

## RHYTMISCHE ERSCHEINUNGEN AM SEESTRAND DER SCHAABE AUF RÜGEN (DDR)

von

JOHANNES F. GELLERT, Potsdam, DDR

Als Schaabe wird die Landenge bezeichnet, die die Halbinseln Wittow und Jasmund auf Rügen miteinander verbindet. Sie besteht fast ausschliesslich aus Strand- und Dünenablagerungen und hat den Charakter einer Nehrung (Gellert, 1965). Zwischen den Ortschaften Glowe im SE und Juliusruh im NW erstreckt sich ihr Seestrand über 10,8 km Länge in einem weiten, nach NE gegen die Tromper Wiek offenen Bogen von 9 km Sehnenlänge. Die Breite dieses Strandes wechselt von Jahr zu Jahr und beträgt in der Mitte der Schaabe meist über 50 m. Sein Aussensaum weist eine Vielzahl von grossen und kleinen Strandbögen und anderer rhythmischer Erscheinungen auf, über die hier berichtet werden soll.

Die diesem Bericht zugrundeliegenden Fakten erstrecken sich über 9 Jahre (1957 bis 1965) und wurden im Rahmen alljährlicher Untersuchungen und Vermessungen des Seestrandes der Schaabe im Rahmen eines Forschungsauftrages gewonnen. An den Untersuchungen sind mehrere Mitarbeiter der physisch-geographischen Abteilung des Institutes für Geographie der Pädagogischen Hochschule Potsdam, die in Glowe für Lehre und Forschung eine wissenschaftliche Station unterhält, und Studenten der Fachrichtung Geographie beteiligt. Ihnen gilt auch an dieser Stelle der Dank für ihre unermüdliche Kleinarbeit.

### 1. Grossbögen

Eine Ausmessung der Strandbreiten in den Jahren 1957 bis 1965 in jeweils 1 Hundertmeter (Hektometer, hm) Entfernung voneinander lässt gegenüber dem nur schwach gebogenem Verlauf des Dünenfusses, einen bogenreichen Verlauf des Aussensaumes des Strandes erkennen (Fig. 1). Eine Auszählung der durch diese Strandbreitenmessungen erfaßten Grossbögen des Strandes lässt erkennen, dass die Strandbögen einen Sehnen-durchmesser von 1 bis 7 hm aufweisen (vgl. Fig. 2), wobei die Grösse

der Mehrheit der Bögen zwischen 2 und 4 hm mit einer Spitze bei 3 hm liegt. Dem entspricht ein vieljähriger Durchschnitt der Bogenlänge von 3,3 hm. (Tab. 1). Die Zahl der genannten Grossbögen auf dem 108 hm langen Seestrand der Schaabe zeigt im Laufe der Jahre eine ausserordent-

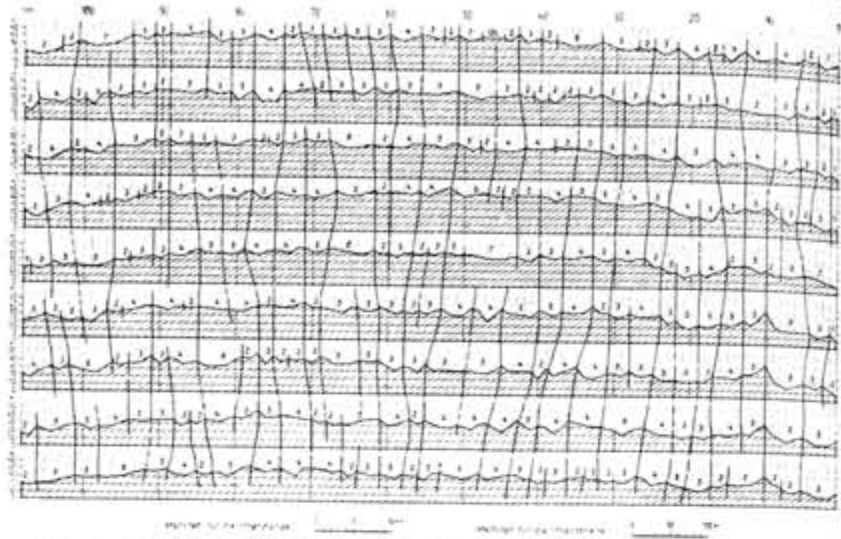


Fig. 2. Diagramm der Breiten des Seestrandes der Schaabe während der Sommer 1957 bis 1965 mit Angabe der Großbögen des Strandes nach Lage und Breite (in hm)

liche Konstanz. Sie schwankte in den Jahren 1957 bis 1965 zwischen 31 und 36 und beträgt im langjährigen Durchschnitt 33 Bögen. Das alles weist auf eine grosse Beständigkeit der Grossbögen hin, die unabhängig ist von den witterungs- und seegangsbedingten Veränderungen der Strandbreite durch Ansandung oder Abwaschung. Das bestätigt auch die Untersuchungen der Lagebeziehungen der einzelnen Strandbögen zueinander von Jahr zu Jahr. Verbindet man in einem Seriendiagramm

Die Grossbögen am Strand der Schaabe, 1957—1965

Tabelle 1

Jahr	Zahl d. Bögen nach hm — Länge							Gesamt-zahl	Ø Länge
	1	2	3	4	5	6	7		
1957	—	9	14	5	3	1	1	34	3,2
1958	1	10	17	4	4	—	—	36	3,0
1959	1	8	11	8	4	1	—	33	3,3
1960	1	9	13	10	2	—	—	35	3,1
1961	1	9	14	6	2	1	1	34	3,2
1962	1	8	13	9	2	1	—	33	3,3
1963	—	11	10	6	4	2	—	33	3,3
1964	—	7	8	11	4	1	—	31	3,5
1965	—	10	11	6	5	1	—	33	3,3
Zahl	5	81	100	65	30	8	2		3,3
in %	2	27	36	21	10	3	1		

