bare sand ground.

The investigation results can be summed up as follows:

1. The grain diameter of the blown sands diminishes regularly according to the height from the surface.

In the sand stream zone, from the ground to the height of 20 cm, all sand grain groups from 1 mm up to 0,1 mm are represented. The predominance of the fine- and medium-grained sands is obvious (85—95%). The fine-grained sand is prevailing.

In the sand stream zone of 20—30 cm the granulometric reconstruction of the lithodynamic sand spectra take place: the sand becomes three-fractioned, with the predominance of the fine particles. The increase of sand dust (<0,1 mm) is worth mentioning.

The zone of sand stream situated above the 30 cm level is characterized by an considerable increase of sand fraction <0,1 mm. At the height of 40—50 cm those grains are prevailing ones (to 90%). Fig. 2, 3.

The bare sand surface conditions, the regime of the sand drift and that of the wind itself disturb to a high degree the regularities of the lithodynamic spectra mentioned above (Fig. 2, 3).

2. The granulometric spectrum of the surface layer (0—10 cm) of the sand stream characterize the following peculiarities: grains of 0,5—0,25 mm size achieve the value of 56—86%. The fine-grained sand occupies the second place (45%). The coarse sand reaches up to 5% only. In the spectra of this sand-stream layer two levels (1—2 cm and 6—7 cm) are of great importance. Probably, at these levels qualitative and quantitative changes of the granulometrical habitus of the sand spectra take place.

3. The degree of sand grain roundness depend on the grain size. The coarse-grained sand (1,0—0,5 mm) is always well- and sub-rounded (to 8%). In the sand fraction of 0,5—0,25 mm the well- and sub-rounded grains are balanced by sand grains of the low degree of roundness. The angular and partly sub-rounded grains reach their top-value in the grain size group <0,1 mm.

In the fine-grained sands the common minerals as Magnetite, Ilmenite have the well-rounded grains. It is determined by the primary spherical shape of these minerals. In the sand stream to the height of 20 cm sand grains of high and mean degree of roundness are found. In the middle zone of the sand stream bed-rounded (angular) particles are represented in predominating quantities, although the rounded grains are present too. In the layer of above 30 cm from the ground surface only the angular particles are to be found. (Fig. 3).

80—92% of the sand grains of the mobil dunes have the mat surface. The dune sands consist almost entirely of Quartz. The heavy minerals such as Magnetite, Ilmenite, Glauconite, Garnets occur sometimes in quantities reaching more than 4% in weight units of the sand specimen.

4. About 1/4 of the drifting sand moves in the form of creep. The creep material consists mostly of medium-grained sand (to 60%). The fine sand is represented to 30—40%. The coarse-grained sand makes up approximately 10%. Sand dust (<0,1 mm) is absent.

5. The lithodynamic spectra of the sand drift obtained with the aid of glass-plates and the tube-samplers show some differences, which were determined by the following reasons: a) different technics of sand sampling, b) unequal exposure-time of samplers of various constructions and c) different methods of granulometric calculations, based upon the sieve data and the microscopical grain counting.

In the tube-samplers the fine-grained sand is predominating (60—80%). The mean diameter of grains from the tube-samplers is smaller than those caught by glass-plates. It seems probable that the granulometrical peculiarities of sand specimens of different zones of the sand stream are represented in the spectra obtained by the tube-samplers in a masked form.

The content of the tube-samplers reflect the summary, average granulometric quality of the sand stream, whereas the glass-plates only a separate still of the granulometric texture of the sand drift investigated. Therefore, both the methods mentioned should be simultaneously applied for the study of the lithodynamical properties of the drifting dune sands.

## LITHODYNAMISCHE SPEKTRA DES SANDSTROMES DER KÜSTENDÜNEN LITAUENS (KURISCHE NEHRUNG)

von

V. GUDELIS & V. MINKEVICIUS

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchung der rezenten äolischen Tätigkeit-Äolodynamik-der Küstendünen Litauens stellt eine der wichtigsten Aufgaben der komplexen Erforschung der Dünenlandschaft dar, welche schon seit einigen Jahren im Gange ist.

Unter den „lithodynamischen Spektren“ des Wind-Sandstromes versteht man die Verteilung und die Veränderungen der Sandmasse im Sandstrom in der Abhängigkeit von der veränderlichen Verhältnissen der Umwelt und der Dynamik des Sandstromes selbst. Die lithodynamischen Spektren sind durch die Körnung (Granulometrie), die mineralogische Zusammensetzung des Sandes sowie die Morphologie der Sandkörner charakterisiert. Die Untersuchungen wurden im Gelände der Wanderdünen der Kurischen Nehrung (Kuršių nerija) südlich des Badeortes Nida durchgeführt (Abb. 1, 4).

Das Beobachtungsmaterial wurde in den Jahren 1959—1962 mittels spezieller Glasplatten sowie der horizontalen und Grund-Sandkollektoren gesammelt. Gleichzeitig wurden die komplexen geo-meteorologischen Beobachtungen eingeleitet. Die Untersuchungen des Sandstromes fanden bei der Windgeschwindigkeiten von 4,3 m/sek bis 9,4 m/sek statt. Die untersuchte Sandstromschicht reichte bis zur 60 cm Höhe über die Grundoberfläche.

Der Dünenand der Kurischen Nehrung besteht vorwiegend nur aus zwei Korngruppen: 0,1—0,25 mm und 0,25—0,5 mm. Die übrigen Fraktionen bilden zusammen nur einige Prozente.

Die erzielten Untersuchungsergebnisse können folgenderweise zusammengefasst werden:

1. Die Korngrösse des äolischen Sandes nimmt regelmässig mit der Höhe ab.

Für die bodennahe Schicht des Sandstromes (0—20 cm) ist die Anwesenheit von allen Korngruppen von 1 mm bis <0,1 mm kennzeichnend. Das Vorwiegen des fein- und mittelkörnigen Sandes (0,1—0,25 mm; 0,25—

0,5 mm) ist sichtbar und macht von 85% bis 95% der gesamten Sandmasse aus. Der mittelkörnige Sand wiegt vor.

In der Höhe von 10—20 cm über dem Boden überwiegt der Feinsand. Die Sandfraktion <0,1 mm erscheint in der Menge von 6%.

In der Höhe von 20—30 cm findet die granulometrische Rekonstruktion des Sandspektrums folgenderweise statt: hinsichtlich der Körnung, wird der Sand dreiteilig; es fehlt nur die gröbere Korngruppe. Der Feinsand kommt vorwiegend vor. Die Zunahme des Staubsandes (<0,1 mm) ist bemerkenswert.

Für die Sandstromschicht mehr als 30 cm über dem Boden ist die regelmässige Erhöhung der Sandfraktion <0,1 mm zu notieren. In der Höhe von 40—50 cm wird sie dominierend und erreicht den Wert bis 90%.

Die Verhältnisse der Grundoberfläche, das konkrete Regime des Sandstromes und des Windes (Böigkeit) beeinflussen in hohem Grad die obengeschilderte Regelmässigkeiten der Sandverteilung (Abb. 2, 3).

2. Das granulometrische Spektrum der bodennahen Sandschicht (0—10 cm) weist die folgenden Besonderheiten auf: die Korngruppe 0,5—0,25 mm erreicht den Wert von 56—86%; an der zweiten Stelle befindet sich der Feinsand (45%). Grobsand macht nur 5% aus. Es ist bemerkenswert, dass im lithodynamischen Spektrum der bodennahen Sandschicht zwei Niveaus (1—2 und 6—7 cm) von Bedeutung sind. Hier kommen aller Wahrscheinlichkeit nach die quantitative und qualitative Veränderungen des granulometrischen Habitus des Sandspektrums zum Vorschein.

3. Der Zurundungsgrad der Sandkörner hängt regelmässig von der Korngrösse ab. Der Grobsand (0,5—1,0 mm) besteht meist aus gut- und mittelmässig abgerundeten Sandkörnern (bis zu 80%). In der Fraktion 0,25—0,5 mm befinden sich die Sandkörner des niedrigen Zurundungsgrades im gleichen Verhältnis zu gut und mittelmässig abgerundeten Körnern. Im Feinsand überwiegen die schlecht zugerundeten Partikeln, welche ihren Maximumwert in der Sandkorngruppe <0,1 mm erreichen. (Abb. 3).

Die verhältnismässig oft im Feinsand auftretenden Mineralkörner von Magnetit und Ilmenit zeigen einen hohen Zurundungsgrad auf, was auf die primäre Gestalt dieser Mineralien zurückzuführen ist.

Im Sandstromschicht bis zur Höhe von 20 cm über dem Boden wiegen die Sandkörner von hohem und mässigem Zurundungsgrad vor. Im mittleren Teil des Sandstromes erhalten die eckigen Sandpartikeln das Übergewicht, trotzdem kommen noch die abgerundete Körner in bestimmter Menge auf. In dem Sandstromstockwerk über 30 cm Höhe überwiegen die ungerundeten Sandkörner. Der Zurundungsgrad der Sandpartikeln in der bodennahen Schicht je 1 cm wird in der Abb. 6 dargestellt.

Die absolute Mehrzahl (80—92%) der Dünenandkörner hat mättige Oberfläche. Die Dünenande bestehen fast ausschliesslich aus Quarz. Die Schwerminerale (Erze, Granat, Glaukonit und andere) kamen in der Menge von 2—8 Gewichtsprozent vor.



4. Die im „creep“ sich befindende Sandmasse macht bis  $\frac{1}{4}$  der gesamten Sandstrommächtigkeit aus. Das „creep“ besteht vorwiegend aus mittelkörnigem Sand (bis zu 60%). Die Korngruppe des feinkörnigen Sandes erreicht den Wert von 30—40%. Der Grobsand beträgt ungefähr 10 Gewichtsprozent. Der Staubsand fehlt. (Abb. 8).

5. Die lithodynamischen Spektren des Sandstromes, welche mittels der Glasplatten und der Sandfangrohre erhalten wurden, sind einigermassen unterschiedlich, was von der folgenden Ursachen hervorgerufen ist: a) unterschiedliche Methoden des Sandfanges, b) ungleiche Expositionsdauer der Sandkollektoren verschiedener Konstruktionen, c) verschiedene Berechnung des prozentuellen Inhaltes der Sandproben (Gewichtsprozent und die visuelle Kornzählung).

In Sandproben der Röhren spielt der Feinsand die ausschlaggebende Rolle (60—80%). Der Mittelwert des Korndurchmessers der Rohrsandproben ist kleiner als in denjenigen der Glasplatten und variiert im Rahmen von 0,17—0,23 mm. Die granulometrischen Eigenschaften der Sandproben von verschiedenen Stockwerken des Sandstromes scheinen in den Spektren von Rohrsandproben getarnt zu sein.

Der Inhalt der Rohrproben spiegelt die verallgemeinerte d. h. die mittelwertige Qualität des Sandstromes, die Glasplatten aber die momentane Aufnahme der granulometrischen Struktur des untersuchten Sandstromes wieder. Darum sollten die beiden Methoden des Sandfanges gleichzeitig für die Untersuchung der lithodynamischen Eigenschaften des Dünen sandstromes angewandt werden.

**BODENSCHWANKUNGEN IN SCHWEDEN WÄHREND  
DES SPÄTQUARTÄRS**

VON

STEN FLORIN, Uppsala

Das Studium der nacheiszeitlichen Niveauveränderungen in Schweden war während der letzten Dezennien hauptsächlich teils auf die Entwicklung des Ostseebeckens, teils auf die schwedische Westküste und teils auf die Eisseengebiete, besonders innerhalb des südschwedischen Hochlandes, eingestellt.

Im Zusammenhang mit dem Zurückweichen des Inlandeises bildete sich die höchste Strandlinie als ein durch die Deglaziation bedingtes, von der isostatischen Landhebung gehobenes, metachrones Niveau (Fig. 1).

Diese höchste Küstenlinie bildet in Schweden eine wichtige quartär-geologische Grenze. Oberhalb dieses Niveaus fehlen im Meer und im Ostseebecken abgelagerte lehmige Sedimente. Ausserdem kennzeichnet HK die obere Grenze des von den Brandungen bearbeiteten Gebietes. HK ist indessen sehr verschiedenartig ausgebildet. Grössere Deltabildungen scheinen von den sogen. Randdeltas dargestellt zu werden, die in Estuarien-ähnlichen Buchten von den Eisströmen bis zur Wasseroberfläche aufgebaut wurden, was oft zusammen mit dem Verbleib des Eisrandes an seiner Stelle stattfand. Bedeutende Randdeltas kommen sowohl in den südlichen als in den nördlichen Teilen Schwedens vor.

Die grösste Höhe der höchsten Küstenlinie findet man im mittleren Norrland im zentralen Teil des ehemaligen Vereisungsgebietes. Das Maximum ist 285,5 m ü. d. M. auf dem Skuleberg südlich von Örnköldsvik in Ängermanland. Auf dem Rosstjärnsberg 5 km nordöstlich davon liegt HK 281,3 m ü. d. M. (Högbom 1904, Stolpe 1937, Hörnsten im Mskr., G. Lundqvist 1961).

Die Beträge für die höchste Küstenlinie nehmen gegen die Peripherie des Vereisungsgebietes zu ab. In Mittelschweden liegt HK im Grenzgebiet zwischen Värmland und Närke auf 158—163 m ü. d. M. In Schonen nähert sich HK der heutigen Meeresoberfläche. Diese Ungleichförmigkeit in der Höhe der Strandlinie beruht auf einer schildförmigen Hebung Fennoskan-

diens nach der Eiszeit. Die fragliche isostatische Erscheinung ist dadurch bedingt, dass die Erdkruste nach ihrer Einpressung in das Magma unter dem Gewicht der Eisdecke das Bestreben hatte, langsam die frühere Gleichgewichtslage zu erreichen. Zur Zeit, als der Eisrand in Südschweden seinen Rückzug antrat, war die Landhebung in vollem Zug. Sie setzt, obwohl viel schwächer, immer noch fort und hat ihr Maximum an den



Fig. 1. Die höchste Küstenlinie, HK, oder, nach einer älteren Benennung, die Marine Grenze, MG.

Die Karte zeigt die grösste Ausbreitung des Meeres in Skandinavien nebst Iso-basen für jeder fünfzigste Meter. Wegen der sukzessiven Abschmelzung des Land-eises ist HK oder MG nicht gleichzeitig ausgebildet sondern metachron. Schwarz bezeichnet Meer; Eisseen und grössere Altseen sind grau.  
Granlund, 1957. Sveriges geologi Nach Magnusson, Lundqvist

Küsten des mittleren und oberen Norrland (1 m per 100 Jahre in Änger-manland, reichlich  $\frac{1}{2}$  m im nördlichen Uppland, etwa  $\frac{1}{3}$  m im Gebiet von Trosa in Södermanland).

In Südschweden bildete sich die höchste Küstenlinie im Gebiet des Ostseebeckens in dem sogen. Baltischen Eissee aus. In den Tälern Små-lands bildeten sich entlang der Talseiten mehrere, teilweise sehr grosse Eisseen, die in den östlichen Teilen der Landschaft in gewissem Ausmass mit dem Baltischen Eissee zusammenhängen. Die Eisseen gingen in Vorstadien, Altseen, zu den jetzt existierenden Seen über (E. Nilsson 1942, 1953).

Im Ostseebecken kam in Mittelschweden die höchste Küstenlinie westlich der Wasserscheide zwischen Atlantischem Ozean und der Ostsee im sogen. Yoldiameer zur Ausbildung. In diesem Meer war der westliche Ozean mit dem Ostseebecken durch einen Meeresarm quer durch Svealand verbunden. Später wurden die Überlaufschwelle der mittelschwedischen Meeresarme durch die Landhebung über die Wasserfläche des Yoldiameeres gehoben. Dadurch wurde das Ostseebecken vom Weltmeer isoliert — im Süden war Schweden mit dem Kontinent durch eine Landzunge

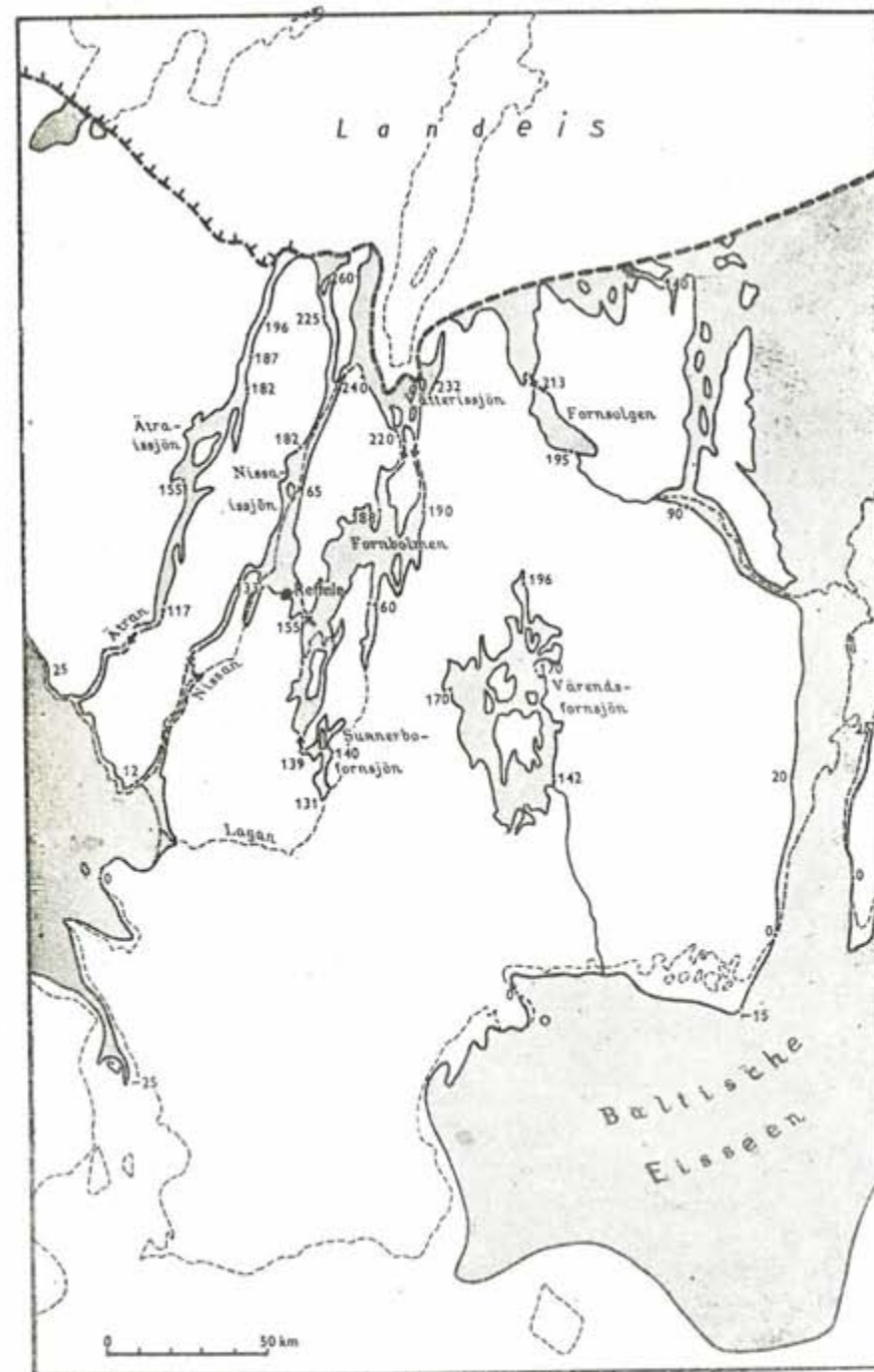


Fig. 2. Gotiglaziale Eisrandlage über den südlichen Wettersee.