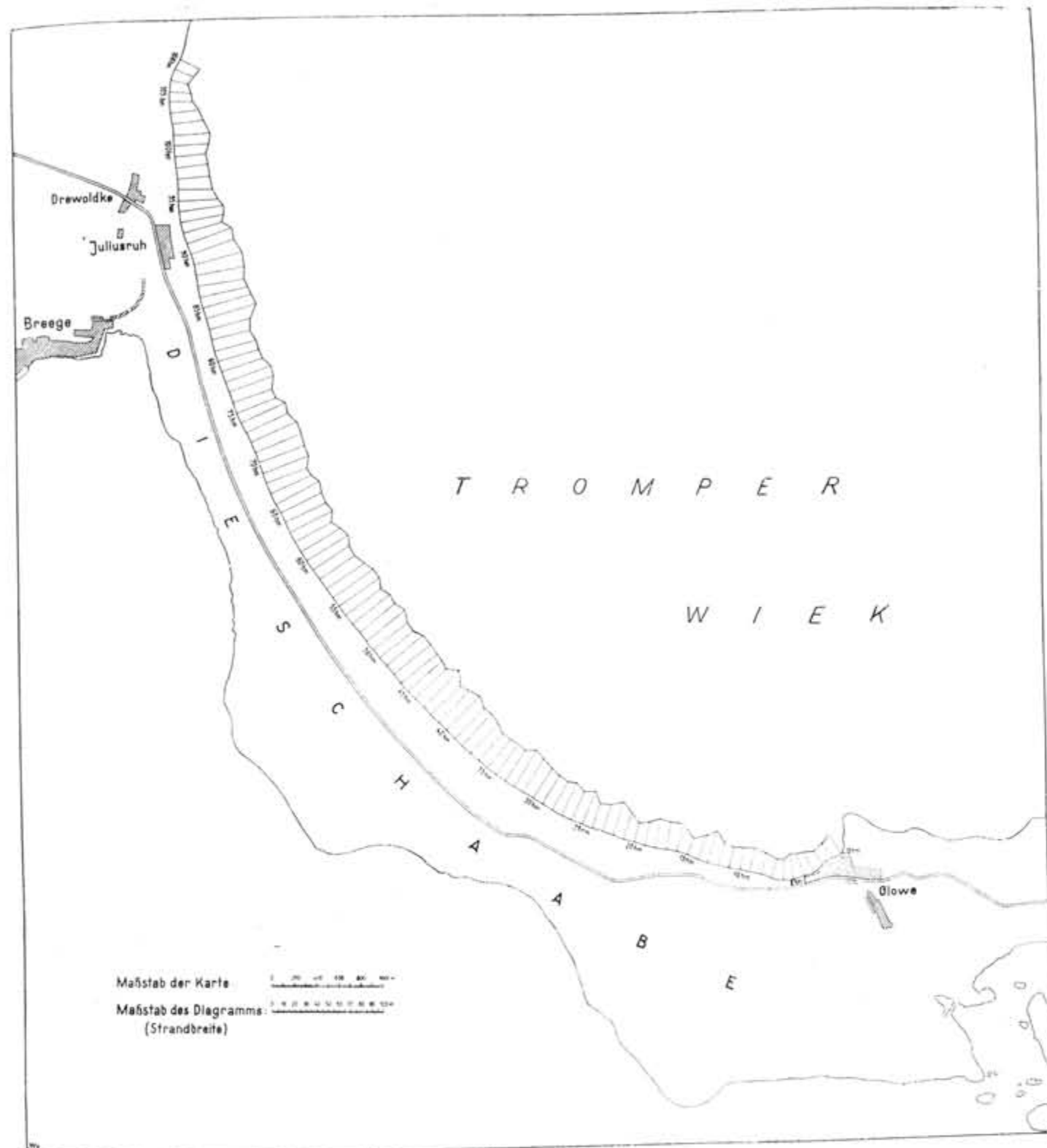


Fig. 1. Kartogramm der Breite des Seestrandes der Schaabe im August 1957

der Strandbreiten (Fig. 2) die seawärts gerichteten Spitzen der genannten Grossbögen des Strandes miteinander, so ergeben sich Linien, die, von einigen Unregelmässigkeiten abgesehen, gerade durch die Diagrammserie hindurchziehen. Sie zeigen für die meisten der seawärts gerichteten Spitzen zwischen den Bögen eine durch viele Jahre hindurch feststellbare konstante Lage innerhalb der 108 hm des Seestrandes der Schaabe an. Auftretende Unregelmässigkeiten haben lokale und temporäre Ursachen. Bemerkenswert ist eine gewisse Verlagerung der Strandbögen von Glowe im SE her gegen die Mitte des Seestrandes der Schaabe im Laufe der Beobachtungsjahre. Ihr steht eine weit weniger ausgeprägte Verlagerung der Strandbögen von Juliusruh im NW in entgegengesetzter Richtung gegenüber. Sie lassen ein Vorherrschen von Küstenströmungen vermuten, die von den Flanken der Tromper Wiek im NW und SE gegen die Buchtmitte gerichtet sind. Auf diese kann auch aus der Abnahme der Strandgerölle, die aus den Steilufern im NW und SE ausgespült werden, gegen die Buchtmitte geschlossen werden. Im gleichen, gegensätzlichen Sinn beider Strandenden stehen einer grossen Regelmässigkeit und Konstanz der Strandbögen im SE-Flügel des Seestrandes der Schaabe eine Neigung zur Unregelmässigkeit im NW-Flügel, insbesondere am Ende des Seestrandes der Schaabe, bei Juliusruh, gegenüber. Alle diese Erscheinungen weisen auf eine rhythmische Dynamik des Bildungsprozesses des Aussen-saumes des Seestrandes der Schaabe hin, die ihre Ursache in dem Zusammenwirken von Wind und Seegang an dem im SE, bei Glowe, nach N, in der Mitte des Strandes nach NE und an dessen NW-Ende, bei Juliusruh, nach E exponierten Strand haben. Besondere Bedeutung dürfte hierbei den bei östlichen und westlichen Winden wechselnden Richtungen des Auflaufens der Wellen und der Küstenströmung zukommen. Jedoch konnten hierüber noch keine detaillierten Untersuchungen durchgeführt werden.

## 2. Kleinbögen.

Während die hier beschriebenen, durch die Messung der Strandbreiten in je 100 m Entfernung voneinander erschlossenen Grossbögen des Seestrandes der Schaabe dem Strandwanderer wegen der ausserordentlichen Flachheit der Bögen praktisch nicht sichtbar sind, bemerkt er oftmals eine, in den einzelnen Beobachtungsjahren mehr oder minder deutlich, örtlich ausgeprägte Schlängelung (Mäandrierung) des Aussen-saumes des Strandes (Abb. 1). Sie tritt bei Niedrigwasser deutlicher in Erscheinung als bei Hochwasser. Die Bögen (Kleinbögen) dieser Schlängelung des Seestrandes der Schaabe traten im Jahre 1958 zwischen hm 15 und hm 90 des 108 hm langen Seestrandes der Schaabe zwischen Glowe und Juliusruh besonders deutlich auf. Ihre Grösse schwankt, wie Ausmessungen durch Ausschreiten ergaben, zwischen etwa 10 und 160 m und weist gewisse Häufigkeiten bei 30 m, 50–60 m und 80–100 m auf (Tab. 2). Das Durchschnittsmass von etwas über 80 m entspricht der absoluten Häufigkeit der geschilderten Kleinbögen von 80–100 m (35%).

Die grossen Schwankungen in der Intensität der Ausbildung dieser Kleinbögen am Aussensaum des Seestrandes der Schaabe von Jahr zu Jahr weisen im Gegensatz zur Konstanz der oben beschriebenen Grossbögen auf eine grosse Abhängigkeit ihrer Bildung von den oben genannten Witterungs- und Seegangsverhältnissen in den einzelnen Jahren hin.



Abb. 1. Kleinbögen am Außensaum des Seestrandes der Schaabe bei hm 15 westlich von Glowe, März 1961. (phot. Gellert 1961, 1, 7)

Neben den dort genannten Faktoren dürften niedrige Wasserstände und vor allem die Rhythmik in der Höhe der auflaufenden Wellen von entscheidender Bedeutung für ihre Bildung sein. Im August 1958, in dem die Vermessung dieser Kleinbögen vorgenommen wurde, wies der Strand zudem gegenüber dem Vorjahre eine seitdem nicht wieder beobachtete Breitenzunahme auf, die auf eine starke Ansandung in der Zeit seit der im August 1957 vorausgegangenen Vermessung hinweist.

Die Bildung dieser Kleinbögen des Seestrandes der Schaabe steht, wie Winterbegehungen bei einem extrem niedrigen Wasserstand von nur 4,54 m (Pegel-Null=5 m unter Normal-Null=Meeresspiegel) erkennen liessen, im Zusammenhang mit der Bildung und Aufgliederung der Sandbänke (Reefs) im Bereich des Vorstrandes. So wurden zwischen hm 20 und hm 33 westlich von Glowe dem Strand vorgelagerte Sandbänke von mehreren Dekameter Länge beobachtet, zwischen denen Lücken bestanden, durch die der Schwall gegen den Strand vordrang und ein flaches Sanddelta in die hinter ihnen liegende Mulde schüttete, während die Sandbänke selbst durch Rücken mit dem Strand verbunden waren (Fig. 3 a). An anderer Stelle, westlich des hm 33, lagen nierenförmig gestaltete Sandbänke von 50 bis 100 m Länge auf dem Vorstrand. Sie waren mit dem Strand durch strandwärts abgobogene Enden verbunden (Fig. 3 b).

Leider verboten die Winterverhältnisse eine eingehendere Untersuchung dieser eigenartigen Erscheinungen, die mit der Bildung der Kleinbögen im Zusammenhang gebracht werden dürften.

Bemerkenswert ist, daß die beschriebenen Kleinbögen und Vorstrandformen des Seestrandes der Schaabe in der beschriebenen Dekameter-

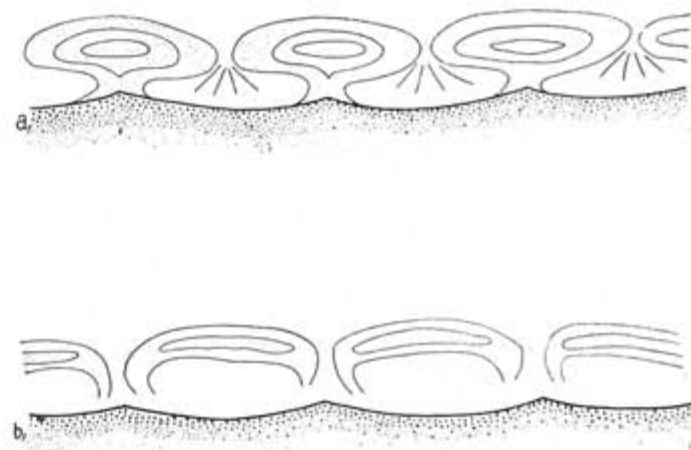


Fig. 3. Kleinbögen des Strandes und vorgelagerte Sandbänke östlich (a) und westlich (b) von hm 33 des Seestrandes der Schaabe (nach Aufzeichnungen des Verfassers im Februar, 1959)

Größenordnung auf die hm 15 bis hm 90 (von Glowe aus gemessen) beschränkt blieben, was einerseits mit der sehr geschützten Lage des Strandes von Juliusruh im Inneren der Tromper Wiek, andererseits mit der gegen W- und vor allem NW-Winde stark exponierten Lage des Strandes von Glowe in einer nach NE durch das Königshörn abgeschlossenen kleinen Bucht im Zusammenhang stehen mag (vgl. Fig. 1). Während dort bei Juliusruh zu fast allen Zeiten ein schwächerer Seegang herrscht, als an den anderen Teilen des Strandes beobachtet wird, und dementsprechend die Wirkung der Wellen auf die Formung des Strandes und seines Aussensaumes geringer ist, mag hier bei Glowe stärker Seegang die Ausbildung der geschilderten Kleinbögen und verwandter Vorstrandformen verhindern.

### 3. Strandhörner und verwandte Formen

Wiederum rhythmische Formen, jedoch kleinerer Größenordnung in ihrer Erstreckung, sind gezähnte Strandwälle und echte Strandhörner (beach cusps). Sie treten fast ausschliesslich zwischen den hm 5 und hm 15 am Kies- bzw. Sand-Kies-Strand von Glowe auf. Während Sturmfluten auch hier den Strand einebnen, wie wiederholt beobachtet wurde, werfen die zufolge der Exposition des Strandes hier vorherrschenden mittelhohen Wellen einen Strandwall aus Kies auf. Hierbei ruft der winklig zur Strandkante auflaufende Schwall und die in Richtung des Gefälles, senkrecht zur Strandkante ablaufende Sogströmung eine Zähnung des Strandwalles hervor (Abb. 2). Unter geeigneten Verhältnissen,



Abb. 2. Gezählter Strandwall aus Kies am Strand von Glowe, Januar 1962. (phot. Gellert 1962, 1, 19)



Abb. 3. Strandhörner aus Kies am Strand bei Glowe, Januar 1962 (phot. Gellert 1961, 1, 20)

unter einem hierfür günstigen Zusammenspiel von Wellenstärke und Wellenrhythmus, Auflaufweite des Schalles sowie Mächtigkeit und Korngrosse des Strandkieses, kommt es schliesslich zur Auflösung des Strandwalles in einzelne Strandhörner (Abb. 3). Der Abstand der Spitzen des gezählten Strandwalles bzw. der isolierten Strandhörner beträgt einen oder mehrere Meter. Die Höhe des Strandwalles bzw. der Strandhörner kann  $\frac{1}{2}$  m erreichen. Je nach dem Wechsel der Wetterlagen und



Abb. 4. Gezählter Strandwall und Strandhörner in zwei Etagen übereinander am Strand von Glowe, Januar 1958. (phot. Gellert, 1958, 1, 15)

Wasserstände, insbesondere Sturmfluten, treten gelegentlich gezählte Strandwälle und Reihen von Strandhörnern übereinander am Strande auf (Abb. 4). Besonders deutlich sind die geschilderten gezählten Strandwälle und die Strandhörner im Winterhalbjahr entwickelt. Ihre Bildung steht mit den um diese Zeit häufigen lebhaften Winden bei verschiedenen Wasserständen im Zusammenhang, wie das vom Verfasser auch anderwärts gezeigt werden konnte (Gellert, 1937).

Anderer Entstehung sind die Zähnung der schmalen Strandwälle aus feinem Kies und entsprechende Strandhörner, die im gleichen Bereich im Sommer bei Niedrigwasser beobachtet werden können. Sie entsprechen weitgehend den 1957 vom Verf. von Vitte auf Hiddensee und vom Bug auf Rügen beschriebenen Kleinformen des Strandes. Ihre Grössenordnung hält sich in jeder Richtung im Dezimetermass. Die Achsen der Zähne und Hörner verlaufen nicht schräg wie bei den beschriebenen Sturmflutformen, sondern rechtwinklig zur Strandkante. Der geringe Schwall läuft senkrecht zur Strandlinie auf, der Sogstrom sammelt sich in den Räumen zwischen den Strandhörnern und wäscht aus ihnen den feinen Sand aus (Abb. 5; vgl. auch Gellert, 1957, Abb.). Ganz offensichtlich handelt

es sich bei den geschilderten kleinen, bei schwach bewegter See oder gar bei Glattwasser gebildeten Strandhörnern bzw. den ihnen entsprechenden gezähnten Strandwällen, im Gegensatz zu den oben beschriebenen Sturmflutformen, um Zerstörungs- bzw. Abwaschungsformen des Strandes. Die



Abb. 5. Klein-Strandhörner (Abwaschformen) am Seestrand der Schaabe bei hm 13 westlich von Glowe, August 1957. (phot. Gellert 1957, 14, 26)

Seltenheit ihres Auftretens — gut ausgeprägte Formen dieser Art wurden nur in den Jahren 1957, 1958 und 1960 beobachtet — lassen auf sehr differenzierte, selten erfüllte Bedingungen ihrer Entstehung schliessen, über die bislang keine näheren Beobachtungen gemacht werden konnten. Auch ihre Lebensdauer ist ausserordentlich gering; geringfügige Änderungen im Seegang oder Wasserstand führen zur Vernichtung der beschriebenen Kleinformen des Strandes.