Eine Eiszunge in Wettersee. Der Eisrand setzt gegen Westen in mächtige Endmoränen fort, die s. g. mittelschwedischen Randmoränen, die ihre Fortsetzung in Norwegens „Raer“ hat. Der Baltische Eissee bekommt jetzt Abfluss in Öresund. Der Wettereissee, die Nissa- und Atrajöseen und Alt-Bolmen sind eben abgeschnürt  
Nach Erik Nilsson, 1961

A



B



C



D



Fig. 3. Die spätquartäre Entwicklung des Ostseebeckens.

A: der Baltische Eissee (ca 8 000 v. Chr. Geb.) unmittelbar vor dem Zanken bei der Nordspitze von Billingen in Västergötland. Weiss: Landeis; schwarz: Meer; grau: Land.—B: das erste Stadium des baltischen Yoldiameeres (ca 7 500 v. Chr. Geb.) mit Isobasen und Landeisbedeckung im Norden.—C: das Endstadium des Ancylusees (ca 6 500 v. Chr. Geb.), Landeisreste, Isobasen Abflussrinne über Darsser Schwelle im Norden.—D: das Littorinameer zur Zeit seines Maximums (ca 5 000 v. Chr. Geb.) (mit Ausbildung von der Tapesrinne im Grossen Belt.—D: das Littorinameer zur Zeit seines Maximums (ca 5 000 v. Chr. Geb.) (mit Ausbildung von der Tapesrinne oder der postglazialen Grenze [L.P.G.] an der Westküste und der Littorinagrenze [L.F., resp. „L.II“ und „L.III“] an der Ostküste. In Norrland (mit gestrichelten Isobasen) eine Rekonstruktion mit Ausgangspunkt von der Höhe der littoralen Salzwassergrenze [die Clypeusgrenze] und damaligen baltischen Uferlinien.  
Nach Magnusson, Lundqvist, Granlund, 1957. Sveriges geologi

verbunden — und der Ancylussee kam zur Ausbildung. In den nördlicheren Teilen von Schweden wurde die höchste Küstenlinie von Ancylussee gebildet (Fig. 3).

Die Annahme, dass das Ostseebecken während der Ancyluszeit von einer, vom Weltmeer isolierten und über seine Oberfläche aufgestauten Wassermasse eingenommen war, ist im Laufe der Erforschung dieser Phase zu wiederholten Malen bezweifelt worden. Zum letzten Male geschah dies im Zusammenhang mit einer erneuerten Untersuchung der Svea-Älv-Gebietes im westlichen Närke, wo der erste Abfluss des Ancylussees gelegen haben sollte (Astrid Cleve-Euler 1930, 1957; S. Florin 1944b). [Fig. 5]. Gegenwärtig scheint jedoch die Mehrheit des ausschlaggebenden quartärgeologischen Materiales die früheren Forschungsergebnisse in Bezug auf den Zusammenhang der Svea-Fälle mit aus dem Osten kommenden Strömen von Ancyluswasser zu stützen und somit auch die Ansicht, dass der Ancylussee ein baltisches Binnenmeerstadium darstelle (S. Florin 1954).

An der Westküste Schwedens erscheinen die Niveauveränderungen während des Spätquartärs in einer Hinsicht einfacher als im Ostseegebiet. Im Westen haben sich keine, von Zeit zu Zeit erfolgende Aufstauungen der Wasseroberfläche in isolierten Becken ereignet. Dort waren die Niveauveränderungen völlig durch die Landhebung im Zusammenhang mit den Verschiebungen der Meeresküste bestimmt. Die Niveauveränderungen wurden studiert, teils mit Bezug auf das spätglaziale Stadium, also die Zeit während und unmittelbar nach dem Zurückweichen des Inlandeises, teils für die Postglazialzeit, welche für die Festlegung der Verschiebungen des Meeresstrandes die am wenigsten verwickelten Beziehungen zu er bieten scheint. Während der postglazialen Zeit waren die Veränderungen in der Höhenlage des Ozeans zusammen mit der sekulären Landhebung die dominierenden Faktoren. Während der spätglazialen Zeit waren vielleicht ausserdem elastisch bedingte Formänderungen der Erdkruste, verursacht durch wechselnden Zuwachs und Dünnerwerden der Eisdecke, und die davon herstammenden Störungen des Gleichgewichts für den Verlauf der Niveauveränderungen von Bedeutung. Der Verlauf der Strandverschiebungen während des spätglazialen Stadiums erscheint daher nach den vorliegenden Resultaten gewisser Untersuchungen, die unten näher besprochen werden, viel komplizierter als die Niveauveränderungen während der Periode, als das Inlandeis der paläogeographischen Entwicklung in Westschweden nicht länger sein Gepräge aufdrückte.

Unmittelbar nach dem Zurückweichen des Inlandeises war die Landhebung im allgemeinen sehr rasch (bis zu 15 m per Jahrhundert). Später nahm die Intensität der Hebung bedeutend ab.

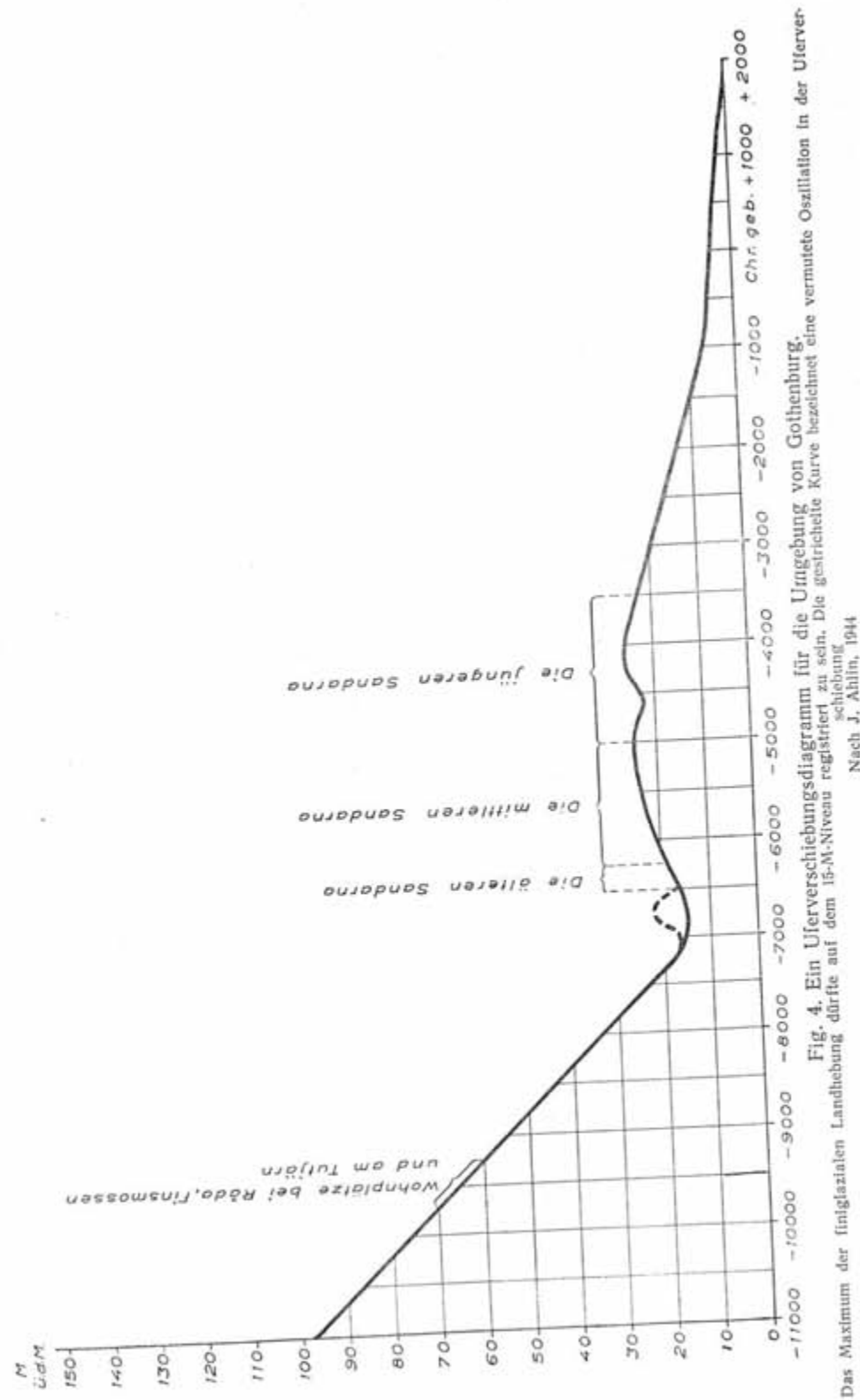
Im nördlichen Bohuslän erreicht die höchste Küstenlinie etwa 170 m ü. d. M. (Sandegren 1943, Hesseland 1949), bei Gotenburg liegt sie 95 m ü. d. M. (Sandegren u. Johansson 1931, S. 77), im nordwestlichen Schonen etwa 50 m ü. d. M., um südlich von Schonen unter die gegenwärtige Meeresoberfläche zu sinken.

Zu Beginn der postglazialen Zeit, reichlich mehr als 6800 v. Chr. Geb., trat nach einer raschen spätglazialen Regression im ganzen Küstenland bis zum nördlichen Bohuslän eine positive Küstenverschiebung ein. (Fig. 4). Diese hingte mit dem Steigen der Meeresfläche, verursacht durch die Zufuhr von Schmelzwasser vom rasch abnehmenden, noch vorhandenen Inlandeis in den arktischen Gebieten zusammen. Am oberen Wendepunkt der postglazialen Transgressionswoge bildete sich an der Westküste die sogen. Tapesgrenze aus, benannt nach dem stark halophilen Mollusken *Tapes decussatus*, der nur auf Niveaus unterhalb der postglazialen Transgressionsgrenze vorkommt. Die Tapesgrenze (oder postglaziale Grenze) entspricht an der Westküste wahrscheinlich der Litorinagrenze des Ostseebeckens und liegt bei Uddevalla 37 m ü. d. M. und bei Gotenburg 25 m ü. d. M. (Sandegren 1923, Alin 1934 a und b). Im Viskatal, das während der postglazialen Transgression teilweise einen Fjord bildete, liegt das Strandniveau des Transgressionsmaximums 35 km landeinwärts auf 27 m ü. d. M. und an der Küste auf 16.5 m ü. d. M. (von Post 1938, 1947). Bei Halmstad liegt „PG“ auf 13 m ü. d. M. und bei Hälsingborg auf ca. 10 m ü. d. M. (G. de Geer 1893, Halden 1929).

Ebenso wie wir unten für das Ostseegebiet finden werden, ist das Maximum der postglazialen Transgression an der Westküste Skandinaviens früher auf höheren Isobasenbreiten — gegen Norden, resp. gegen das Inland zu — registriert worden, wo der Landhebungsfaktor früher über den eustatischen Faktor die Oberhand gewann (betr. Norwegen vgl. Faegri 1940, 1943, Hafsten 1956). Fig. 7.

In Gegenden mit langsamerer isostatischer Hebung machte sich das Ansteigen der Meeresoberfläche noch in späteren Zeiten bemerkbar (Fig. 6). Im Norden an der schwedischen Westküste, auf der Isobasenbreite von Uddevalla, bemerkt man das Tapes-Maximum während atlantischer Zeit (in Pollen-Zone VII, nach Jessen 1935) und auf der Breite von Gotenburg während des älteren Teiles der subborealen Zeit (Zone VIII). In Schonen sind in Gebieten mit PG-Werten unter 10 m ü. d. M. Artefakte der jüngsten neolithischen Zeit (Bootzeit, oberer Teil der Zone VIII) als von Strandbildungen im Grenzwall der postglazialen Transgression „Ganggräbertransgression“ überlagert festgestellt worden (Rydbeck 1928).

In Bezug auf den Verlauf des postglazialen Meerestransgression an der Westküste von Schweden sei schliesslich bemerkt, dass dieselbe wie im Ostseegebiet etappenweise vorsichgegangen ist. Die erste Woge des Ansteigens macht sich während der borealen Zeit (Zone VI) bemerkbar. Während dieser Zeit dürften die Geschehnisse im Ostseegebiet zufolge der Isolierung und Aufstauung eines Ancylussees dem Einfluss der Bewegungen der Meeresoberfläche entzogen gewesen sein. (Vgl. die von S. Florin 1942, gegen ein, während borealer Zeit vom Weltmeer isoliertes Wasser vorgebrachten Einwände [S. Florin 1944 a und b]). Eine folgende Schwankung ist in der Kurve der Küstenverschiebungen während



der Übergangszeit zwischen Ancyclus- und Litorinazeit, „Mastogloiazeit“, „frühatlantische Transgression“ in Dänemark („LI“, oberer Teil der Zone VI) registriert. Danach kommen wieder verschiedene Maxima während der atlantischen (Zone VII) und der subborealen Zeit (Zone VIII), die in der Geschichte des Litorinameeres im östlichen Schweden („hochatlantische“, „spätatlantische“, ältere und jüngere „subboreale Transgression“ in Dänemark) besprochen werden sollen („LII“ und „LIII“/„SL“ und „GG“) in dem baltischen Gebiet von Schweden und Finland).

Die beim Studium der postglazialen Niveauveränderungen an der Westküste verwendeten Methoden zielten zunächst auf eine Vermessung und Synchronisierung der ins Gelände eingeschnittenen Strandlinien ab. Gegen Norden zu wurde mit Hilfe von „Treppen“ von Altseelagerfolgen mit auf verschiedener Höhe über dem Meer gelegenen Überlaufschwelle eine relative Datierung durchgeführt (Sandegren 1939, Fries 1951, S. Florin 1954). Des weiteren wurden u. a. bei Sandarna in der Nähe von Gotenburg Lagerfolgen von litoralen Ablagerungen mit Einlagerungen von mesolithischen und neolithischen Kulturschichten untersucht (Alin, Niklasson, Thomasson 1934) [Fig. 8]; in verschiedenen Gebieten sind ausserdem die unteren Verbreitungsgrenzen im Gelände von chronologisch charakterisierenden, steinzeitlichen Funden fixiert worden (Asklund 1927, 1929; Fredsjö 1953). Im nordwestlichen Schonen war ein eingehendes Studium der fossilen Diatoméenfloren in postglazialen Transgressionslagerfolgen von grundlegender Bedeutung für die Interpretation der Niveauveränderungen (Halden 1929). Im Zusammenhang mit von Post's Untersuchungen im Viskatal sind zum ersten Mal im Zusammenhang mit der Geschichte der Niveauveränderungen mehr umfassende stratigraphische Untersuchungen einer wechselnden Serie mariner und fluvialer Bodensedimente in einem südwestschwedischen Talzug durchgeführt worden (von Post 1938, 1947, 1955).

Von besonders grosser Bedeutung für die Diskussion der Niveauveränderungen der schwedischen Westküste war die quartärgeologische Untersuchung des steinzeitlichen Wohnplatzes bei Sandarna unweit Gothenburg (Alin, Niklasson, Thomasson 1934) [Fig. 9]. Diese Lokalität weist unter einer fast 3,5 m mächtigen Litoralakkumulation eine von Kies und Sand überlagerte Kulturschicht mit Herden und primitiven steinzeitlichen Artefakten auf. Unter den grösseren Werkzeugen dominieren Kernäxte aus Feuerstein. Ausserdem kommen Mengen von kleinen Feuersteingegenständen vor. Diese schliessen sich in gewissem Ausmass an altertümliche paläolithische Werkzeugtypen an, die sich bis ins Aurignacien zurückverfolgen lassen. Unter den Steinäxten bemerkt man auch primitive Grünsteinwerkzeuge von der Art, welche den Werkzeugvorrat der mesolithischen Fischer- und Jägerkultur im südlichen und mittleren Schweden kennzeichnet. Ein Schieferhacke mit geschlagenem Stielloch („Sandarne-Hacke“) im unteren Teil der Kiesanhäufung ist der Ancycluszeit zugewiesen worden. Der Bericht über die kombinierte geologisch-stratigraphische, quartärbotanische und archaeologische Untersuchung ist 1934 publiziert

worden. Gegenwärtig wird eine Fortsetzung der geologischen Untersuchungen bei Sandarna geplant.