In ähnlicher Weise wie bei diesen Kleinformen am Aussensaum des Strandes verursachen Schwall und Sogstrom in Tangalgen, wie sie nach heftigen Winterstürmen am Strand bei Glowe aufgehäuft werden, die Entstehung rhythmisch angeordneter Miniaturformen eines Brandungskliffes in der Grössenordnung der hier beschriebenen Strandhörner und



Abb. 6. Rhythmisch angeordnete Brandungskleinformen in einem Tanglager auf dem Seestrand der Schaabe bei hm 20 westlich von Glowe, Juni 1961. (phot. Gellert 1961, 2, 7)



Abb. 7. Strömungsbänke am Sandstrand der Schaabe, August 1958 (phot. Gellert 1958, 18, 22)



## RHYTMICAL PHENOMENA ON THE SEA BEACH OF SCHAABE ISTHMUS, RÜGEN

by

JOH. F. GELLERT

### SUMMARY

The investigation of rhythmical beach forms of various dimensions (shoreline arcs, beach cusps) are carried through by the author and his collaborators sistematically on the sea beach of Schaabe Isthmus, Rügen. The investigations showed, that the rhythmical forms of the shoreline are a result of the complicated interaction of wind and waves on the one hand and the beach exposition and beach material on the another one. The examination of rhythmical beach forms is of great importance for the investigations of shore processes as well as for practical needs, (coastal ingeneering, etc.).

## РИТМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ НА МОРСКОМ ПЛЯЖЕ ПЕРЕШЕЙКА ШААБЕ, НА ОСТРОВЕ РЮГЕН

И. Ф. ГЕЛЛЕРТ

### РЕЗЮМЕ

Систематически проводимые измерения и ежегодно повторяемые наблюдения на пляже перешейка Шаабе (остров Рюген, ГДР) позволили изучить ритмические явления различных размеров начиная от больших и мелких дуг береговой линии, кончая пляжевыми фестонами и другими микроформами. Эти ритмически повторяющиеся формы береговой линии своим происхождением связаны с еще до сих пор слабо изученными процессами взаимодействия ветра и воли с одной стороны, экспозицией и наносами пляжа с другой. Изучение этого взаимодействия требует проведения сложных и постоянных наблюдений, однако это превысило те возможности, которыми располагал автор и его сотрудники. Однако, изучение ритмических явлений на пляже имеет большое практическое значение, так как дает возможность глубже проникнуть в сложные береговые процессы, познание которых необходимо для успешной защиты берегов от разрушения и рационального использования их для нужд человека.

## SOME NEOTECTONIC PROBLEMS OF THE BALTIC SHIELD AND THE NORWEGIAN CALEDONIDES

by

N. I. NIKOLAEV, V. I. BABAK, A. I. MEDYANTSEV, Moscow

We know very well methodical difficulties that occur during a making of the neotectonic maps within the Baltic Basin and the Baltic Shield (Гуделис, 1964; Николаев, 1949; Орвику, 1960; Ковалевский, 1961; Спрингис, 1961 et al). Main features of newest movements are estimating by various ways and, therefore, obtained results for different areas have not been compared. A making of the International neotectonic map of Europe requires, therefore, to work out identical methodical principles.

All in all neotectonics of the Fennoscandia was not considered in toto. Only recent and late — and postglacial movements were undergoing wide discussions (Гуделис, 1961; Лаврова, 1960; Behrens, 1960; Bergsten, 1954; Donner, 1964; Flint, 1957; Gutenberg, 1941; Höghom, 1913, 1921; O. Holtedahl, 1953; Нуурпää, 1964; Kääriäinen, 1964; Lundqvist, 1963; Machatschek, 1955; Marthinussen, 1945; Nansen, 1921; Nilsson, 1953, 1964; Niskanen, 1939; Ramsay, 1924; Sauramo, 1929, 1955, 1958; Tanner, 1930, 1938 et al).

Vertical movements of the Earth's crust within the Baltic Shield was investigated during more that twenty hundreds years. As a result of investigations a procedure of studies was worked, first ideas on the relation of vertical movements and shoreline displacements was appeared; many problems of the Quaternary geology and geomorphology was posed and was solved. Problems of the nature of movements and glacioisostasy were solving with aid of geophysical materials and calculations. Nevertheless many neotectonic, geological, paleogeographical and geophysical problems have yet not found a satisfactory solution.

The paper gives an account of the principal results of work which was completed in the Neotectonic Laboratory of the Moscow State University under the guidance of Prof. Dr. N. I. Nikolae v; the text of paper was also writing by him.



N. I. NIKOLAEV, V. I. BABAK, H. I. MEDYANTSEV  
 SOME NEOTECTONIC PROBLEMS OF THE BALTIC SHIELD  
 AND THE NORWEGIAN CALEDONIDES



Fig. 1. Neotectonic map of the Fennoscandia and adjoining areas.

I. Continental platforms (regions of weak neotectonic movements, low rate gradients and dominance of general uplifts). A—steps of total Neogene-Quaternary deformations on the East-European platform; B—steps of total Neogene-Quaternary deformations on planation surface of the Baltic Shield (with glacio-isostatic movements); II. Epiplatform orogenic regions with intensive neotectonic movements, high rate gradients and dominance of general uplifts. Steps of total Neogene-Quaternary deformations on the Late-Tertiary planation surface within the Scandinavian Mountains (with glacio-isostatic movements); III. Oceanic platform (regions with intensive neotectonic movements, dominance of general uncompensated subsidences; periferic areas have high rate gradients, central area has low gradients): 1—boundary of geosstructural regions; 2—boundary of the Baltic Shield within the East-European platform; 3—isolines of total Neogene-Quaternary deformations on Pre-Neogene and Late-Tertiary planation surfaces showing newest structural forms; 4—inferred isobases within shelf seas and ocean basins; 5—newest fractured deformations of different types, established and inferred after geologic and geomorphologic evidences; 6—salt domes and anticlines

Neotectonic investigations occur serious methodical difficulties within an uplifted crystalline shield where Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments are absent. A dating of many regional faults on the shields is extremely complex, an estimate of recent fault amplitudes is almost impossible. A specific method and a study of main topographical features and relief evolution are necessary. Wide application of airphoto materials is desirable. An investigation of planation surface relicts, distribution of ancient shorelines and geomorphology of selected areas will be useful for an approximate estimate of recent movements and general neotectonic style. It should be reminded that neotectonics in our opinion includes tectonic processes and connected structural forms which are expressed in main topographical features on the Earth's surface. Activity of such tectonic movements was beginning in various time but as a whole it corresponds to Neogene-Quaternary time (Николаев, Шульц, 1961; Николаев, 1962).

The first summary model map of neotectonics of the Fennoscandia, adjoining arcs of Kola Peninsula, Karelia, East-European platform and suitable aquatory (fig. 1) was compiled by us on the basis of materials and model neotectonic maps of the USSR which were made by N. A. Puchtin, A. Berlyant, G. Biske, V. Gudelis, M. Kovalevsky, G. Lak, B. Mozhaev, A. Nikonov, S. Shultz, E. Springis and others. We used as well neotectonic maps of the Poland compiled by E. Rühle and K. Schoeneich and a large number of references concerning other countries. This laborious work was made mainly by V. Babak with the aid of other authors.

Planation surfaces are characteristic of the territory under consideration. Its are an important criteria for a reveal of neotectonics. These surfaces have in many places but a state of knowledge is very different in various areas. References on this problem are very numerous and contradictory (Ahlmann, 1919; Braun, 1935; Bubnoff, 1930; De Geer, 1912; Evers, 1941; Granö, 1953; Keindl, 1935; Machatschek, 1955; Reusch, 1905; Rudberg, 1954; Ström, 1948; Tanner, 1938; Vogt, 1922; Wråk, 1908; Ångeby, 1947 and others).

After having been critically estimated numerous data on the western Fennoscandia and the Scandinavian Mountains we were drawn following conclusions: 1) at least two planation surfaces distinctly marked in this region; 2) relative and absolute elevations of surfaces increased from sea toward axial line of the Scandinavian Mountains and decreased on its eastern side; 3) at least two stages of dome shaped and block uplift of mountains take place with great amplitudes in central areas; 4) recent block movements locally resulted in increase of number planation surfaces (to five after Braun, 1935, and Ewers, 1941) and their deformation.

Age of planation surfaces was estimating variously but many Norwegian and Sweden authors believed that these surfaces were formed after Cretaceous and before Quaternary glacial epoch. Many authors

suggested the "Tertiary" uplift; Ahlmann (1919) and Bubnoff (1930) admitted the Late-Tertiary one.

A pattern of landforms to the east from the Scandinavian Mountains (including the Finland, Karelia and Kola Peninsula) is determined by planation surfaces. These proved to be found on seashore and all interior

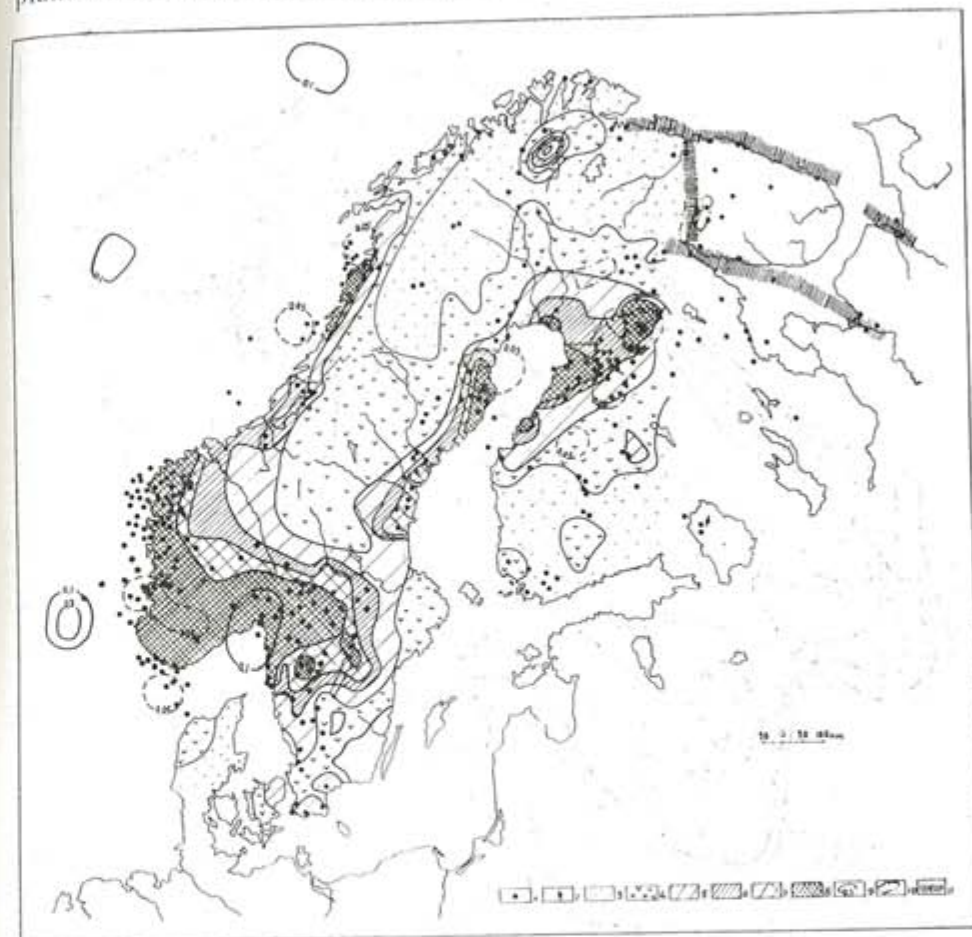


Fig. 2. Seismicity map of the Fennoscandia and adjoining areas (modified after M. Båth and K. Sahlström; with additions after S. Andreev, V. Bune, V. Karnik, A. Nikonov, G. Panassenko, A. Sellevoll, V. Tokarev).

1—epicenters; 2—*inferred* epicenters (after macroseismic data); 3—8—number of recorded earthquakes from 1600 to 1925 (3—*from* 0 to 2; 4—*from* 3 to 5; 5—*from* 6 to 8; 6—*from* 9 to 11; 7—*from* 12 to 14; 8—15 and more); 9—*isolines* of seismic activity for 50 years on the area 1000 square km; 10—*zones* of probable local earthquakes; 11—*some* zones of seismic active regional faults

areas where their elevations are very different. More than one level of planation surface is known into some regions (Lapland, Kola Peninsula). Relief, however, is highly dissected in such cases and several blocks are undergoing irregular movements. Some authors (Арманд, 1960; Биске, 1959; Граве и др., 1963; Никонов, 1964) suggested that it is the only surface that was tectonically uplifted at various levels.

Well marked Late-Cenozoic (Tertiary or Late Tertiary) planation surfaces with various levels provide some criteria for an estimate of the most recent deformation and quantitative expression on the map. Orographic features in the Fennoscandia (in toto) are determined by neotectonic movements; it is very facilitate a making of neotectonic maps.