Die Auffassung, dass die Niveauveränderungen an der Westküste Schwedens in postglazialer Zeit völlig von der Wechselwirkung des isostatischen Landhebungsfaktors und des glazialeustatischen Faktors bestimmt waren, dass somit während dieser Zeit keine Rückschläge in der



Fig 5. Übersicht über den Abfluss Svea älv zur Zeit der grössten Ausbreitung des Ancyclussees.

Die höchste marine Grenze=150-163 m ü.d.M.; das obere Niveau des Ancyclussees=114 m ü.d.M. und sein niedrigstes Niveau zur Zeit des Versiegens von Svea älv=112 m ü.d.M.  
Nach H. Munthe, 1927

Landhebung durch Bewegungen der Erdkruste vorkamen, hat durch die Resultate von Post's in Halland und dem Viskatal eine starke Stütze erhalten (von Post 1938, 1947, 1955). Was die spätglaziale Phase betrifft, so hat wie schon oben angeführt ist — die eben genannte Untersuchung Tatsachen zutagegebracht, die auf eine wesentlich kompliziertere Geschichte der Niveauveränderungen deuten (Fig. 10).

In seinen Studien über die Geschichte der spätquartären Niveauveränderungen im Vänern-See-Becken hat von Post angeführt, dass sich auf der Strecke Hunneberg-Kinneulle-Skagern-Svea-Älv die Punkte der höchsten Küstenlinie des Strandoberflächendiagrammes nach einer geraden Bezugslinie oberhalb der höchsten Grenze des Vänernsjärd und mit stärkerer Neigung als diese anordnen (von Post 1929). Daraus sollte sich ergeben, dass sie eine synchrone Strandfläche vom oberen Teil der finiglazialen Zeit repräsentieren, d. h. der Zeit, zu welcher sich das Eis aus der nörd-

lichen Stockholmer-Gegend entlang der Ostküste zurückzog und zu welcher eine „finiglaziale Transgression“ stattgefunden und kulminierte hätte.

In den südlichen Kilsbergen zwischen dem südlichen Värmland und dem westlichen Närke wurde eine Untersuchung des Inhalts fossiler Diatoméen in der Sedimentfolge längs und ein Stück unterhalb der höchsten Küstenlinie vorgenommen (Maj-Britt Florin 1944). Diese Unter-

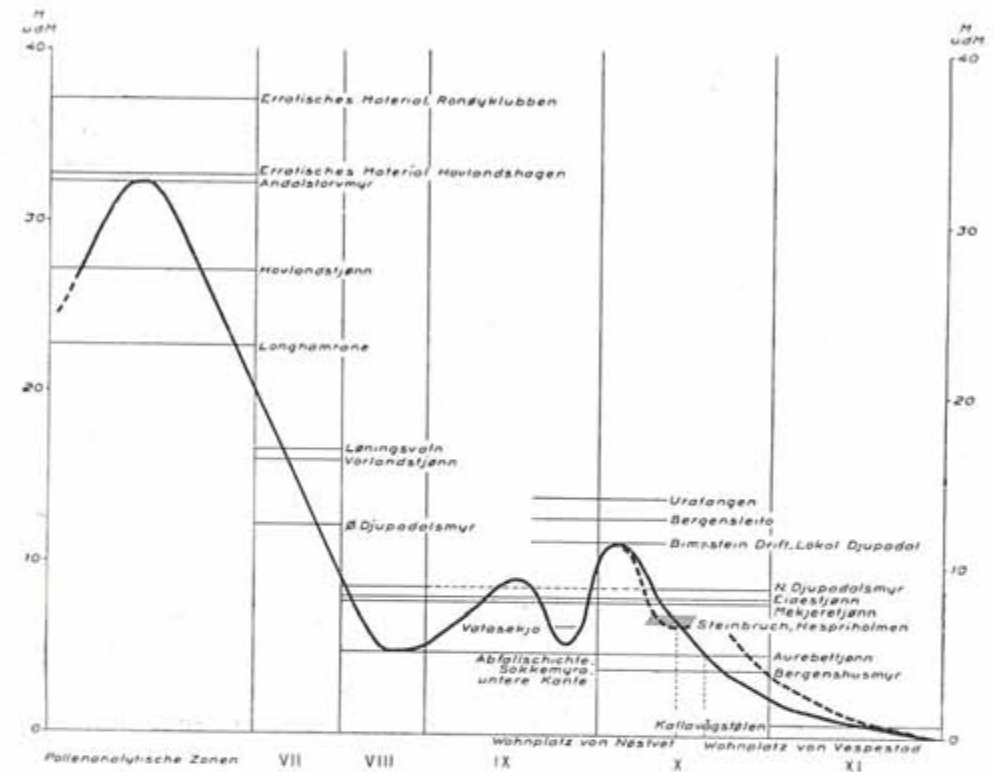


Fig. 6. Diagrammatische Darstellung der Verschiebungen der Küstenlinie auf Bomlo in westlichem Norwegen.

Die horizontalen Linien repräsentieren die Niveaus von Becken mit Altseeschichtenreihen und Untersuchungslokalen wie mesolithische und neolithische Wohnplätze. Die vertikalen Linien repräsentieren die pollenanalytischen Zonengrenzen. Von Zonengrenze VII—VIII angefangen repräsentiert die Abszisse eine approximative Zeitskala  
Nach K. Faegri, 1943

suchung hat gezeigt, dass in den Bodenschichten eine Süswasserflora von Kleinseecharakter vorkommt, und darüber marine Sedimente mit dominierenden Diatoméen des Brackwassers. Die Lagerfolgen wurden von Maj-Britt Florin als bedingt durch eine positive Küstenverschiebung über Gebieten, die zur Zeit des Zurückweichens des Landeises oberhalb der Meeresoberfläche gelegen waren, gedeutet.

Man hat auch gesagt, dass die Süswasserablagerungen unter den marinen Bildungen sich auf eine andere Weise als durch eine spätglaziale marine Transgression erklären liessen (Caldenius 1944, Sandgren 1946). Man hat somit in Erwägung gezogen, dass die Süswaserdiatoméen mit dem Schmelzwasser des Inlandeises in die tieferen

Schichten gekommen sein könnten. Gemäss dieser Deutung hätte marines Plankton erst nach einem weiter nördlichen Abschmelzen des Eisrandes zur Ablagerung kommen können.

Maj-Britt Florin hat hiergegen geltend gemacht, dass die in den spätsubarktischen (präborealen) Bodensedimenten im südlichen Kilsbergsgebiet beobachtete Kleinseeflora, die eine hohe Frequenz von azidophilen und pH-indifferenten Diatoméen aufweist, wahrscheinlich zum grössten Teil in seichten Binnengewässern gelebt haben dürfte und deswegen autochton sein sollte.

Indessen haben mehrere Forscher den Gedanken verfochten, dass die Küstenlinie eine ununterbrochene Regression von der höchsten marinen Grenze durchgemacht hätte, bevor die postglaziale Transgression einsetzte. Die von dieser Seite gegen eine finiglaziale Transgression gemachten Einwände fassen in der Hauptsache auf einer Verleugnung der Zuverlässigkeit der Schalenbänke als stratigraphische Indikatoren von Niveauveränderungen. Man hat dargelegt, dass sich die Lehmlager oberhalb der Schalensandbildungen, die von De Geer und Antevs mit Veränderungen der Wassertiefe im Zusammenhang gebracht worden waren (G. De Geer 1910, Antevs 1917, 1928), auch auf andere Weise als durch Sedimentation in Verbindung mit einer ansteigenden und kulminierenden Meeresoberfläche hätten bilden können. Als Letzter hat Ivar Hesseland in seinen Studien über die Schalenbänke Nord-Bohusläns denselben einen Wert für das Studium der spätquartären Niveauveränderungen abgesprochen (Hesseland 1943).

Gleichzeitig sind indessen im Zusammenhang mit der quartärgeologischen Forschung an der Westküste Schwedens Tatsachen zutagegebracht worden, welche die Frage eines wechselnden Verlaufes der spätglazialen Niveauveränderungen aus gewissen Winkeln beleuchten. Im Jahr 1936 legte Bror Asklund eine Untersuchung über die marine schalenträgende Fauna und die spätglazialen Niveauveränderungen in Halland vor (Asklund 1936). Im Laufe dieser Untersuchung hatte es sich gezeigt, dass die wärmebedürftigen Faunaelemente auf der Strecke von Süd-Halland bis in die Gegend von Gotenburg nicht über die postglaziale Grenze (Tapes-Grenze) steigen. Es ergibt sich also hier ein anderer Zustand als in Bohuslän und am Oslofjord, wo Gerard de Geer, Richard Hägg, W. C. Brøgger, Per A. Øyen u. a. hoch über PG eine Serie von Niveaus für boreale und noch mehr wärmebedürftige Mollusken gefunden haben. Asklund's Studien der Geschichte der Niveauveränderungen in Halland ergaben weiterhin, dass die spätglazialen Strandlinien dort eine Gruppe gotiglazialen Alters repräsentieren. Durch die Veröffentlichung von Väinö Tanner's wichtiger Übersicht über die fenno-skandischen Niveauveränderungen öffnete sich eine Möglichkeit, die Niveauveränderungen der halländischen Küstengebiete in einen weiteren Zusammenhang einzuordnen (Tanner 1930). Eine grosse Zahl der Strandlinien, die nach Tanner's Darstellung mit mittelschwedischen

finiglazialen Strandlinien zu konnektieren wären, sollte indessen nach Asklund der gotiglazialen Phase angehören. Diese Niveaugruppe scheint mit den aus dem Väner-Diagramm von Post's extrapolierten finiglazialen und postglazialen Niveaus eine bedeutende Diskordanz zu bilden. Mit der PG-Grenze als Bezugsniveau wird der Zusammenhang der vorzüglichsten Strandlinien, des „grossen Terrassenniveaus“ und des etwas älteren „Sandniveaus“, mit den Hauptniveaus der Ozeanküste in ihrer gotiglazialen Alterstellung anschaulich gemacht. Zwischen der gotiglazialen und der finiglazialen Entwicklung stellt sich nach Asklund ein bedeutender Unterschied heraus. Die Niveaus der finiglazialen Phasen sollten fast als eine von der gotiglazialen Epoche völlig getrennte Phase betrachtet werden können. Asklund's Resultate sind durch Hesseland kritisiert worden, der aber doch zugibt, dass Daten, die sich aus marinen Subfossilien nach ihrer Einfügung in Übereinstimmung mit einem ordnenden Grundprinzip ergeben können, im Stande sind über die Altstrandniveaus wichtige Aufschlüsse zu geben.

Die zuletzt veröffentlichten Resultate von Untersuchungen über den Charakter der Niveauveränderungen in Halland während des spätglazialen Phase finden sich bei von Post (von Post 1938, 1947 und (posthum) 1955). Von Post's Darstellung, welche die „Viskan-Untersuchung des geologischen Instituts der Stockholmer Hochschule“ umfasst, gründet sich teils auf eine, mit Hilfe von Studenten während einer Reihe von Jahren (1932—1943) vorgenommene, sehr eingehende stratigraphische Untersuchung des Viskan-Tales, das nach der Entblössung vom Eis auf einer Strecke von 70 km einen Meeresfjord bildete, teils auf eine Zusammenstellung von Strandniveaus aus Halland. Die letzteren sind auf die goti-, fini- und postglazialen Gruppen verteilt. Als Bezugsniveau in diesem Relationsdiagramm, in dem die in Frage stehenden Strandlinien zusammengestellt sind, dient die postglaziale Grenze. Bezügl. dieses Niveaus wird gezeigt, dass es metachron ist. In den westlichen, innersten Teilen des Küstenlandes entspricht es dem ersten Gipfel der postglazialen Transgression. Ausserhalb desselben liegt der zweite Gipfel und ganz draussen in der Küstenlandschaft der dritte Gipfel der komplexen Transgression.

Mit seiner Untersuchung des Viskan und der halländischen Systeme von Altstrandlinien beabsichtigte von Post die Rolle des glazialeustatischen Faktors im Verlaufe der spätquartären Niveauveränderungen klarzustellen und den Betrag des Ansteigens der Meeresoberfläche numerisch zu berechnen. In diesem Untersuchungsgebiet liegt der Wendepunkt zwischen der finiglazialen Regression und der postglazialen Transgression im grossen ganzen auf einem, der heutigen Meeresoberfläche entsprechenden Niveau. Dank den bedeutenden Gradienten der Altküstenlinien von der äussersten Küstenzone gegen das Innere des Landes ist es möglich, mit Hilfe der Neigungsverhältnisse der Strandoberflächen zu bestimmen, welche Rolle im Verlauf der Niveauveränderungen, z. B. bei Transgressionen. Bewegungen der Meeresoberfläche zugeschrieben werden kann. Die obigen



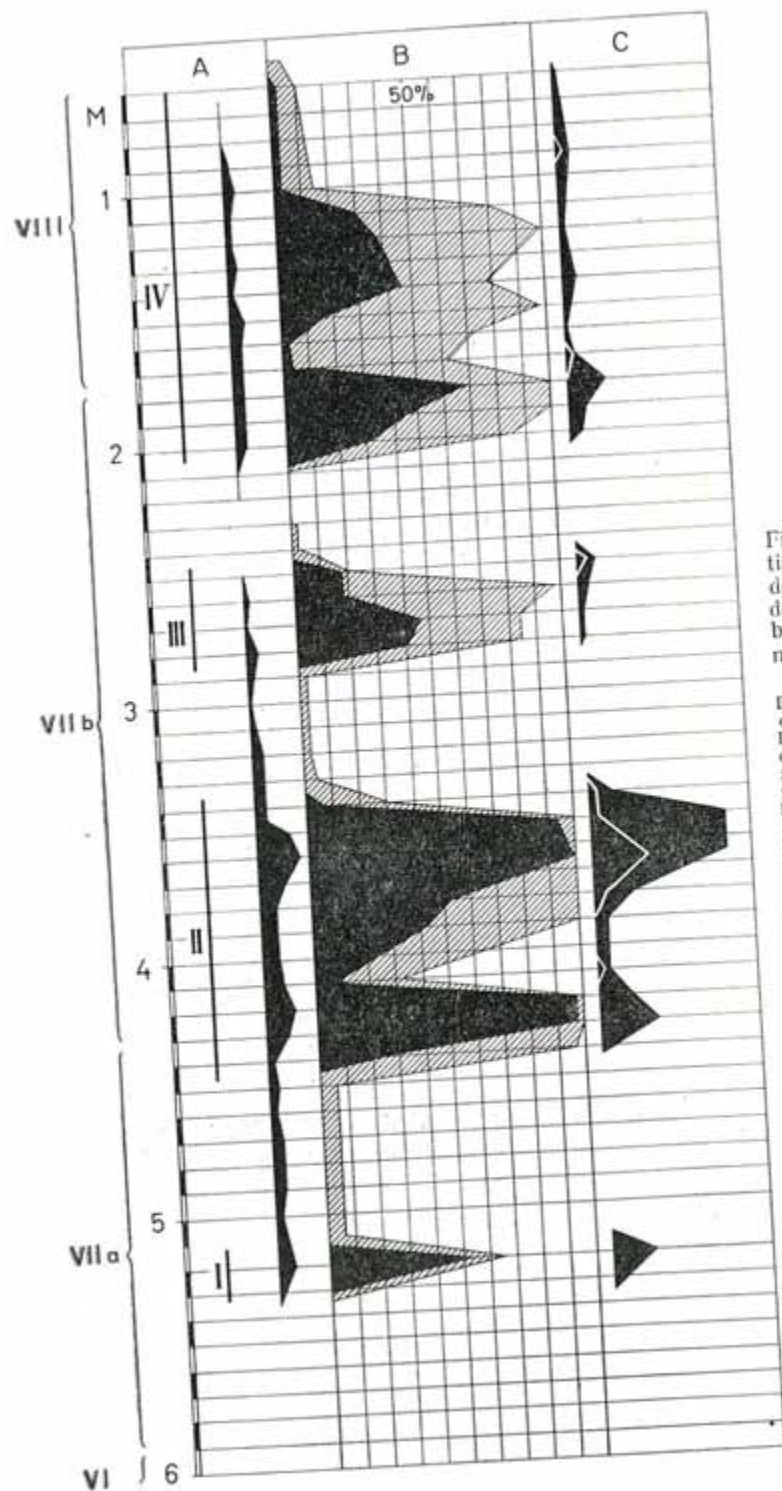


Fig. 7. Diagrammatische Darstellung der Oszillationen des Litorinameeres beim Søborg Sø im nordöstlichen Sjælland

Die Silhouette A gibt den Prozentsatz von Pollen von Chenopodiaceen im Verhältnis zur Summe des Baumpollen an. B ist ein Diatomdiagramm, auf Planktonformen gebaut. Salzwasserformen sind schwarz, Brackwasserformen gestrichelt, Süßwasserformen weiss; Summe 100%. C ist ein Diatomdiagramm, auf Epiphyten gebaut. Die salzfördernden Epiphyten sind im Verhältnis zu sämtlichen epiphytischen Formen angegeben. Die Prozentzahl der am meisten ausgeprägten (euhaloben) Salzwasserformen ist durch eine weisse Linie innerhalb der Silhouette angegeben. Die römischen Ziffern und vertikale Striche markieren Søborg Søs Fjordperioden. Sie sind im Zusammenhang mit I) Frühatlantischer Transgression, II) Hochatlantischer Transgression, III) Spätatlantischer Transgression und IV) Subborealer Transgression entstanden.