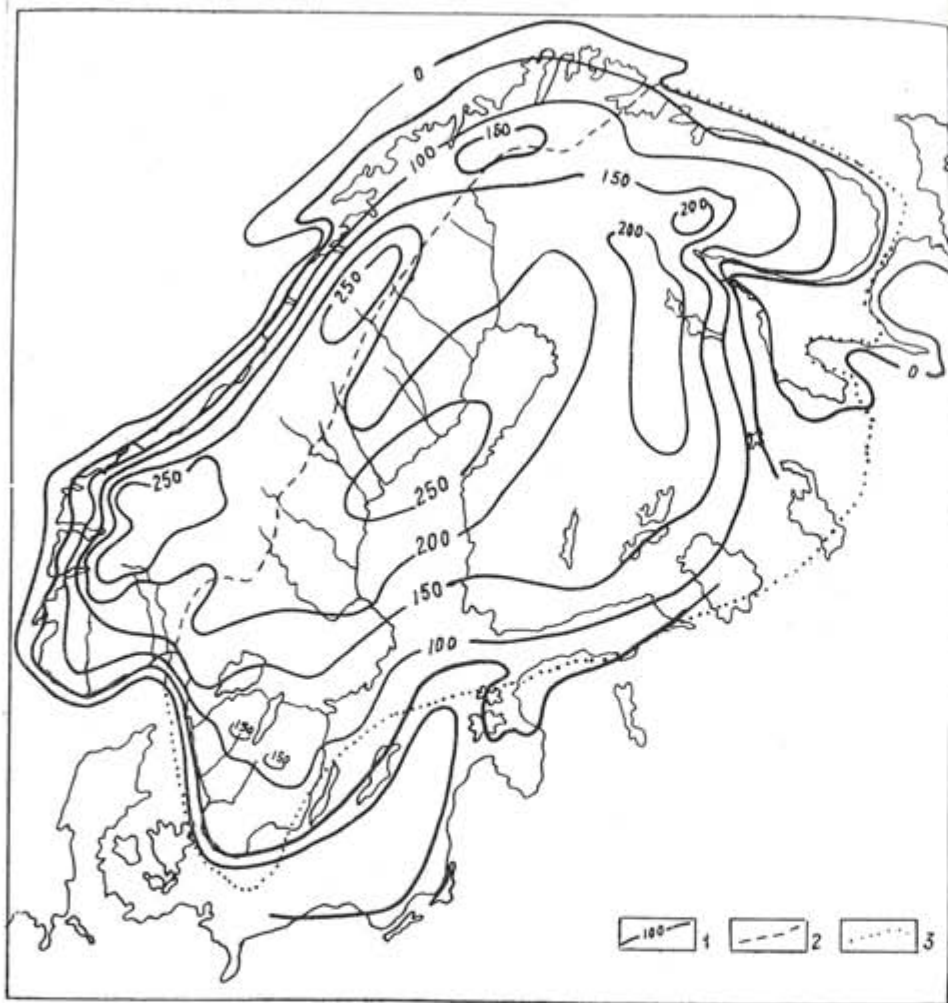


Fig. 3. Scheme of summary uplifts during Late- and Post-Glacial time with neotectonic and glacio-isostatic movements (after N. I. Nikolaev).  
1—uplift isobases (in meters); 2—boundary of geostructural region; 3—boundary of the Baltic Shield

An amount of deformation proved to be various. Within the Scandinavian Mountains this is characterized by such absolute values and gradient of vertical movement rate as compared with orogenic regions of epiplatform type (region of weak orogeny). Hence we show on the Fennoscandia map two regions with specific development during Quaternary time (repeated glaciations and block tectonics). These regions are: 1) the Baltic

Shield where average rates of recent tectonic movements are low; 2) the region of epiplatform orogeny where rates of movements and rate gradients are higher.

The question may be raised as to whether the mapped regional faults and blocks are active at present. It will be noted that our map no shows all regional faults and, therefore, reflects only a general style of recent structure. Let us consider this problem in some detail.

Norwegian and Danish oceanographers distinguish a boundary zone within shelf along the Scandinavian shores. This zone is expressed either a marginal longitudinal depression or a very distinct insignificant slope towards sea. This depression was named the "Norwegian trough". Length of depression is about 800 km, width is 60 to 100 km. It presents one of the main features of sea bottom at southern and western shores of Norway.

Many geologists (De Geer, 1912; H. Holtedahl, 1955, 1959; O. Holtedahl, 1940, 1956; Nansen, 1904; Pratje, 1952) assumed that the "unique" depression is resulted from tectonic movements. Originally it was a graben, that was highly modified by denudation processes at lesser sea level than at present time. Faulting within the trough is believed above mentioned authors to bear relationship with recent differential uplift of the Scandinavia that take place mainly in Tertiary time. Peneplain surface of that time was uplifted by some thousands meters. Since then the surface was dissected. Faults trend almost parallel to general direction of shoreline; these are active in Quaternary time.

H. Holtedahl (1955, 1959) assumed that a relief of Norway was crossed by transverse fault system that resulted in formation of separated blocks. Differential block movements given various depths on diverse shelf areas. The faults may be traced within mainland. Fiord development seems to bear relationship with such fault system. These regional faults are active in many cases. Young regional faults establish in southern Norway where they determined a line disposition of long and narrow lakes that extended for many tens kilometers along shoreline of the Skagerrak Sound (O. Holtedahl, 1953; Беляевский, 1963).

Р. Карлин (Карлин, 1962) recently considered the disputable problem of fiord origin. He suggested that it is related to large vertical displacements of the Earth's core. Such displacement was proved to be existed during Neogene and Quaternary time. H. Holtedahl (1955, 1959), O. Holtedahl and J. Dons (1952), O. Holtedahl (1950, 1953), F. Shepard (1931, 1948) were studied similar problem for Norwegian shores.

Analysis of nature of shelf along northern edge of the Scandinavia and Kola Peninsula shows irregular variations of sea depths on the straight line which is parallel to general trend of shoreline. An explanation of geomorphological features of sea bottom is possible if we will assume existence of young regional faults. It is affirmed by seismicity,

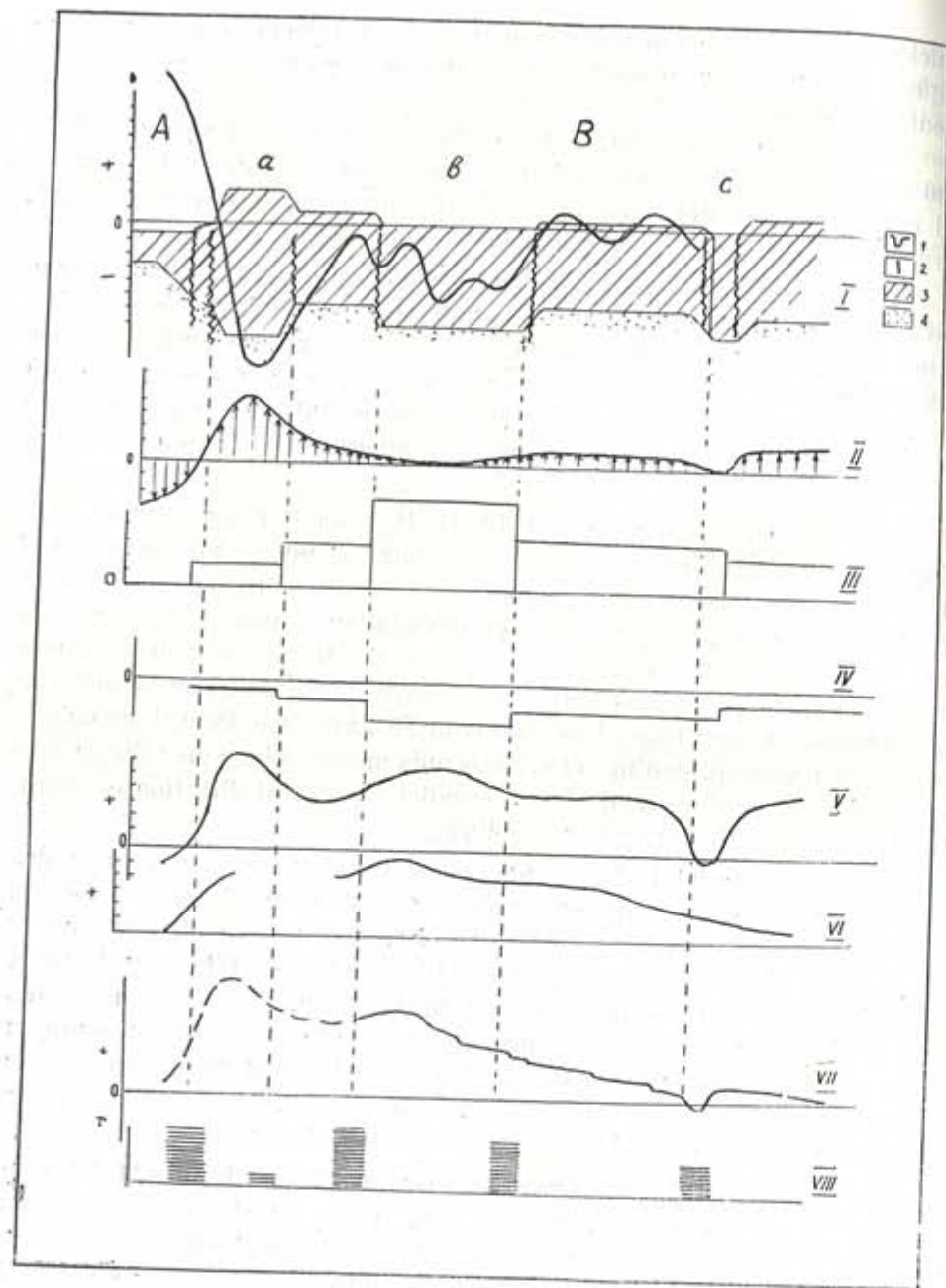


Fig. 4. General correlation scheme of neotectonic and glacio-isostatic movements (after N. I. Nikolaev).