Nach  
Johs. Iversen, 1937

Verhältnisse sind Voraussetzungen für das geplante Unternehmen, die Bewegungen der Landmasse und die eustatischen Höhenveränderungen der Meeresoberfläche je für sich quantitativ zu bestimmen.

Die Untersuchung hat gezeigt, dass in dem in Frage stehenden Gebiet in postglazialer Zeit verschieden identifizierte Strandmarken eingeschnitten wurden. Dies geschah im Zusammenhang mit Stillständen der Küstenlinie, die dadurch bedingt waren, dass das Ansteigen der Meeresoberfläche eine gleichmässig fortschreitende Landhebung überwunden hat. Während spätglazialer Zeit konnten dagegen wirkliche Rückschläge im Verlauf der Landhebung nachgewiesen werden. Nach von Post sind die letztgenannten Bewegungen der Erdkruste ungemein rasch vorsichgegangen und scheinen den Charakter elastischer Reaktionen der Erdkruste infolge von Belastungsänderungen und von durch diese bedingten Störungen des Gleichgewichtes im darunter liegenden Magma gehabt zu haben.

Während der gotiglazialen Zeit, unter deren letzter Phase noch ein Rest des Inlandeises im Viskafjord gelegen zu haben scheint, wurde die isostatische Hebung durch eine wirkliche Landsenkung vom oben genannten Typus unterbrochen. Eine derartige elastische Bewegung der Erdkruste lässt sich in der Geschichte der spätglazialen Niveauveränderungen wenigstens noch ein Mal, nämlich in finiglazialer Zeit, nachweisen. Im Relationsdiagramm kommen derartige Geschehnisse dadurch zum Ausdruck, dass die Relationslinien der unteren Strandoberflächen steiler stehen als die der oberen. Bei einer eustatischen Transgression im Laufe einer fortschreitenden Landhebung wird dagegen die Strandoberfläche sozusagen parallel mit sich selbst gehoben und das Diagramm zeigt eine Kombination von Linien, welche dadurch charakterisiert ist, dass eine tiefere, schwächer geneigte Isobasenfläche eine oder mehrere höhere und steilere überschneidet.

Es zeigt sich somit, dass wirkliche Rückschläge in der Landhebung tatsächlich teils zur Zeit der spät-gotiglazialen Randmoränen, teils — jedoch wesentlich schwächer — während der finiglazialen Zeit stattgefunden haben. Als Ursache betrachtet von Post wenigstens bei dem ersten Ereignis die Vermehrung der Belastung durch das Eis in einem solchen Grad, dass sich eine mehr oder weniger ausgeprägte Tendenz zu einer neuerlichen Hinabpressung der Erdkruste eingestellt hat. Die bemerkten Einpressungen der Erdkruste verblieben jedoch innerhalb der Grenzen der elastischen Formveränderung. In keinem der Fälle ist der Zuwachs der Belastung für eine plastische Deformation ausreichend gewesen, sondern die plastische Landhebungstendenz ist jederzeit ungebrochen geblieben.

Von Post schreibt indessen, dass die Resultate bis auf Weiteres als mehr oder weniger plausible Arbeitshypothesen aufzufassen seien, deren Prüfung die Aufgabe weiterer Untersuchungen sein werde. In dem Bericht über die marinen Altstränder Hallands wird im Jahr 1947 hervorgehoben, dass die Resultate hauptsächlich als Vorschläge und Problemstellungen für neue Untersuchungen innerhalb des vielgliedrigen Problem-

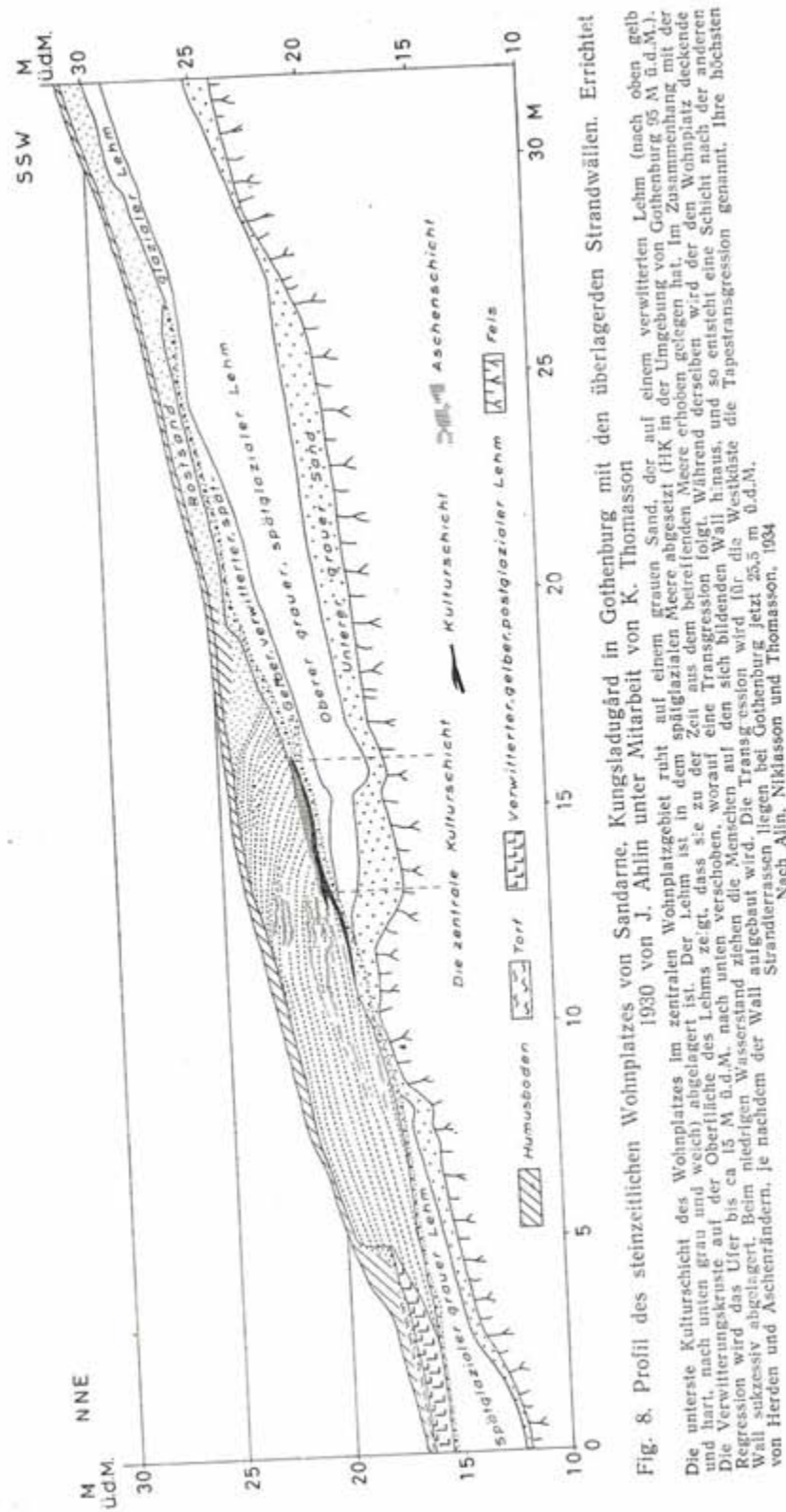


Fig. 8. Profil des steinzeitlichen Wohnplatzes von Sandarne, Kungsladugård in Gothenburg mit den überlagernden Strandwällen. Errichtet 1930 von J. Ahlin unter Mitarbeit von K. Thomasson

komplexes der spätquartären Niveauveränderungen Schwedens zu bezeichnen seinen.

Was die höheren Isobasenbreiten betrifft, so gilt es, mehr präzisierende Primärdaten zu beschaffen, welche die gegenwärtigen Extrapolationen aus den Untersuchungen in Halland ersetzen können. Bohuslän, als die direkte Fortsetzung Hallands, und das südwestliche Norwegen gehören zu den wichtigsten zu untersuchenden Gebieten. Ein anderes ist das mittlere Norrland mit Ångermanland als Mittelpunkt. Selbst begann von Post im Jahr 1945 eine Untersuchung im Oberlauf des Klarälvi in der Absicht die Väner-Untersuchung zu komplettieren; eine erste Mitteilung erschien 1948 (von Post 1948).

Mit Rücksicht auf die Notwendigkeit neuen Wissens stehen die peripherischen Zonen des Gebietes der Landhebung zu oberst auf der Wunschliste. Die Entwicklung im Gebiet der südlichen Ostsee und des Kattegatt wird als das leerste Blatt in der Geschichte der Niveauveränderungen des Nordens bezeichnet. Ihre Untersuchung ist auf Initiative des 1945 gebildeten „Dänisch-schwedischen Kommittés für die Entwicklungsgeschichte der scano-dänischen Meere“ unter dem Vorsitz Direktor Hilmar Ødum's begonnen worden.

\* \* \*

Im Gebiet des Ostseebeckens wird die Geschichte der Niveauveränderungen bezüglich der paläogeographischen Verhältnisse zur Ancyluszeit gegenwärtig an verschiedenen Orten studiert. Eines der Untersuchungsgebiete liegt, wie gesagt, im Grenzgebiet zwischen dem südöstlichen Värmland und dem westlichen Närke mit dem mächtigen Tal und den ausgetrockneten Fällen des Svea-Älv (Fig. 5). Zu Ende der zwanziger Jahre dieses Jahrhunderts wurde gezeigt, dass diese landschaftlichen Züge Überbleibsel des ehemaligen Abflusstromes des Ancylussees darstellen (Munthe 1927, von Post 1928). Dieser entstand, als die Landhebung die Überlaufschwelle des Narkesundes über die Oberfläche des Yoldiameeres hob und das Ostseebecken als Ancylussee isoliert wurde. Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse des Ancylusstadiums wurden weiterhin im Zusammenhang mit neuen Untersuchungen der südlichen Sunde — Belte und Öresund — beleuchtet, wo der Ancylussee während seines Endstadiums seinen Abfluss gehabt haben sollte. Durch diese Meerenge trat das Binnenseebecken während der Litorinazeit im Zusammenhang mit der postglazialen eustatischen Hebung der Wasseroberfläche des Ozeans mit dem Weltmeer in Verbindung.

Die Entdeckungsgeschichte und die von Henrik Munthe und Lennart von Post vorgenommene Erforschung des Gebietes des Svea-Älv ist von grossem quartärgeologischen Interesse. Munthe deutete 1902 an Hand von Funden von Süßwasserfossilien in Strandwällen in exponierter Lage auf Öland und Gotland die Ostsee während des Ancylusstadiums, benannt nach der kleinen Süßwasserschnecke *Ancylus*

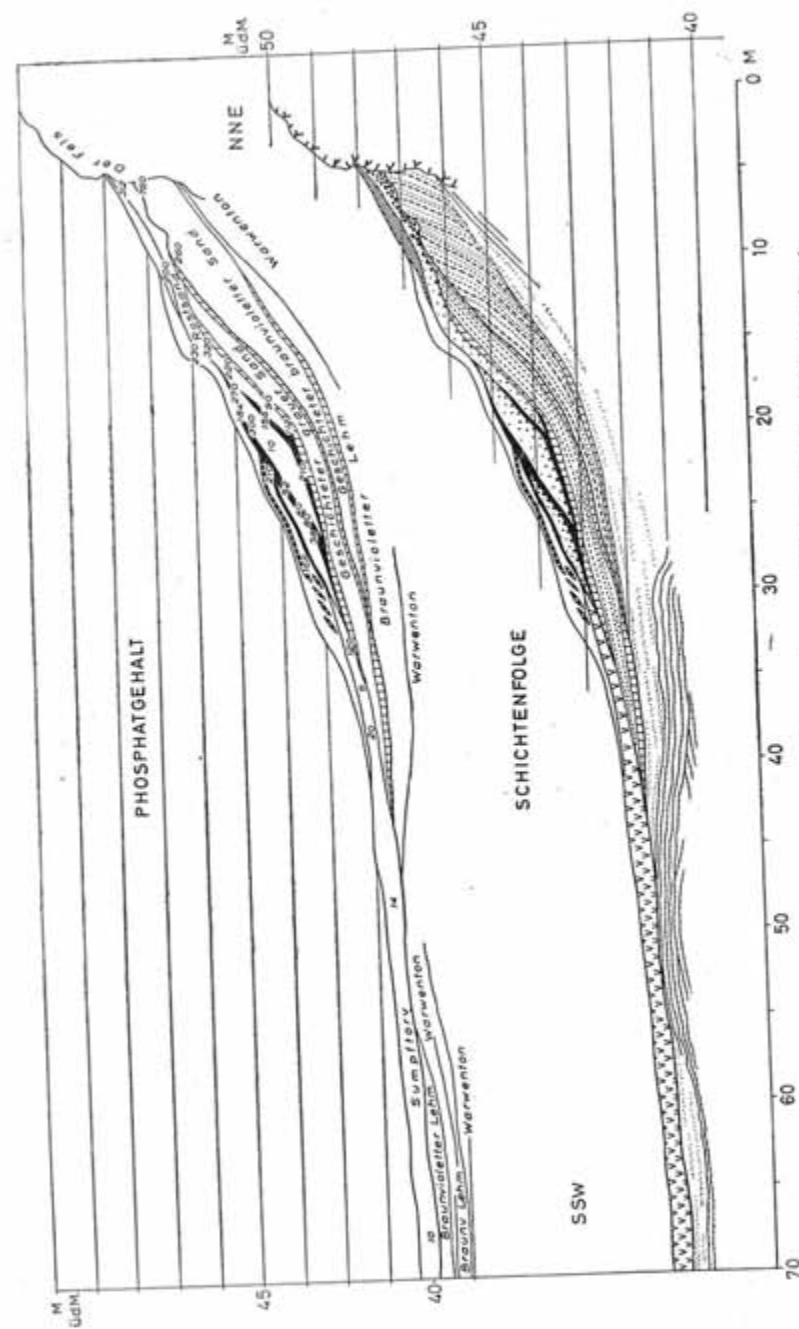


Fig. 9. Die Litoralterrassen bei Dammtugan, Sjöholms säteri, Södermanland. Eine kombinierte quartärgeologische und archäologische Untersuchung bei Dammtugan hat ergeben, dass eine dort in mehreren Absätzen aufgebaute baltische Litoralkkumulation in ihrer Distalpartie mehrere stratigraphisch gesonderte, durch Strandlinien abgegrenzte Kulturschichten aufweist. Innerhalb der Strandzone, wo die verschiedenen Kulturschichten durch Zwischenpacken von baltischem Sand getrennt sind, scheint die Hinterlassenschaft in der untersten Schicht I nur aus Geröllbellen und primitiven, grob zugehauenen Grünsteinbeilen zu bestehen. Die oberen Fundschichten weisen neolithische Waffen und Geräte auf. Das ältere Besiedlungsstadium repräsentiert die Periode baltischer Niedriglage vor der Meeresspiegelhebung zu Beginn der Littorinazeit.

Nach S. Florin, 1948

*fluviatilis*, als einen über das Weltmeer aufgestauten Binnensee und schlug vor, dass dessen erster Abfluss an den tiefsten Punkten der Wasserscheide zwischen Ostsee und Skagerak zu suchen sei. Munthe's topographische Untersuchungen in diesem Gebiet, das von Gerard de Geer der Svea-Pass genannt worden war, begannen im Jahr 1916. Im Jahr 1923 fingen die mit dem Altstrom zusammenhängenden Erscheinungen, die in der Skulptur des felsigen Untergrundes, in Blockmeeren und den gewaltigen Deltaterrassen an den Fallmündungen ihren Ausdruck finden, das Interesse von Post's. Während er sich früher denen angeschlossen hatte, welche die Theorie vom Ancylussee als einem von Westmeer isolierten Binnensee als unbewiesen betrachteten, wurde er nun überzeugt davon, dass das Gebiet Spuren eines riesigen Stromes aufweist, dessen Wassermassen viel zu gross waren, um von lokalen Seen herkommen zu können. Im Jahr 1925 unternahm Munthe und von Post gemeinsam den Svea-Älv einer ersten, vollständigeren Untersuchung. Munthe's Anteil an der Untersuchung betraf die ehemalige fluviatile Morphologie des Gebietes. Von Post's Arbeit hatte das Ziel, das Alter der Ablagerungen des Svea-Älv auf pollenanalytischem Wege zu bestimmen, den Zeitpunkt für das Austrocknen der Wasserfälle im Zusammenhang mit der Kippung des Ancylussees gegen den südlichen Teil des Ostseebeckens festzustellen und die Zeit des Svea-Älv der Geschichte der postglazialen Niveauveränderungen sowie der Entwicklung von Wald und Klima in weiterem Sinne einzufügen. Munthe's und von Post's Untersuchungen wurden 1927, bzw. 1928 veröffentlicht.

Nach den obengenannten Untersuchungen wurden in diesem Gebiet weitere quartärgeologische Untersuchungen ausgeführt. Es geschah dies in der Absicht, eine Zeitbestimmung für den Svea-Älv zu erhalten, als der Svea-Fjord an den Überlaufschwelen im Gebiet von Degerfors seichter zu werden begann, als das Wasser sich seinen Weg durch die Abflussrinnen zum Tal des Letälv suchte und die Fälle in ihr letztes Entwicklungsstadium eintraten. Neuere Untersuchungen über die Geschichte der Niveauveränderungen der Ancyluszeit wurden in angrenzenden Gebieten in Svealand und auch dem südlichen Norrland ausgeführt (E. Nilsson 1926, Assarsson 1929, Astrid Cleve-Euler 1930, Askund 1935). In Norrbotten hat Erik Fromm mit neuen Pollen- und Diatomendiagrammen aus dem Küstengebiet die Entwicklung von Yoldia über Ancylus bis Litorina dargestellt (Fromm 1949). In der Svea-Älv-Region wurden Untersuchungen vorgenommen teils von Stromablagerungen und Sedimenten des ruhigen Wassers im Gebiet der Fälle selbst, teils von Lagunen- und Altseeformationen in Moorgebieten auf verschiedenen Niveaus in der nächsten Umgebung.