A—the Atlantic ocean; B—the Baltic Shield; a—the epiplatform Scandinavian Mountains; b—the Bothnia-Kandalakshan depression; c—the graben; I—thickness of the Earth's core: 1—gravity anomaly curve (in Bouguer reduction), 2—main regional fault zones, 3—the Earth's core, 4—mantle; II—eure of summary neotectonic movements; III—eure of ice sheet loads; IV—eure of glacioisostatic movements; V—curve of Late- and Post-Glacial movements with interaction of neotectonic and glacio-isostatic components; VI—curve of Late- and Post-Glacial movements after A. Högbom; VII—curve of recent movements; VIII—eure of seismicity level

geomorphology within shorelines (Николаев, 1949; Кленова, 1960), a large number of shallow faults and open fractures of Quaternary age as well as geophysical materials (Литвиненко, 1965).

Young regional faults or flexurelike bends and recent subsidence zones occur in other marginal areas of the Baltic Shield. Thus neotectonic data support distinct structural isolation of shield from adjoining plate.

One of such flexurelike bends (together with attending regional faults) separate the Sweden part of Shield from the North Sea foredeep and Denmark. Tectonic origin of depression of the Gulf of Finland have long been known and this problem have already been discussed.

Analyzing a history of relief development K. Геренчук (Геренчук, 1960) recently shown a relation between the Silurian glint and regional faults in crystalline basement; this idea was told by many his predecessors (Ramsay and others).

It is of interest to noted that the "Bothnian-Kandalakshan" foredeep is distinguished in central part of the Baltic Shield on the basis of geophysical data (fig. 5). Length of the foredeep is more 1000 km, width is several hundred kilometers. L. Шустова suggests that this foredeep has a greater depth of the Earth's core, negative field of gravity, relatively low horizontal gravitational gradient (no more than 1 mgal per km); therefore anomalies have a deep character.

A. Новикова (Новикова, 1964, 1965) assumed that this foredeep is related to abundant acid lava effusions in penetration zone of Gulf of Bothnia and Gulf of Finland at the beginning of Riphean time. These effusions were accompanied by subsidence of the Earth's core and by formation of wide flat depressions on the surface. It should be emphasized that a subsidence process in similar superimposed basins was continuing after an effusion; there are proved to be filled by Jotnian sediments as well as basement rocks.

We assumed that this inherited Early Riphean subsidence seems to be related to a formation of flat synclises of the Baltic Shield.

The Bothnian-Kandalakshan foredeep has a greater seismicity (fig. 2). Epicenters was concentrated along his edges and fault lines (Báth, 1953; Соловьев, 1963; Токарев, 1958, 1959; Шустова, 1963). Thus the foredeep is active at present and modern relief and neotectonic movement peculiarities were affected by this activity.

It is a well-known fact that basins of the Mid-Sweden Depression are determined by tectonic causes; the one is a part of tectonic foredeep which extended eastwards to the Gulf of Finland and westwards to the Skagerrak Sound. Tectonic dissection in this region and horst blocks and graben, that occupied by lakes, have long been known. Many regional faults were active during Quaternary time; they were inherited since Paleozoic time. Epicenters of many earthquakes are situated in this region of the Sweden (Báth, 1953; Sahlström, 1930; Токарев, 1958; Соловьев, 1963).

Basins of the White Sea, the Ladoga Lake and the Onega Lake are determined by tectonics. These basins are inherited since Paleozoic and Proterozoic time. The graben of the Kandalaksha Bay is very typical; there are intensive Quaternary and recent movements.

A tectonic scarp at the northern shore of the Kandalaksha Bay extended far to west and closed the region of newest downwarping (Kovd-zero Lowland) on the north. This area is seismically active (Penttilä, 1960, Биске, 1960; Никонов и Панасенко, 1963; Панасенко, 1959, Шустова, 1963).

Systems of young and sometimes active regional faults and fractures are distinctly ascertained by many Soviet geologists (N. Apuchtin, A. Armand, G. Biske, M. Grave, M. Lavrova, G. Lak, V. Medvedev, A. Nikonov, G. Panassenko, A. Polkanov and other) as well as many Scandinavian authors (J. Granö, W. Ramsay, H. Renqvist, M. Sauramo, W. Tanner and others).

Tectonic ruptures are fixed along boundaries of major topographical features of the Kola Peninsula and adjoining areas; the ones separate a relief into uplift and subsidence blocks of various size. A relief is very typical and in many places we may distinguish block mountains and hill-and-block topography (a break peneplain). Ancient zones of Pre-Cambrian regional faults (in Karelia they have northwestern trend) include several blocks and narrow tectonic wedges. These blocks were undergone to tectonic deformations and differential displacements during Glacial and Post-Glacial time. A block structure of the Earth's core is determined by geophysical procedures; steep dipping deformation zones are often developed along contacts of various structure-facial units. A block structure is very clear expressed within 5—8 kilometers. Seismical and gravitational data are shown that in greater depths rates of seismic waves and rock densities almost is not changed in horizontal direction; physical parameters and composition of various blocks of the Earth's core are rapidly levelled at the expense of regional metamorphic environments. Zones of deep faults include, however, core of shield in toto (Литвиненко, 1965).

Special investigations in Finland (Granö, 1951), Sweden and Norway (Holtedahl, 1953 and others) shown that topographical features are determined by tectonic movements which uplifted ancient planation surfaces at various levels rather than by resistance of rocks (selective denudation and weathering).

A general idea about block uplifts and subsidences of various parts of the shield and its break up during Late Cenozoic and Quaternary times was proved by many scientists. A system of complex break and differential movements are well expressed in main topographical features. An extent of breakness of the shield and recent movements along fault systems are irregular. Maximum breaks are observed in the Kola Peninsula, Northern Karelia, Northern Finland and Mid-Sweden Depression.

Unconsolidated sediments and its relation to topography as well are characteristic of special features of Fennoscandian neotectonics. A wide distribution of ancient preglacial continental sediments and weathering layer found recently in various topographical elements (Butler, 1954; Frosterus, 1928; Hausen, 1945; Hjelmqvist, 1959; Holtedahl, 1953; Сидоренко, 1958, 1960; Никонов, 1964). It is a definite type of geological formations (that fixed some stage of preglacial continental environments) rather than local and sudden occurrences.