Die Altseelagerfolgen auf dem Niveau der Überlaufschwelen, nämlich 105—110 m ü. d. M., zeigen in ihren Lagunen- und ältesten Altseesedimenten einen verhältnismässig hohen Gehalt an Birkenpollen der ersten Wälder, die vom Gebiet Besitz ergriffen (Maj-Britt Florin 1944,

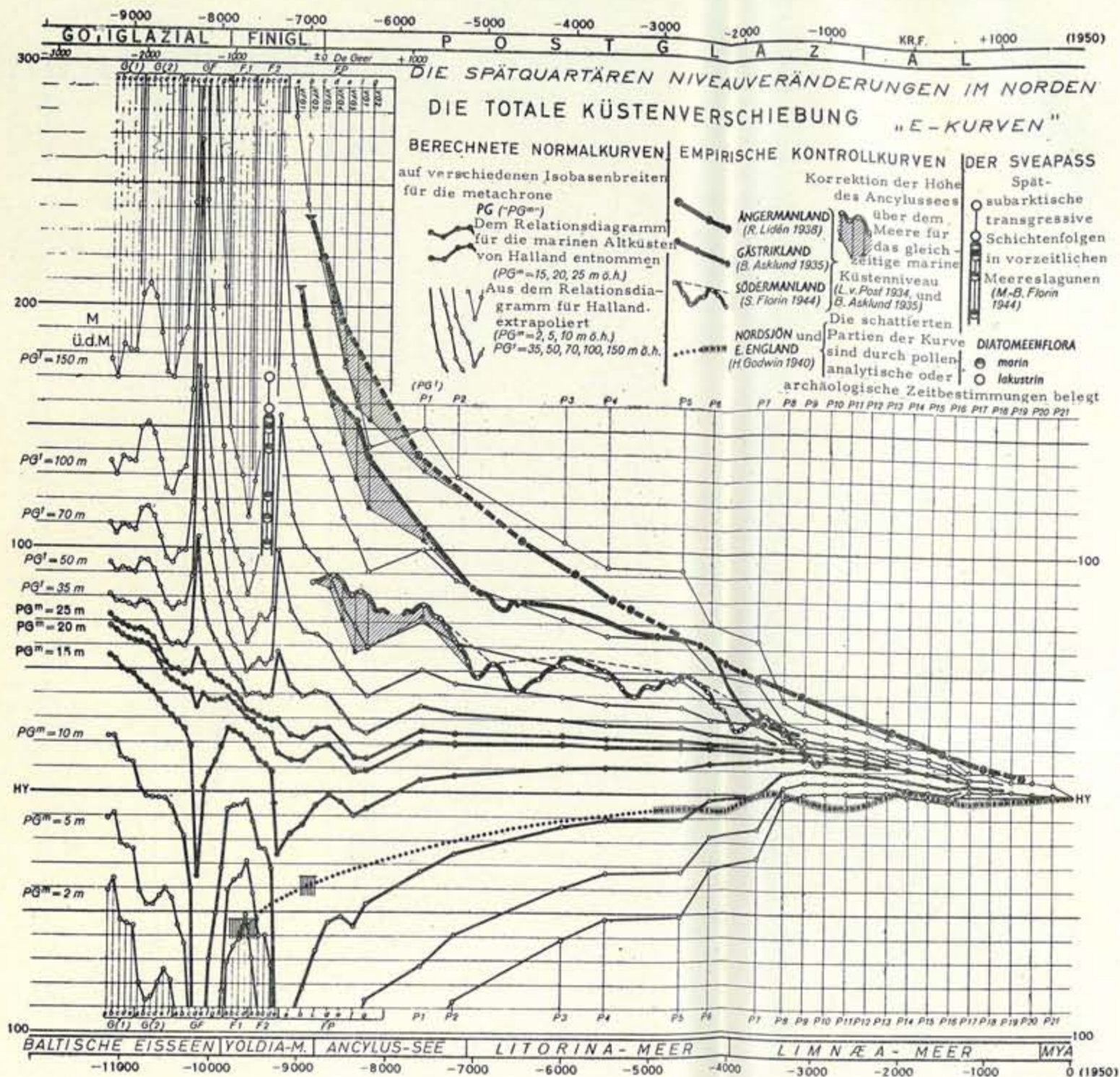


Fig. 10. Ein von Lennart von Post konstruiertes Diagramm, zeigend die totale Uferverschiebung in der spätquartären Niveauveränderungen im Norden mit berechneten und empirischen Kurven

Die berechneten Kurven herrühren von einem von L. v. Post aufgemachtes Relationsdiagramm für Halland mit „PG“ - Werten von bezw. 15, 20 und 25 m ü.d.M. Offene Kreise neben Kurven sind auf extrapolierten Werten aus Halland gegründet. Die empirische Kontrollkurven stammen aus Angermanland (R. Lidén 1938), Gästrikland (B. Asklund 1935), Södermanland (S. Florin 1944) und südöstlichem England (H. Godwin 1940). Ein drittes Diagramm von von Post (1916) zeigt Landerhöhung und Landsenkung, also wirkliche Erdkrustenbewegungen gemäss der relativen Gradientwinkeln der Strandflächen. Einwirkung von der eustatischen Höhenveränderungen der Meeresoberfläche auf der totalen Uferverschiebung werden durch die Diskontinuität zwischen Kurven für die totale Uferverschiebung und Kurven für Landerhöhung und Landsenkung angedeutet. Man findet die Relation: die totale Uferverschiebung = Uferverschiebung wegen Erdkrustenbewegungen + Uferverschiebung wegen eustatischer Bewegungen der Meeresoberfläche. Die absolute Relation zwischen isostatische und eustatische Bewegungen kann indessen nicht fixiert werden, so lange man die Lage des wirklichen O-Niveaus nicht kennt. Das provisorische O-Niveau = die jetzige Meeresoberfläche (die in dem Untersuchungsgebiet ganz in der Nähe von dem wirklichen liegen dürfte)

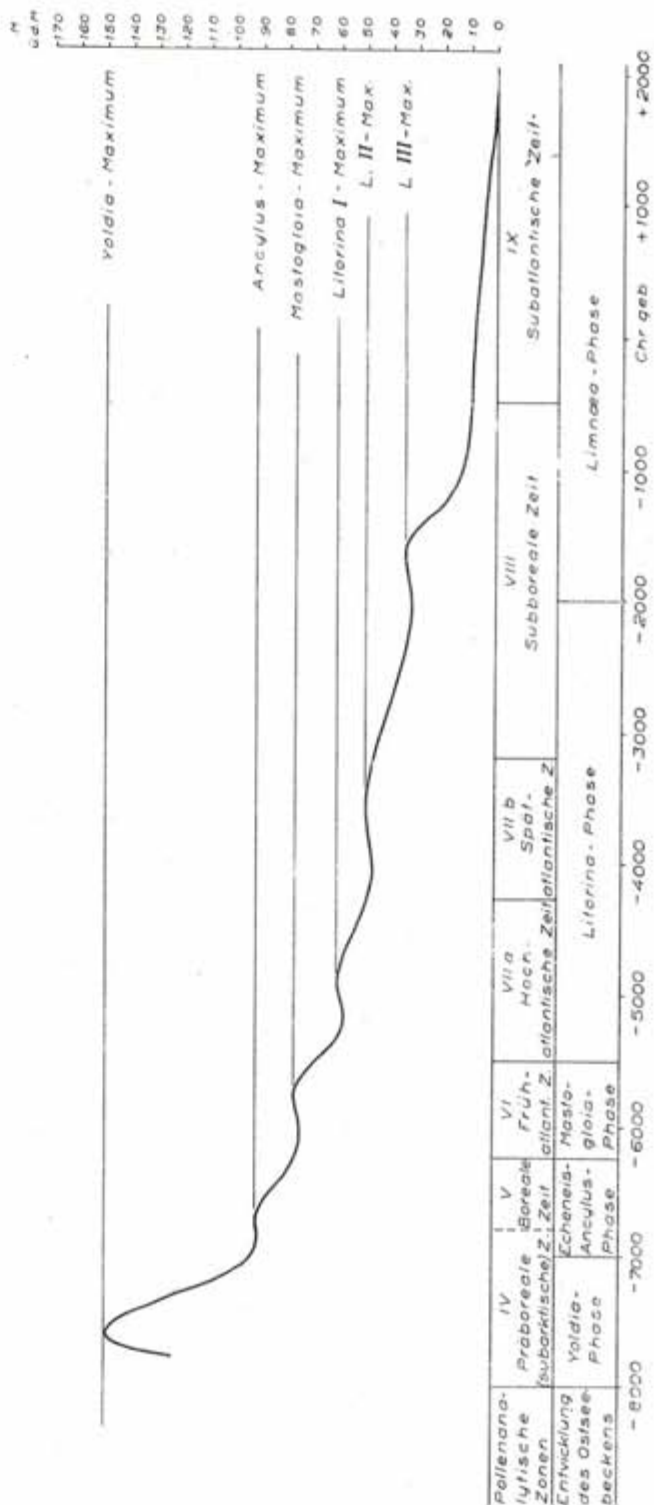


Fig. 11. Die Strandverschiebung von Näärke -- Södermanland in Ostmittelschweden.

Von den drei Gipfeln der komplexen Littorinatransgression liegt L I 86 m ü.d.M., L II 50 m ü.d.M., L III 33 m ü.d.M.  
Nach S. Florin, 1944

und der Vergrößerung des Einströmungsquerschnittes wurde die Zufuhr von Meerwasser immer intensiver, so dass auf dem Maximum der Transgression das süsse Wasser durch ein Wasser ersetzt war, dessen Salzgehalt an der Oberfläche doppelt so hoch war als zur Gegenwart.

Im Zusammenhang mit verschiedenen skandinavischen Untersuchungen hat es sich gezeigt, dass das Ansteigen des Litorinameeres im südlichen Ostseebecken einer komplexen Transgression entspricht, die in verschiedenen Wogen vorsichgegangen ist. Im Laufe von quartärgeologischen Studien im Gebiet von Kalmarsund während der zwanziger und dreissiger Jahre schied *Herald Thomasson* zwischen der borealen und der atlantischen Zeit ein Stadium aus, das durch Ablagerungen mit einer subhalinen Diatoméenflora gekennzeichnet ist (*Thomasson* 1927, 1935). In diesem war die Kieselalgenflora der eigentlichen Litorinazeit noch nicht aufgetreten. Dieses Stadium wurde Mastogloiastadium genannt. Später wurde es auch in mittelschwedischen und in gewissen südfinländischen Altseelagerfolgen identifiziert. Man kann daher vielleicht annehmen, dass es einen Übergang zur eigentlichen Litorinazeit repräsentiert und vielleicht einen Einfluss von Seiten der in Dänemark beobachteten marinen, sogen., frühatlantischen Transgression bezeugt (*Iversen* 1937). Die Verfechter der Ansicht, dass ein Ancylusstadium mit Süswasser-Bedingungen bis zum Beginn der Litorinazeit andauerte, haben indessen für das Ostseebecken geltend gemacht, dass die subhaline Diatoméenflora nur von den hydrographischen Verhältnissen in einem isolierten Ancylussees zeugt. (Die Verhältnisse sollten darin bestehen, dass zeitweilig entlang gewisser Küstenstrecken brackisches Tiefenwasser durch Strömungen an die Oberfläche geführt wurde. (*Von Post* 1927). Eine quartärgeologische Untersuchung über das Mastogloiastadium im östlichen Mittelschweden — von der Region um Stockholm bis zum Gebiet des Svea-Älv ist gegenwärtig im Zug (*Maj-Britt* o. *S. Florin*). Diese Untersuchung ist auch von besiedlungshistorischem Interesse. Die frühesten Spuren einer an den Strand gebundenen, festen, steinzeitlichen Besiedelung im östlichen Mittelschweden scheinen aus dieser Zeit zu stammen. Im Zusammenhang mit quartärbotanischen Untersuchungen und Strandlinieuntersuchungen kann man eine Antwort auf die Frage erwarten, ob die Mastogloia-Zeit eine Phase mit einem ozeanisch beeinflussten ersten Ansteigen der Küstenlinie im östlichen Schweden im Zusammenhang mit einer allgemeinen positiven Küstenverschiebung oder ein Endstadium im Ancylussees repräsentiert.

Nach einem Übergangsstadium, Mastogloiazeit, tritt in den hydrographischen Verhältnissen des Ostseebeckens eine markante Veränderung ein zu einem Zeitpunkt, dessen Einfallen nach  $C^{14}$  — Bestimmungen und in Ängermanland vorgenommenen geochronologischen und quartärbotanischen Untersuchungen zwischen 5500 und reichlich etwa 5000 v. Chr. Geb. berechnet werden kann. (Übergang von Zone VI, frühatlantische oder spätboreale Zeit, zu Zone VII, hochatlantische Zeit). So weit gegen Norden

als Gästrikland mit einem Isobasenwert von 80 m für die höchste Litorinagrenze hat die durch die eustatische ozeanische Hebung bedingte Litorinatransgression den Landhebungsfaktor überwunden und ist als eine positive Verschiebung oder wenigstens als eine lange andauernde Retardation der Küstenlinie hervorgetreten (Fig. 12). In südlich davon gelegenen Gegenden wurden die zu Ende des Ancylusstadiums, bzw. des Mastogloiastadiums trocken gelegten Küstenstrecken von dem ansteigenden Litorinameer überschwemmt. Die in Frage stehende Woge des Ansteigens entspricht vermutlich der in Dänemark unterschiedenen, sogen. hochatlantischen Transgression. Zur Zeit ihres Maximums bildet dieses Ansteigen der Meeresoberfläche im Ostseebecken einen ersten Gipfel — LI — auf der komplexen eigentlichen Litorinatransgression in Schweden. In alltäglichem Zusammenhang wird das entsprechende Niveau in der ost-mittelschwedischen Landschaft als „Litorinagrenze“ oder LG bezeichnet. Das Niveau des ersten Einströmens von Brackwasser in der Litorinazeit wird „Clypeus-Grenze“ genannt. In nördlicheren Gebieten mit starker Landhebung liegt die „Clypeus-Grenze“ im Gelände oberhalb der „Litorinagrenze“. In mittelschwedischen Transgressionsgebieten, wo das Ansteigen der Meeresoberfläche den Faktor der Landhebung überwunden hat, wird die „Clypeus-Grenze“ vom LI-Niveau überflügelt, das hier die höchste litorinale Salzwassergrenze bildet (*Ramsay* 1924, 1926). Für die Lage der Küstenlinie unter der LI-Kulmination wurden für das Mälartal die  $C^{14}$  — Daten  $4870 \pm 120$ ,  $5020 \pm 120$  und  $4990 \pm 130$  Jahre erhalten (*S. Florin* 1959; *Ingrid Olsson* 1959). Diese Strandlinie weist oft sehr kräftige topographische Spuren auf. Im Anschluss an dieselbe gab es im östlichen Mittelschweden, besonders in Södermanland, eine reiche Fischer- und Jägerbesiedelung. In den von dieser herstammenden Kulturlagern im Altschärenggebiet sind Walzenbeile die charakterisierenden Werkzeugtypen (*S. Florin* 1961). Die höchste Litorinagrenze liegt in der Gegend von Uppsala bei 64–70 m ü. d. M., in der von Stockholm bei 53 m ü. d. M., im mittleren und nördlichen Södermanland bei 56–61 m ü. d. M., am Bråviken im nördlichen Östergötland bei 45 m ü. d. M. (LI), samt auf dem nördlichen Gotland bei 22 m ü. d. M. und auf Südgötland bei 12 m u. d. M. (L II).

Ein zweiter Gipfel der Litorinatransgression (L II) entspricht der dänischen spätatlantischen oder vielleicht der ersten subborealen Transgression. Diese ist ausser auf Gotland (*Munthe* 1928, 1940) unter anderem im Gebiet Öland-Kalmarsund und in Södermanland identifiziert (*G. Lundqvist* 1925, *Florin* 1936). Die Retardation der Küstenlinie auf dem in Frage stehenden Niveau ist im südlichen Mälartal oft durch ausgedehnte Akkumulationsterrassen von litoralem Sand auf Eisstrombildungen repräsentiert.

Auf diese Terrassen sind relativ bald nach dem Wiederbeginn der Regression die ersten Ackerbauer des neolithischen Stadiums ausgewandert. Die hinterlassenen Kulturlager mit Keramik haben oft an den Seiten

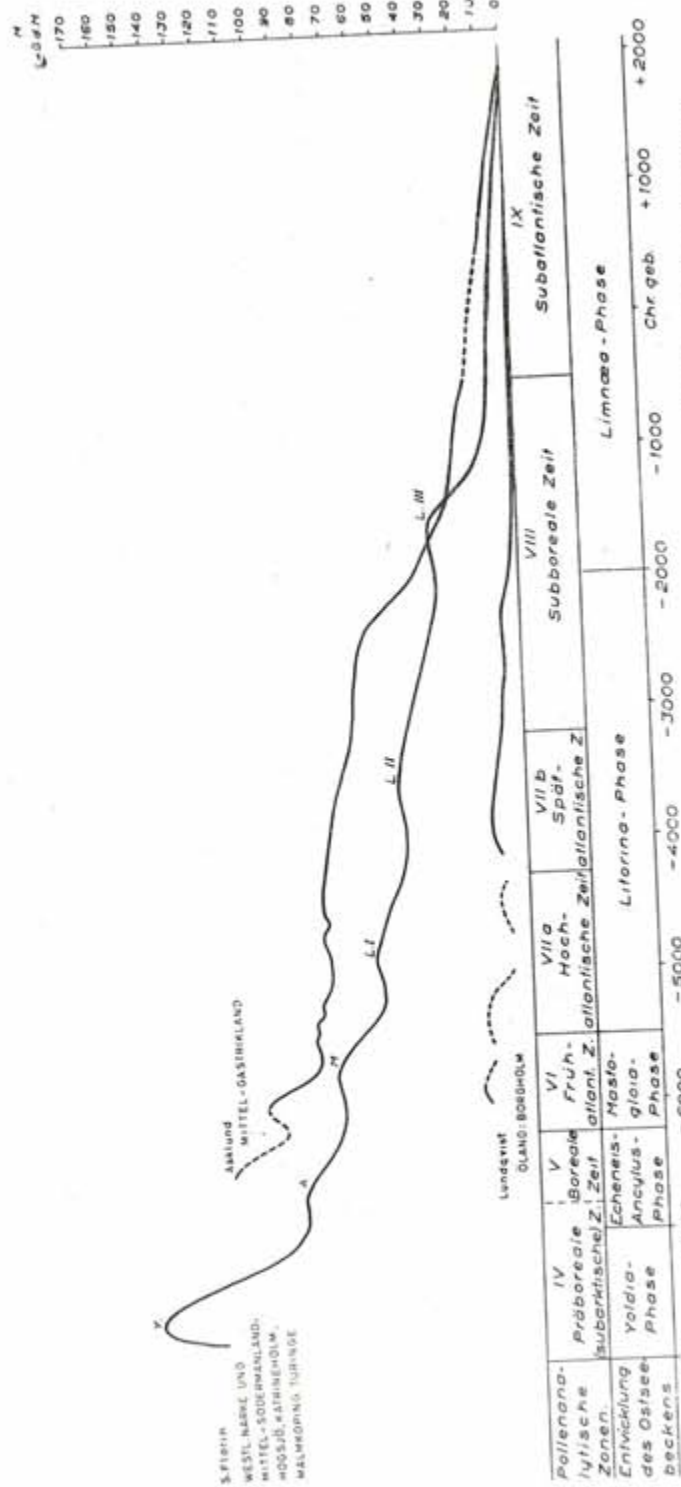


Fig. 12. Eine Zusammenstellung von Uferverschiebungskurven für das baltische Gebiet in östlichem Schweden. Die obere Kurve zeigt die Strandverschiebung für Gästrikland nach B. Askund (1935). Die höchste Grenze („HK“) befindet sich ca 108 m ü.d.M. Die Wanderung des Meeresüfers nach unten ist zu Zeiten durch Transgressionen oder Retardationen abgebrochen. — Für Angermünde im Zentrum der Landerhöhungsregion bringt eine von R. Liden (1938) konstruierte Landerhöhungskurve eine postglaziale negative Uferverschiebung zum Ausdruck, die mit sukzessiv abnehmender Intensität für nördlichere Gebiete in Schweden keine Unterbrechungen oder Umschläge zu positiver Uferverschiebung erscheinen lässt. — Die mittlere Kurve stellt die Strandverschiebung für Ostmittel Schweden nach S. Florin (1934) dar. Zuerst wurden die Gebiete in westlichem Närke und in den Grenzgebieten von Värmland über die Meeresoberfläche erhöht. Die höchste Grenze („HK“) liegt hier 120–163 m ü.d.M. Grosse Landarealen wurden in kurzer Zeit trockengelegt. — Die untere Kurve zeigt die Strandverschiebung für die Gegend von Borgholm auf Öland nach G. Lundqvist (1928). Das Maximum der komplexen Litorinatransgression repräsentiert an dieser Isobasenaltituden den Gipfel L II mit Strandlinien um die Zeit kurz nach 4 000 v. Chr. Geb.

der Geröllläse im Mälartal eine weite Verbreitung (die Vråkulturl) (S. Florin 1938, 1958). Für die zuletzt genannten Wohnplatzschichten wurden die C<sup>14</sup> — Alter 3373±100 und 3252±100 Jahre erhalten. Das L II-Maximum dürfte einige Jahrhunderte früher anzusetzen sein (S. Florin 1958; Ingrid Olsson 1958).

Seit den zwanziger Jahren des Jahrhunderts hat man konstatiert, dass die dritte Transgressionswoge der Litorinazeit im südlichen Ostseebecken (L III) während einer in recht vorgeschrittener Zeit liegenden Epoche kulminiert hat, nämlich zu Ende der Ganggräber-Zeit (mittelneolithische Zeit), also erst ein paar Jahrhunderte nach 2000 v. Chr. Geb., am Übergang zur Limnæazeit (Rydbeck 1928). Zu derselben Auffassung über die zeitliche Stellung dieser jüngsten „steinzeitlichen Transgression“ führten auch finnländische quartärgeologische Untersuchungen (Ramsay 1926).

Im südlichsten Schweden ist die genannte L III-Transgression diejenige die am höchsten gereicht hat. In weiter nördlich gelegenen Gebieten, z. B. auf dem südlichen Gotland und im Südgebiet von Kalmarsund, entspricht, wie schon angedeutet, das Maximum der L II-Transgression der höchsten Litorinagrenze der Gebiete. In der Gegend von Stockholm und um den Mälarsee herum wird das Litorina-Maximum durch den L I-Gipfel repräsentiert. Die Metachronie im Zusammenhang mit der Ausbildung des Grenzniveaus der komplexen Litorinatransgression hängt mit der Intensität der Landhebung zusammen. Nach Norden zu wird die Litorinagrenze älter, da die Landhebung auf höheren Isobasenbreiten das Ansteigen der Meeresoberfläche rascher überwunden hat. Weiter nach Süden zu setzte die positive Küstenverschiebung noch eine Zeitlang fort, nachdem in nördlicheren Gegenden die Abwärtsbewegung des Strandes wieder eingesetzt hatte, und umso länger, je geringer die allgemeine Geschwindigkeit der Landhebung war. Das Verhalten wurde u. a. im Zusammenhang mit Untersuchungen von an die Küste gebundener prähistorischer Besiedelung und deren stratigraphischer Beziehung zu marinen Strandbildungen beleuchtet.

Bezüglich des Verlaufes des eustatischen Ansteigens der Meeresoberfläche in verschiedenen Transgressionswogen hat man schliesslich von einem Zusammenhang mit der Entwicklung des Klimas während „der postglazialen Wärmezeit“ gesprochen. Versuche sind gegenwärtig im Gange, um mit Hilfe eingehender pollenanalytischer Untersuchungen zu bestimmen, welche vegetationsgeschichtliche Ereignisse den Verlauf der Niveauveränderungen begleiteten. In diesem Zusammenhang ist auch der geophysische Charakter des Verlaufes der Landhebung einer gewissen Diskussion unterzogen worden.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Aario, L.: 1935. Die postglacialen Niveaushiftungen im mittleren Uusima mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu den steinzeitlichen Wohnplätzen.— *Annales Acad. Scient. Fenn.*, ser. A, XLIV, 1.
- Alin, J.: 1925. Stenåldersboplatser och strandlinjer i mellersta Bohuslän.— *Göteborg o. Boh. Fornm.-fören. Tidskr.*
- Alin, J.: 1926. Stenåldersboplatser och strandlinjer i mellersta Bohuslän.— *Göteb. o. Boh. Fornm. fören. Tidskr.*
- Alin, J.: 1934a. Strandlinjens läge i Göteborgstrakten vid slutet av den senglaciala landhöjningen. Med pollen-och diatoméanalys av R. Sandegren.— *Göteborgs Kungl. Vet.-o. Vitt.-Samh. Handl.* 5 F. Ser. B. Bd 4.
- Alin, J.: 1934b. Siehe Alin, J., Niklasson, N. and Thomasson, H.
- Alin, J.: 1944. Förmodade gotiglaciala boplatser i Göteborgstrakten.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66.
- Alin, J., Niklasson, N. and Thomasson, H.: 1934. Stenåldersboplatser på Sandarna vid Göteborg.— *Göteb. Kungl. Vet.-o. Vitt.-Samh. Handl.*, 5 F. Ser. A. Bd 3.
- Antevs, E.: 1917. Post-glacial marine shell-beds in Bohuslän.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 39.
- Antevs, E.: 1928. Shell beds on the Skagerack.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 50.
- Asklund, B.: 1927. Stenåldersfynden och Litorina — Tapes-gränsen.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 49.
- Asklund, B.: 1929. Stenåldern och nivåförändringarna. *Geol. Fören. Stockholm. Förh.*, 51.
- Asklund, B.: 1935. Gästrikländska fornstrandlinjer och nivåförändringsproblem.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. C, 391.
- Asklund, B.: 1936. Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna. Med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningssonen i Halland.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. C, 393.
- Assarsson, G.: 1927. Ancylos- och litorinagränser inom geologiska kartbladet Gusum.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. C, 344.
- Assarsson, G. und Magnusson, N. H.: 1929. Beskrivning till kartbladet Nyed.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. Aa, 144.
- Bagge, A.: 1937. Väst kustens stenåldersboplatser och nivåförändringar. En översikt.— *Fornvännen.*
- Bagge, A.: 1947. Nya fynd och forskningar rörande Sveriges äldsta bebyggelse.— *Fornvännen.*
- Bagge, A. und Kjellmark, K.: 1939. Stenåldersboplatserna vid Siretorp i Blekinge.— *Kgl. Vitt. Hist. Ant. Akad. Monogr.*
- Bergsten, F.: 1930. Changes of level on the coasts of Sweden.— *Geogr. Annaler, Stockh.*
- Bergsten, F.: 1954. The land uplift in Sweden from the evidence of the old water marks.— *Geogr. Annaler, Stockh.*
- Bergsten, K. E.: 1943. Isälvsfält kring norra Vättern. *Fysisk-geografiska studier.*— *Medd. Lunds univ. geogr. inst.*, avh. VII.
- Brotzen, F.: 1951. Bidrag till de svenska marina kvartäravlagringarnas stratigrafi.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 73.
- Brøgger, W. C.: 1905. Strandlinjens beliggenhet under stenåldern i det sydöstliga Norge.— *Norges Geol. Unders.*, 41.
- Caldenius, C. C.: zon.: 1944. Den sensubarkliska transgressionsvågen. (Anmälanden och kritiker.)— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66.
- Cleve-Euler, Astrid: 1930. Studier över Ancylostidens Mellansverige.— *Förf.: s förlag, Guldsmedshyttan.*
- Cleve-Euler Astrid: 1957. Was war der Svea älv? — *Nova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliensis ser. 4, vol. 17, nr 1.* (Also in *Publ. Inst. Quaternary Geol. Univ. of Upps.*, 3.)
- De Geer, G.: 1888—1890. Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. C, 98. (Auch in *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 10 u. 12.)
- De Geer, G.: 1893. Beskrifning till geologisk jordartskarta öfver Hallands län.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. C, 131.
- De Geer, G.: 1902. Beskrifning till kartbladet Strömstad med Koster.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. Ac, 1.
- De Geer, G.: 1910a. Södra Sverige i senglacial tid. Översiktsskarta.— *Sverig. Geol. Unders.*, ser. Ba, 8.
- De Geer, G.: 1910b. Quaternary Sea-bottoms in Western Sweden.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 32.
- De Geer, G.: 1940. *Geochronologia Suecica Principes.*— *Kungl. Vet. Akad. Tredje serien, Bd 18, 6.*
- Faegri, K.: 1940. Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen II. Zur spätquartären Geschichte Jaerens.— *Bergens Mus. Arb.* 1939—40. *Naturvitensk. rekke*, nr 7.
- Faegri, K.: 1943. Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo — *Bergens Mus. Arb.* 1943. *Naturvitensk. rekke*, nr 8.
- Florin, Maj-Britt: 1944. En sensubarklisk transgression i trakten av södra Kilsbergen enligt diatomésuccessionen i områdets högre belägna fornsjölagerlöjder.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66.
- Florin, S.: 1944a. Havsstrandens lörskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I. Allmän översikt.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66.
- Florin, S.: 1944b. Degerforstraktens senkvartära nivåförändringshistoria. Några nya synpunkter på Ancylostidens geografi. Referat av föredrag inför Geologklubben vid Stockholm Högskola 1942.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 66.
- Florin, S.: 1948. Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I. Allmän översikt. II. De balliska strandbildningarna och stenåldersboplatserna vid Dammstugan nära Katrineholm. Diss.— *P. A. Norstedt och Söner, Stockholm* (II i *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 70).
- Florin, S.: 1951. Kvartärgeologiska undersökningar rörande nivåförändringarna i östra Mellansverige under postglacial tid.— *Statens naturvetenskapliga forskningsråds årsbok 1949/50, Stockholm.*
- Florin, S.: 1954. Svea älv.— *Natur i Värmland. Bokförl. Svensk Natur, Uppsala.*
- Florin, S.: 1958. Vräkulturen. Stenåldersboplatserna vid Mogetorp. Östra Vrå och Brokvarn. Med bidrag av Maj-Britt Florin och Elisabeth Schiemann.— *Kungl. Vitt. Hist. Ant. Akad. Monogr.* (Also in *Publ. Inst. Quaternary Geol. Univ. of Upps.*, 8).
- Florin, S.: 1959. Hagtorp. En prekeramisk kvartärförande fångstboplatser från tidig litorinatid.— *Tor. Medd. fr. instit. f. nord. fornforsk. vid Uppsala univ.* (Also in *Publ. Inst. Quaternary Geol. Univ. of Upps.*, 9).
- Florin, S.: 1961. Djupvik, eine ostschwedische Fischersiedlung vom Ende der Steinzeit.— *Bull. Geol. Institut. Univ. Uppsala*, 40. *Festschrift tillägnad Erik Norin 15/3 1960* (Also in *Publ. Inst. Quaternary Geol. Univ. of Upps.*, 17).
- Fredsjö, A.: 1953. Studier i Västsveriges äldre stenålder. Diss.— *Skrifter utgivna av Arkeologiska muséet i Göteborg.*
- Fries, M.: 1951. Pollenanalytiska vittnesbörd om senkvartär vegetationsutveckling, särskilt skogshistoria, i nordvästra Götaland. Diss.— *Acta Phytogeographica Suecica*, 29.
- Fromm, E.: 1938. Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméanalyse aus Angermanland.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 60.



- Fröman, I.: 1944a. Meddelande i anslutning till föredrag av S. Florin om En ny strandförskjutningskurva för södra Mälardalen.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 66.
- Fröman, I.: 1944b. De senkvartära strandförskjutningarna som växtgeografisk faktor i belysning av murgrönans geografi i Skandinavien—Balticum.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 66.
- Gillberg, G.: 1945. Issjöar och isavsmältning i Frisjödal.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 67.
- Gillberg, G.: 1948. Den glaciala, premarina utvecklingen inom den senkvartära Viskafjordens sidodalar.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 70.
- Gillberg, G.: 1952. Marina gränsen i Västra Sverige.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 74.
- Gillberg, G.: 1955, 1956. Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. I. Glacialerosion och moränackumulation. II. Sista avsmältningstidens ackumulationsformer. III. Issjöar och isavsmältning. Diss.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 77, 78.
- Granolund, D.: 1928. Landhöjningen i Stockholmstrakten efter människans invandring. Geol. Fören. Stockh. Förh.
- Granolund, D.: 1931. Kungshamnsmossens utvecklingshistoria jämte pollenanalytiska åldersbestämningar i Uppland.— Sver. Geol. Unders., ser. C, 368.
- Granolund, E.: 1936. De kvartära bildningarna. I Magnusson, N. H. and Granlund, E., Sveriges geologi.— P. A. Norstedt och Söners Förl., Stockholm (Cfr Magnusson, N. H. and Granlund, E., 1957).
- Grönwall, K. A.: 1927. Till frågan om senglaciala och postglaciala nivåförändringar i södra Östersjöområdet.— Promotionsinbjudan, Lund.
- Haisten, U.: 1956. Pollen-analytical investigations on the late Quarternary development in the inner Oslofjord area.— Univ. Bergen Arb. 1956, naturv. R. Nr 8.
- Halden, B.: 1922. Tvenne intramarina torvbildningar i norra Halland jämte äldre och nyare kvartärgeologiska synpunkter på saltvattensdiatomacéerna.— Sver. Geol. Unders., ser. C, 15.
- Halden, B.: 1929. Kvartärgeologiska diatomacéstudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska Västkusten.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 51.
- Halden, B.: 1933. „Högsta kustlinjen“— ett nytt namn på ett gammalt begrepp.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 55.
- Halden, B.: 1934. Högsta kustlinjen i Kilsbergen, Närke. Ett exempel på „deltametodens användning.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 56.
- Hesslan, I.: 1943. Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. Diss.— Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala, 31.
- Hessland, I.: 1949. Calcareous freshwater sediments from northern Bohuslän.— Kungl. Vet. Akad. Arkiv f. Min. o. Geol., 1:5.
- Högbom, A. G.: 1904. Nya bidrag till kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i norra Sverige.
- Högbom, A. G.: 1921. Nivåförändringarna i Norden. Ett kapitel ur den svenska naturforskningens historia.— Göteborg.
- Hörner, N.: 1927. Brattförsheden. Ett värmländskt randdeltakomplex och dess dyner.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 342.
- Hörner, N.: 1942. Yttrande med anledning av föredrag av Maj-Britt och S. Florin om Degerforstraktens senkvartära nivåförändringshistoria.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 64.
- Isberg, O.: 1927. Beitrag zur Kenntnis der postarktischen Landbrücke.— Geogr. Annaler.
- Iversen, J.: 1937. Undersøgelser over Litorinatransgressioner i Danmark.— Medd. Dansk Geol. Fören., 9.
- Krog, H.: 1960. Post-glacial submergence of the Great Belt (Denmark) dated by pollen-analysis and radiocarbon.— International Geological Congress, XXI Session, Norden. Part IV, Chronology and Climatology of the Quaternary, Copenhagen.
- Kullenberg, B.: 1952. Salthalten i en lagerföljd från södra Östersjön. Referat av föredrag.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 74.
- Lidén, R.: 1913. Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Angermanland.— Sver. Geol. Unders., ser. C, 9.
- Lidén, R.: 1938. Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Angermanland.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 60.
- Lundqvist, G.: 1928. Studier i Ölands myrmarker. Sverig. Geol. Unders., ser. C, 353.
- Lundqvist, G.: 1957. Siehe Magnusson, N. H., Lundqvist, G. and Granlund, E.
- Lundqvist, G.: 1961. Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige.— Sver. Geol. Unders., ser. Ba, Nr 18.
- Magnusson, N. H., Lundqvist, G. and Granlund, E.: 1957. Sveriges geologi Tredje uppl.— Svenska Bokförlaget (Norstedts) Stockholm.
- Mohren, E.: 1945. Något om de hydrografiska förhållandena i Göteborgstrakten vid övergången mellan sen- och postglacial tid.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 67.
- Munthe, H.: 1925. Jordtagren. I. Munthe, H. Hede, J. E. and Von Post, L., Gotlands geologi.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 331.
- Munthe, H.: 1927. Studier över Ancylussjöns avlopp.— Sver. Geol. Unders., ser. C, 346.
- Munthe, H.: 1940. Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse.— Kungl. Sv. Vet.-akad. handl. Tredje ser., 19.
- Nansen, F.: 1922. The strandflat and isostasy.— Christ. Vidensk. Selsk. Klasse I (1929), 11.
- Nelson, H.: 1910. On randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 220.
- Niklasson, N.: 1934. Siehe Alin, J., Niklasson, N. and Thomasson, H.
- Nilsson, E.: 1926. Om Ancylusgränsen och Postglacialhavets gräns inom Östergötland, Närke och Södermanland.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 48.
- Nilsson, E.: 1942. Gotiglaciala issjöar i södra Sverige.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 64.
- Nilsson, E.: 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 75.
- Odelstö, H.: 1925. Hydrografisk nivellering av vattenståndsmärken vid svenska kusten.— Bilaga t. Handledning i Sjömåtning. Utg. av Kungl. Sjökartverket 1923. Stockholm.
- Von Post, L.: 1928. Svea älvs geologiska tidsställning.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 347.
- Von Post, L.: 1929. Vänerbassängens strandlinjer.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 51.
- Von Post, L.: 1938. Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. En preliminär orientering.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 60.
- Von Post, L.: 1942. Yttrande med anledning av föredrag av Maj-Britt och S. Florin om Degerforstraktens senkvartära nivåförändringshistoria.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 64.
- Von Post, L.: 1944a. Yttrande med anledning av föredrag av S. Florin om En ny strandförskjutningskurva för södra Mälardalen.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 66.
- Von Post, L.: 1944b. Yttrande med anledning av föredrag av M. Sauramo om jämförelse mellan nivåförändringarna inom baltiska bäckenet, vid Ishavet och vid svenska västkusten.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 66.
- Von Post, L.: 1947. Hallands marina fornstränder. a och w vid Nordens senkvartära nivåförändringar. (Föredrag i Geologiska Fören. 7 november 1946.)— Geol. Fören. Stockh. Förh., 69.
- Von Post, L.: 1948. Övre Klarälvsdalens formfjord. Ett meddelande från en pågående undersökning rörande nivåförändringar och isavsmältning.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 70.
- Von Post, L.: 1955. The ancient sea fiord of the Viskan valley.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 77.
- Ramsay, W.: 1924. On relation between crustal movements and variations of sea-level during the late-quaternary time.— Bull. Comm. Géol. Finl., 66.

- Ramsay, W.: 1926. Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området.— Fennia.
- Rydbeck, O.: 1928. Stenålderhavets nivåförändringar och Nordens äldsta bebyggelse.— Lunds Univ. årsskr.
- Sandegren, R.: 1923. Postglaciala avlagringar. In Göteborgstraktens geologi von H. Munthe, H. E. Johansson und R. Sandegren.— Göteborgstraktens natur. Göteb. Jubil.-publ.
- Sandegren, R.: 1931. Jordlagren (Kvartärsystemet). In Beskrivning t. kartbladet Göteborg von R. Sandegren und H. E. Johansson.— Sver. Geol. Unders., ser. Aa, 173.
- Sandegren, R.: 1934a. Jordlagren. In Asklund, B. und Sandegren, R., Beskrivning till kartbladet Storvik.— Sver. Geol. Unders., ser. Aa, 176.
- Sandegren, R.: 1934b. Om den postglaciala havstransgressionen vid Sydsveriges kuster.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 56.
- Sandegren, R.: 1939. Nedre Klarälvsdalens postglaciala utvecklingshistoria.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 422.
- Sandegren, R.: 1943. Bohusläns geologi.— Gods och gårdar 41, Uddevalla.
- Sandegren, R.: 1946a. Svenska nivåförändringsproblem. Föredrag hållet inför Dansk Geologisk Förening den 21/3 1946.— Medd. fra Dansk Geol. Foren., Bd 11, 1 København.
- Sandegren, R.: 1946b. De senkvartära nivåförändringarnas problem. En återblick över de senaste 25 årens forskning i Sverige.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 68.
- Sandegren, R., Munthe, H. und Johansson, H. E.: 1924. Göteborgstraktens geologi.— Göteborg.
- Sandler, K.: 1917. Studier över randdeltan i norra Angermanland.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 39.
- Saraw, G. and Alin, J.: 1923. Götaälvsområdets fornminnen.— Göteborgs jubil.-publ.
- Sauramo, M.: 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Compt. rend. Soc. Géol. Finl., 86.
- Sauramo, M.: 1940. The mode of the land upheaval in Fennoscandia during late-quaternary time.— Fennia.
- Sauramo, M.: 1943. Jämförelse mellan nivåförändringarna inom baltiska bäckenet vid Ishavet och vid svenska västkusten. Referat av föredrag inför Geologklubben vid Stockholms högskola.— Geol. fören. Stockh. förh., 66.
- Sauramo, M.: 1947. Studier över de sen-glaciala nivåförändringarna i Fennoscandia. Två föredrag.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 69.
- Sauramo, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee.— Ann. Acad. Scient. Fenn., ser. A, III, 51.
- Stolpe, P.: 1937. Nytt maximivärde för högsta stranden.— Svensk geogr. årsbok, 13.
- Sundius, N.: 1922. Om de glacifluviala avlagringarna i Grythytetrakten.— Sverig. Geol. Unders., ser. C, 308.
- Tanner, V.: 1930. Studier över kvartärsystemet i Fennoscandias nordliga delar. IV.— Bull. Comm. Géol. Finl., 88.
- Thomasson, H.: 1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 49.
- Thomasson, H.: 1932. Ancylobildningar och Litorinagränser på kartbladet Gusum.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 54.
- Thomasson, H.: 1934. Siehe Alin, J., Niklasson, N. and Thomasson, H.
- Thomasson, H.: 1935. Äldre baltiska skeden.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 57.
- Troels-Smith, J.: 1937. Datering av Ertebølleopladsen ved hjælp av litorinatransgressioner og pollanalyser. Föredragsreferat.— Medd. Dansk Geol. Foren., 9.
- Witting, R.: 1918. Havsvytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska havet och vid Nordsjön.— Fennia.

- Witting, R.: 1943. Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898—1927.— Fennia.
- Öster, J.: 1943. Kvartära tidsbestämningar från nordöstra Hälsingland.— Geol. Fören. Stockh. Förh., 65.

[Manuscript received May 10th, 1963]

## ON THE EARTH'S MOVEMENTS IN SWEDEN DURING LATE-QUATERNARY TIME

by

ST. FLORIN

SUMMARY

The author gives a survey of the late-Quaternary changes of level in Sweden from the period of the melting of the last inland ice and onwards through post-Glacial time. The changes of level on the west coast of Sweden are first discussed. The results of some earlier investigations are reported as regards a comparison of the stratigraphy of the shell banks with the course of the changes of level (G. De Geer, E. Antevs). Amongst later investigations is mentioned one on a shore accumulation with mesolithic cultural layers in the basic stratum at Sandarna in Göteborg (Alin, Niklasson, Thomasson). Mention is also made of an investigation of the marine crustacean fauna, indicated by sub-fossils in connection with various late-Glacial (Gotiglacial) shore levels in Halland (Asklund). Finally there is a report of Lennart von Post's stratigraphical investigation of Quaternary development in that part of Viskadalen in Halland which formed a fjord after that region had been freed of ice, together with his comparison of shore levels from Halland. In the latter analysis shore displacement curves from southern Halland are presented and are reproduced in comparison with shore displacement curves from the Baltic region in Sweden (Asklund, S. Florin, G. Lundqvist). The Halland curves show that in late-Glacial time the shore displacement was determined at certain times by elastic reactions in the isostatic land elevation. It is assumed that these reactions were due to an increase in the ice load with accompanying depression of the earth's crust, and that during post-Glacial time the plastic tendency to land elevation was unbroken. The different shore levels seem at this time to have been incised during an intermission in coastal development caused by the fact that the eustatic rise in the sea-level had overcome the even and continuous elevation of the land.

The later part of the paper discusses the region of the Baltic basin, which, according to Munthe's investigations, amongst others, was from time to time shut off from the ocean to the west, when the water was dammed up and reached levels above sea-level (Baltic Ice lake, Ancylobay Lake).

## КОЛЕБАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ШВЕЦИИ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

С. ФЛОРИН

### РЕЗЮМЕ

Данная статья дает представление о позднечетвертичных изменениях береговых линий Швеции с начала стаивания последнего материкового покрова и затем в течение послеледникового времени. Сперва рассматриваются изменения береговой линии на западном побережье Швеции. На основании сопоставления стратиграфии скоплений ракушек с развитием изменения уровня моря реферируются результаты некоторых прежних исследований (Г. Де Геер, Антевс). Некоторые из последующих исследований относятся к береговым образованиям у Сандарна, вблизи Гётеборга с остатками мезолитической культуры в нижних слоях (Алин, Никлассон, Томассон). Затем приводятся данные исследований фауны морских слоев содержащих ракушки, которая на основе субфоссилий связывается с различными позднеледниковыми (готигляциальными) древнебереговыми линиями Халланда (Асклунд). Наконец приводится проведенное Л. фон Постом стратиграфическое изучение развития части долины Виска в Халланде, которая после ее освобождения от льда представляла собою фиорд моря, а также корреляция береговых линий Халланда проведена Л. фон Постом. В последней работе содержатся кривые перемещения береговой линии южного Халланда, которые приведены для сравнения с аналогичными кривыми для северной части Швеции (Лиден, Асклунд, С. Флорин). Кривые Халланда показывают, что перемещение береговой линии в позднеледниковое время в определенные промежутки времени определялось эластически обусловленными задержками в изостатическом поднятии суши. Эти задержки должны были явиться следствием последующих прогибаний земной коры под влиянием увеличенной ледниковой нагрузки. В течение послеледниковья тенденция пластического поднятия земной коры не подвергалась какими-либо нарушениями. Различные береговые линии оказались выработанными при стабильном положении берега, которое было вызвано тем, что гляциальное статическое повышение уровня моря превышало поступательное поднятие суши.

Во второй части статьи рассматривается область Балтийского моря, в которой по исследованиям Мунте неоднократно происходило изолирование ее от Мирового океана на западе, в следствие чего уровень воды в этом водоеме находился выше уровня океана (Балтийское ледниковое озеро, Анциловое озеро).

## СЕРГЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ЯКОВЛЕВ КАК ИССЛЕДОВАТЕЛЬ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА ЛЕНИНГРАДА

*С. В. ЯКОВЛЕВА, Ленинград*

16 октября 1962 г. исполнилось пять лет со дня кончины Сергея Александровича Яковлева и более полу столетия отделяют нас от того времени, когда Сергей Александрович начал заниматься геологией. Это было время деятельности таких крупных ученых как В. В. Докучаев, А. П. Павлов, на смену которым пришел Сергей Александрович. Надо сказать, что чем дальше мы отходим от периода становления четвертичной геологии в нашей стране, тем больше возвышаются фигуры людей, вынесших на своих плечах эту работу.

Хотя Сергей Александрович шире всего известен как специалист в области четвертичной геологии, однако начал он свою научную деятельность петрографом, а в дальнейшем занимался также вопросами общей геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, почвоведения.

Будучи уроженцем Сибири, Сергей Александрович прожил с момента рождения, 8 октября (нового стиля) 1878 г., в Иркутске. В 1898 г. он поступил в С.-Петербургский университет и с тех пор вся его деятельность проходила в Ленинграде, который он не покидал даже в дни блокады, во время 2-й мировой войны.

тете. Материалы, собранные при этих исследованиях, легли в основу нескольких изданий обзорных карт четвертичных отложений Европейской части СССР и международной четвертичной карты Европы, составленных по инициативе и под руководством Сергея Александровича. Сводка этого материала позволила ему затем написать ряд обобщающих работ и возглавить коллективные труды по строению четвертичных отложений и развитию территории СССР в четвертичном периоде (1932-а, 1936, 1950, 1956, 1958, 1959).

В настоящем очерке я остановлюсь кратко на характеристике деятельности Сергея Александровича как исследователя четвертичных отложений района Ленинграда, впервые осуществившего их стратиграфическое расчленение и осветившего историю образования.

Более подробный очерк его научной и педагогической деятельности был дан мною в 4-м сборнике ВСЕГЕИ «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии», посвященном памяти Сергея Александровича, и опубликованном в 1961 г., к 6-му конгрессу Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), одним из активных членов которой являлся покойный.

Сергей Александрович начал изучение геологии района Ленинграда с 1910 г. Пользуясь различными методами, в том числе изучением механического состава осадков, заключенных в них растительных остатков, диатомовых, ледниковых валунов, замерами древних береговых уровней и ленточных глин, Сергей Александрович произвел стратиграфическое расчленение четвертичных отложений, разобрал вопрос о вековых колебаниях суши в районе Ленинграда и увязал историю колебаний земной коры этой местности с поздне- и послеледниковой историей Балтики, на уровне знаний того времени.

К 1914 г. Сергей Александрович подвел итоги своим наблюдениям в труде «Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей», опубликование которого задержалось до 1926 г., в связи с разразившейся 1-й мировой войной.

В толще четвертичных отложений Сергей Александрович выделил три горизонта морен (1923, 1926): нижнюю светлосерую, среднюю темносерую, битуминозную и верхнюю песчанистую. Две нижние морены разделены пресноводными и морскими глинами и песками, среди которых особенно интересны встреченные в ряде мест, и в том числе на р. Мге, темносерые глины, богатые органическим веществом, газоносные, содержащие иглы губок, много видов солоноводных диатомей (*Melosira arenaria* Moog, *Eunotia prearupta* var. *inflata* Grun. и др.) и раковины моллюсков: *Yoldia arctica* Gray, *Tellina calcarea* Chemn., *Mytilus edulis* L. и др. (Потулова, Н. В., 1921).

Сергей Александрович не имел основания отнести эти отложения к межледниковым или межстадиальным и потому первоначально обозначил их как межморенные (1926). Позднее (1956) он связал эту морскую



С. А. Яковлев в 1953 г.

трансгрессию с 4-ым новоледниковьем, следовавшим за 3-им новым оледенением (балтийская, померанская стадия).

С отложений, лежащих выше средней морены, Сергей Александрович начинает позднеледниковье. Они представлены ленточными глинами, занимающими обширные площади к югу от Финского залива. На севере Ленинградской области на них ложится верхняя песчанистая морена, имеющая прерывистое залегание (1912, 1926). Сергей Александрович установил, что указанная морена приурочена к пониженным участкам, и лежащие под нею ленточные глины нередко бывают в верхних горизонтах, поэтому он признал верхнюю морену за отложение надвига последнего оледенения, проникавшего двумя языками, по впадинам Финского залива и Ладожского озера.

Вскоре после Сергея Александровича к такому же выводу пришел В. Рамсей (Ramsay, 1928), а М. Саурамо (Sauramo, 1925) подтвердил существование этих языков замерами ленточных глин.

Выше стадияльной морены располагаются ленточные глины. Давая обзор позднеледниковой истории восточной части залива, Сергей Александрович писал (1926 г., ч. II, стр. 142): «...Ледниковый бассейн, возникший на краю ледника и питавшийся талыми водами, подпруженный льдом, в своем устремлении к северу, неоднократно менял свой уровень параллельно темпу отступления ледника. В моменты сокращения льда, уровень бассейна должен был понижаться, так как воды его получали возможность занимать все более низкие части прибалтийской впадины, а в моменты стационарного положения льда, уровень ледникового бассейна задерживался на одной и той же высоте; так как стадийных остановок льда было несколько... то соответственно им надо ожидать встретить следы нескольких уровней ледникового бассейна...» Подобные колебания края ледника и уровня приледниковых озер показывают, что климат поздне- а затем и послеледниковья не оставался постоянным, а также испытывал изменения (1914, 1922-а, 1922-б, 1925-а, 1926, 1927-б, 1928-б, 1928-в).

Рисуя далее историю позднеледникового развития вершины Финского залива, Сергей Александрович указал, что береговые валы одной из ранних фаз этого бассейна находятся на Ордовикском плато, в районе ст. Сиверской, на абсолютной высоте 80—115 м. Постепенно уровень озера опустился в область приморской впадины. Эту стадию его, достигавшую в максимальных точках поднятия 80 м, Сергей Александрович назвал «рыбным озером», по нахождению в его отложениях скелетов и чешуи сига и сома (1922-а, 1925-б, 1926, 1927-а, 1929). В отложениях приледникового озера на р. Тосне им были найдены остатки дриасовой флоры (1914).

После прорыва вод ледникового озера у Биллинской горы в Средней Швеции, воды океана проникли в Балтику, образовав Иольдиевое море, затопившее и Приневскую низменность, только наивысшие точки которой выступали из под его уровня в виде островов. Смена озерного

режима морским произошла не сразу, а путем их чередования. В это время осуществилось соединение Балтийского и Белого морей через пролив, отделивший Фенноскандию от материка. Абсолютная высота поднятия уровня Иольдиевого моря достигала 50 м к северу и 35 м к югу от долины Невы. Супеси, отложенные Иольдиевым морем в районе Ленинграда, заключают остатки солоноводных диатомовых: *Rhabdonema arcuatum* Kütz., *Grammatophora marina* Kütz., и многих других.

С морскими водами пришли и другие обитатели холодных морей, из которых некоторые виды сохранились поныне в виде реликтов, в озерах Балтийско-Беломорского водораздела. Сергей Александрович всегда признавал гипотезу позднеледникового соединения этих морей (1926, 1928-а, 1928-б, 1932-а, 1934, 1936, 1950, 1956, 1959) и считал, что вряд ли морские организмы могли существовать в области Финского залива при наличии одного пролива по средне-шведским озерам, без притока соленых вод с востока, из Белого моря.

При демонстрации разреза этих отложений, заключающих створки солоноводных диатомей, в парке Лесного Института членам 2-й Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, точка зрения Сергея Александровича была поддержана Х. Гамсом, высказавшим мысль о принадлежности их к 1-й иольдиевой трансгрессии Мунте, с чем согласились В. Ганнери В. Вольфф (Мирчинк, Г. Ф., 1932, 1933).

Поднятие Фенноскандии, следовавшее за отступанием ледника, привело к закрытию пролива у Нерке и понижению уровня иольдиевого моря. При этом местности, бывшие под морем в области вершины Финского залива, полностью осушились и заселились в основном еловым лесом типа крайней северной зоны. За этой фазой последовала новая трансгрессия, но уже пресноводная, которую Сергей Александрович вначале сопоставил с анциловой (1926), а затем связал ранне- и позднеанциловый уровни ее с двумя уровнями балтийского ледникового озера (1932-б, 1932-в). Высота первого из них достигала на южной окраине Приневской низменности 32 м, на западе и 24 м на востоке. Уровень второй был на 4 м ниже, т. е. 28 и 20 м.

Уровни последующих бассейнов, известных в Балтике, 2-го Иольдиевого моря и Анцилового озера, находятся в районе Ленинграда ниже или около современного уровня моря. Анциловые отложения, в виде глин, песков и торфяников с остатками пресноводных и единичных солоноводных диатомовых, встречены на глубине 3—6 м от современного уровня моря.

Анциловый бассейн существовал до открытия Датских проливов, когда соленые воды вновь проникли в Балтику, вызвав литориновую трансгрессию, уровень которой поднимался до 18—21 м к северу и 5—10 м к югу от долины Невы. Осадки литориновой трансгрессии более глинисты по составу, чем анциловые, иногда представлены гиттией, содержат створки многочисленных солоноводных диатомей, указывающих

на соленость воды до 4—5‰, и раковины морских моллюсков, *Littorina littorea* L., *Cardium edule* L., *Tellina baltica* L. (Яковлев, С. А., 1929, 1956; Воллосович, К. А., 1912).

Когда воды литориновой трансгрессии начали отступать, на освобожденной суше развились торфяники, в которых сохранилась пыльца широколиственных деревьев. После литориновой стадии Балтийского



С. А. Яковлев дает объяснение у расчистки полюдневых супесей в парке Лесного института, в Ленинграде, во время экскурсии членов 2-й международной конференции АИЧПЕ, в 1932 г. Руководитель С. А. Яковлев.

моря, Сергей Александрович установил еще один трансгрессивный береговой уровень, на высоте до 12 м, к северу от долины Невы и 3—6 м к югу от нее, названный им древнебалтийским. Осадки его, в виде песков и супесей, изредка с запахом сероводорода, содержат преимущественно створки пресноводных диатомей с небольшой примесью солоноводных. Встречающиеся в толще древнебалтийских отложений торфяники заключают в нижних горизонтах пыльцу, указывающую на растительность, близкую по типу растительности литоринового времени. Выше она постепенно меняется до типичной для ксеротермического периода, сопровождавшегося образованием пограничного горизонта. Осадки Древнебалтийского моря покрывают торфяники литоринового времени и расположенные в верхних горизонтах литориновых отложений стоянки доисторического человека, что говорит о наступлении моря, не только затопившего культурный слой стоянок, но и размывшего его верхние слои (Земляков, 1928). Стоянки датируются от 2500 до 800 лет до новой эры. Позднее этот уровень был описан В. Рамсем (Ramsay, 1926)

под названием «2-й трансгрессии каменного века», а затем Э. Хюппя (Нууррә, 1932), назвавшем его «трансгрессией железного века».

Сергей Александрович допускал возможность существования еще одного повышения уровня моря, перекрывшего лахтинскую стоянку позднего неолита, и назвал его балтийским. Оно падает уже на историческое время (Земляков, Б. Ф., 1934).

С послеледниковой историей Балтики тесно связана история Ладожского озера, затронутая также и в работах Сергея Александровича (1922-6, 1926), связывавшего с трансгрессией на южном берегу Ладоги, образование верхнего отрезка долины Невы.

Исследованиями Сергея Александровича было доказано, что дельта Невы в действительности является эрозионным образованием, т. е. псевдодельтой (1925-в, 1954).

Наблюдения последних лет показали правильность многих положений Сергея Александровича относительно стратиграфии четвертичных отложений и истории местности, прилегающей к Ленинграду, с начала отступления оледенения, о чем будет сказано в статье об истории изучения в СССР последних страниц геологического развития восточной части Финского залива.

В заключение следует остановиться на представлениях Сергея Александровича о развитии восточной Балтики в более ранние моменты четвертичного периода. К этим вопросам он подошел, начав заниматься проблемами оледенения всей Русской равнины (1922-а, 1950, 1956). Сергей Александрович допускал, в основном по литературным данным, что в начале четвертичного периода Балтийского моря не существовало и по его впадине протекала Балтийская река. Ладожского и Онежского озер тоже еще не было, так как ванны их, в северных частях, явно молодого тектонического происхождения и на их берегах нет морских или озерных отложений конца неогена. В течение четвертичного периода этот регион неоднократно подвергался положительным и отрицательным движениям под действием ледниковой нагрузки и освобождения от нее.

Ледник надвигался на западную часть Русской равнины из скандинавского центра, однако во время древнеледниковья (миндель) он испытывал сильное давление со стороны новоземельного ледника, оттеснявшего его к западу. В среднеледниковье (рисс) преобладало полуостровный скандинавский ледник. Для его распространения в восточной части Балтики большое значение получил местный ледораздел, помещавшийся в центральной Финляндии. Об этом говорит полное отсутствие в его морене валунов горных пород более северного происхождения (1956).

Последующие оледенения, по мере сокращения своих размеров, все больше начинали зависеть от рельефа. Вначале преобладало движение льда с северо-запада, сменившееся во время 3-го и 4-го новоледниковий

почти меридиональным, с отклонениями, обусловленными местными условиями рельефа.

Для северных окраин Русской равнины Сергей Александрович признавал существование не менее четырех морских трансгрессий, следовавших за оледенениями. Отложения последней из них известны под Ленинградом, на р. Мге, о чем было упомянуто выше. В настоящее время на Карельском перешейке встречена еще одна морская толща, лежащая ниже мгинской и сопоставляемая с молого-шекспинским (3-им новым) межледниковьем.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Воллосович, К. А.: 1912. Обзор важнейших гидрогеологических и почвенных элементов имени Лахта. Горный журнал, т. 88. СПб.
- Земляков, Б. Ф.: 1928. Доисторический человек Северо-Западной области в связи с ее геологией в послеледниковое время. ДАН СССР, Л.
- Земляков, Б. Ф.: 1934. О послеледниковых колебаниях климата и их значении в археологии. «Проблемы истории докапиталистических обществ», № 2. Л.
- Мирчиник, Г. Ф.: 1932. Результаты работ Конференции во время экскурсий. Труды II международной конференции АИЧПЕ, вып. IV. ГОНТИ. Л.—М.
- Мирчиник, Г. Ф.: 1933. Письмо в редакцию. Труды II международной конференции АИЧПЕ, вып. III. ГОНТИ. Л.—М.
- Потулова, Н. В.: 1921. О нахождении арктической иольдиевой фауны среди послетретичных отложений Петербургской губернии на реке Мге. Геологический вестник, т. IV, № 1—6. Петроград.
- Яковлев, С. А.: 1912. О буровой скважине в Охтенской лесной даче. Известия Лесного института, вып. 23. СПб.
- Яковлев, С. А.: 1914. О находке ископаемой полярной флоры из послеледниковых отложений в окрестностях г. С-Петербурга. Известия Лесного института, вып. 27. Петроград.
- Яковлев, С. А.: 1922-а. Геологическое строение поверхностных отложений в местности, занятой г. Петроградом, I Всероссийский геологический съезд, Петроград, 1—12 июня 1922 г. Путеводитель геологических экскурсий. Петроград.
- Яковлев, С. А.: 1922-б. Развитие долины реки Невы. I Всероссийский геологический съезд, Петроград, 1—12 июня 1922 г. Путеводитель геологических экскурсий. Петроград.
- Jakovlev, S. A.: 1923. Zur Einteilung der Quartärlagerungen der Umgebung von Petersburg, Centralblatt für Mineralogie usw., NN 19, 20. Stuttgart.
- Яковлев, С. А.: 1925-а. Поднимается или опускается Ленинград? Природа, № 2. Л.
- Яковлев, С. А.: 1925-б. Рекогносцировочное геологическое исследование Вартемягского лесничества. Известия Лесного института, вып. 32. Л.
- Яковлев, С. А.: 1925-в. Рельеф Ленинграда как одно из естественно-исторических условий наводнений. Известия Русского Географического Общества, т. 57, вып. 2. Л.
- Яковлев, С. А.: 1926. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Известия Научно-мелнорационного института, вып. 8—13. Л.
- Яковлев, С. А.: 1927-а. Геологическое строение Лисинского лесничества, как фактор произрастания. Природа и хозяйство опытных лесничеств Лесного института, т. 1. Л.
- Яковлев, С. А.: 1927-б. Рекогносцировочное геологическое обследование Тихвинского учебно-опытного лесничества. Лесоведение и лесоводство, изд. журнала «Лесное хозяйство», октябрь, т. IV. Л.
- Яковлев, С. А.: 1928-а. О связи бассейна Балтийского моря с бассейном реки Волги в позднеледниковое время. Доклады АН СССР, № 3. Л.
- Яковлев, С. А.: 1928-б. О связи между бассейнами Балтики и Верхней Волги в позднеледниковое время. Природа, № 1. Л.
- Яковлев, С. А.: 1928-в. Тихвинские пески. Доклады АН СССР, Л.
- Яковлев, С. А.: 1929. Геологическое строение местности парка Лесного института. Известия Лесного института, вып. 37. Л.
- Яковлев, С. А.: 1932-а. Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР, 1:2 500 000. Под редакцией С. А. Яковлева, с пояснительной запиской. Государственное научно-техническое геолого-разведочное издательство. Л.—М.
- Яковлев, С. А.: 1932-б. Следы послеледниковых и позднеледниковых трансгрессий к северу от Ленинграда. Путеводитель экскурсий II четвертично-геологической конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Георазведиздат. Л.—М.
- Jakovlev, S. A.: 1932— Die Spuren der spät- und postglazialen Transgressionen nördlich von Leningrad. Exkursionsführer der II internationalen Konferenz der Association für das Studium des Europäischen Quartärs. Staatlicher wissenschaftlich-technischer geologischer Verlag. L.-M.
- Яковлев, С. А.: 1934. К вопросу об Иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Известия Государственного Географического Общества, т. 66, вып. 2. Л.
- Jakovlev, S. A.: 1936. Carte internationale des dépôts quaternaires de l'Europe. 1:1 500 000. Feuille 19. Rédacteur S. Jakovlev. Publiées par la Direction générale de l'U.R.S.S. M.-L.
- Яковлев, С. А.: 1950. Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. 1:2 500 000. Изд. 2. Под редакцией С. А. Яковлева, с пояснительной запиской. Госгеолгиздат. Л.
- Яковлев, С. А.: 1954, 1955. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Часть 1, 2. Госгеолгиздат.
- Яковлев, С. А.: 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, том 17. Госгеолгиздат.
- Яковлев, С. А.: 1958. Четвертичная система: В издании «Геологическое строение СССР». Общая редакция и ряд очерков. Стратиграфические таблицы. Госгеолгиздат.
- Jakovlev, S. A.: 1959. Système quaternaire. Structure géologique de l'U.R.S.S., t. I. Stratigraphie, fasc. 6. Centre national de la recherche scientifique. Paris.
- Huurnä, E.: 1932. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, Bd. 56, No 1. Helsinki.
- Ramsay, W.: 1926. Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det balliska området. Fennia, Bd. 17, No 4. Helsinki.
- Ramsay, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und Newatal. Fennia, Bd. 50, No 5. Helsinki.
- Sauramo, M.: 1925. Geochronologische Studien in Russland. G. F. F., Bd. 47, Hf. 4, No 363. Stockholm.

[Поступило: 20.2.1963 г.]



## S. A. JAKOVLEV THE INVESTIGATOR OF THE LENINGRAD DISTRICT QUATERNARY

by

S. V. JAKOVLEVA

### SUMMARY

Five years have passed since the distinguished specialist in the field of the Quaternary Geology, prof. S. A. J a k o v l e v, passed away 16 of November 1957. His name is best known for the outstanding maps of Quaternary deposits compiled under his leadership (1932-a, 1936, 1950, 1956) and several contributions on the Quaternary geology of the USSR (1956, 1958, 1959). Nevertheless he began his work as a petrographer, and later on studied with much success different branches of geology, hydrogeology, pedology.

Born in Irkutsk, 8-X-1878, he lived there till 1898 when he entered in the University of St. Petersburg. Since then his life and research was connected with that town and he did not leave it even in time of blockade during the second world war.

In 1908 he became professor of geology in the Forest Institute and led that course of study until 1937. He exerted a profound influence upon many of his pupils and some of them became afterwards outstanding geologists. His well-known „Manual of Geology“ ran into nine editions in course of twenty years.

A special merit of S. A. J a k o v l e v is the foundation of a Department for the survey of Quaternary deposits in the system of the Geological Committee and the Ministry of Geology of the USSR.

At the second INQUA conference, held in 1932, he was called to become the general secretary of the Editorial Commission for the compilation of the Quaternary map of Europe, and performed this duty up till the beginning of the second world war.

The present brief account is devoted to his explorations on the Quaternary of the Leningrad District. He started them at 1910, and continued up to 1914, yet their results could not be published until 1926, because of the outbreak of the first world war.

S. A. J a k o v l e v distinguished in this area three sheets of till, the two lower ones being separated by sands and clays of marine and continental origin. The best known exposure of these marine clays is situated on the river Mga. Since their age could not be fixed with exactness, S. A. J a k o v l e v designated them simply as intermorainic. Later on he attributed them to the marine transgression of the IV New Interglacial (1950, 1956), which succeeded the III New Glaciation (Baltic, Pomeranian). The third upper till, loose, sandy and of intermittend distribution, was left by an advance of the last (IV New) glaciation.

This till is underlain and imbricated by varved clays of the ice-lake, which has repeatedly changed its level, the highest attaining 150 m in the most southerly situated parts of that region. During the following First Yoldia transgression the salt water flooded the south-eastern margins of the Baltic Shield and the adjoining lowlands, thus stimulating the arise of a strait between the White and the Baltic Seas via the Onega and Ladoga Lakes. The deposits of this Yoldia Sea occur within the limits of the Leningrad district to a height of 50 m in the north and 35 m in the south.

Below the First Yoldia coast-line S. A. J a k o v l e v recognized two levels of the Ancylus Lake. Later on he referred them to the Baltic Ice-Lake, the levels of the Second Yoldia Sea (beginning of the Postglacial) and the Ancylus Lake being situated in that region below the present sea level. The Littorina transgression invaded the coasts of the Finnish Gulf and penetrated in the Ladoga basin. Its height was 18—21 m to the north and 5—10 m to the south of the Neva valley. The last shore line belongs to the Older Baltic Sea, which stood at the height of 12 m on the northern and 3—6 m on the southern coasts in the vicinity of Leningrad. The delta of the Neva is a pseudo-delta, eroded in the bedrock.

To close this short note, I may state some records concerning the history of the Quaternary ice-sheets invasion in Eastern Baltic, according to S. A. J a k o v l e v. During the Middle Quaternary glaciation the ice divide was located in Central Finland and the ice moved south-eastward, thus forming the Dniepr lobe. This is proved by the lack of boulders of northern Finnish rocks in the till left by this ice-sheet. In the latest stages, during the 3-d and the 4-th Newer Glaciations, the ice moved mostly southward and south-eastward, strongly depending on the local relief.

## S. A. JAKOWLEW, ALS ERFORSCHER DER QUARTÄRGEOLOGIE DES GEBIETES VON LENINGRAD

von

S. V. JAKOWLEWA

### ZUSAMMENFASSUNG

Der Artikel ist dem Lebensgang und der wissenschaftlichen Tätigkeit des berühmten sowjetischen Forschers auf dem Gebiete der Quartärgeologie Prof. S. A. J a k o w l e w gewidmet. Es werden die Verdienste von S. A. J a k o w l e w in der Erforschung der Quartärlagerungen, der Entwicklungsgeschichte des Leningrader Gebietes in der Spät- und Nach-eiszeit, sowie der Paläodynamik der Vereisungen auf Grund der Geschiebeforschung, eingehend erörtert.