Having estimated extensive data on this problem and opinions of Scandinavian and Soviet authors we lead to following conclusions:

1. A remnant planation surface existed in the Fennoscandia during beginning of the Tertiary period. Within the Baltic Shield the surface never stand at great elevation above sea-level. Age of the surface is variously estimated by different geologists. It was a peneplain during Early Mesozoic time. At close of Early Cretaceous time this peneplain was deformed by tectonic movements. Further peneplainisation lead to formation of the Early Tertiary peneplain (Holtedahl, 1953; Machatschek, 1955; Ahlmann, 1919; Sederholm, 1912, 1913).

2. Present elevation differences was due to tectonic movements that have a different activity into various places. Differential uplifts led to a formation of breakups and a rejuvenation of old faults. Numerous valleys and fiords were formed along these regional faults (Holtedahl, 1953; Machatschek, 1955; Ahlmann, 1919; Tanner, 1936).

The main topographical features of the Fennoscandia, Kola Peninsula and Karelia are, therefore, preglacial. Block movements may also have an effect on uplift and subsidence of individual elements of relief.

Late Tertiary (Neogene) age of preglacial relief formation in a some measure supported by sedimentation in the Poland Lowland (it is a continuation of the Baltic Sea depression). Layers of Scandinavian gravel were found in the Pliocene continental sediments of the Lowland as well as an admixture of redeposited layer of weathering: kaolin and silicified material (Książkiewicz, Samsonowicz, 1953). It is an additional evidence of young tectonic activity of the Fennoscandia. An activity of movements within the Scandinavian Mountains (the westernmost uplift part of the Baltic Shield) seems take place at the same time.

The question may be raised as to the eastern boundary of the Scandinavian Mountains. A. A. Bogdanov (1961, 1964) draws the northwestern boundary of the Shield not along the Caledonides, as it did earlier, but by 100 km northwestwards under central parts of this fold system. We believe that he is right. In such a case it is a "marginal seam" put forward by N. S h a t s k y (Шатский, 1946).

It follows from materials of Scandinavian geologists that such seam (including the Oslo graben) is a flexurelike bend of Pre-Cambrian denudation surface; here and there it has gentle or steep slope and overlaid by thin cover of unfolded autochthonous rock of Cambrian-Silurian age, and by serie of Caledonian allochthonous deposits.

Westwards the Oslo graben this boundary zone has a more complex structure. N. Shatsky and A. Bogdanov traced this zone in a sharp flexurelike bend of Pre-Cambrian rocks and highly deformed geosynclinal facies of Cambrian-Silurian sediments.

The marginal seam put forward by N. Shatsky marked, therefore, a continuation of break zone of the peculiar Oslo graben towards north.

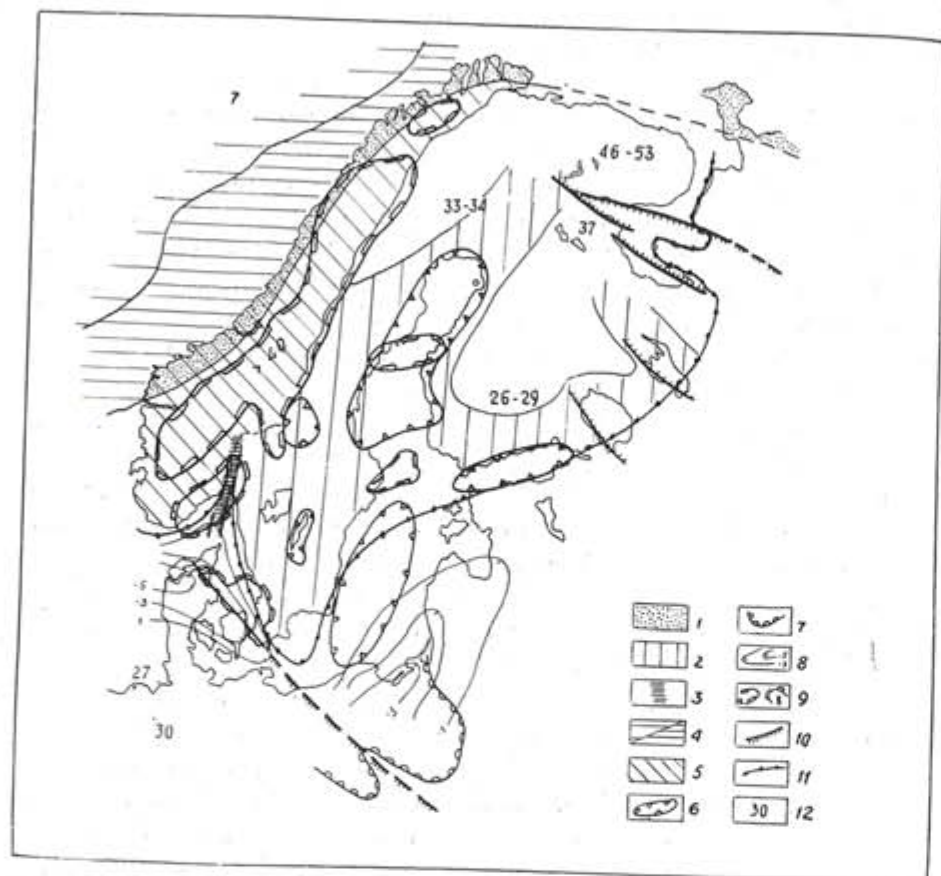


Fig. 5. Scheme of the Earth's core development within the Baltic Shield and adjoining areas (after various authors).

Regions of rebuilding core: 1— for Middle Proterozoan and Riphean stages, 2— for Baikalian and Caledonian stages, 3— for Permian stage, 4— for Mesozoic and Cenozoic times, 5— for Late Cenozoic time (25-30 millions years ago), 6— Early Riphean synclinal folds, 7— boundary of the Neogene depression, 8— depressions inherited since Early Riphean stage (in thousands meters), 9— relative gravity minima (a) and maxima (b), 10— some important regional faults of Baikalian stage, 11— boundary of the Baltic Shield, 12— thickness of the Earth's core

It presents a part of the great lineament that was established by H. Stille and S. Bubnoff. N. Belyayevsky (Беляевский, 1963) makes more precise a position of this lineament and proposes the name "Rhine-Scandinavian lineament". He believes that the lineament north of the Oslo coincides with a boundary of Caledonian zone; actually it has a parallel extension.

The Scandinavian lineament was found to be characterised by long development, activity during various geologic epochs and great depth of formation. The lineament could conceivably be active during Late-Cenozoic time (Neogene). Seismic activity is found only in marginal part (in area of the Oslo graben).

Activity of movements in the marginal parts of the Baltic Shield during neotectonic stage was determined by structure and development trends of the most ancient structural elements of platform. The eastern boundary of epiplatform orogeny area closely resembles that of Shatsky's "marginal seam".

We will not describe the adjoining geostructural region and will restrict ourself to brief notes. A block pattern of geostructural regions under discussion extend to adjoining areas. It distinctively influenced upon neotectonic movements and formation of recent structural features that are expressed in a relief.

An influence of basement dislocations is very important in areas that adjoint to the crystalline Shield. It determines the general neotectonic style, has an effect on a configuration of large and small orographic elements that usually correspond to orientation and patterns of the basement blocks. It is also demonstrated into drainage network orientation, configurations of shorelines of the Baltic Sea, White Sea and Barents Sea and structural peculiarity of base of the Quaternary deposits, their thickness and facial distribution.

The mentioned relations become more weakened far off the Shield where tectonic style is changed. It is found that great neotectonic structures are characterised by great stability of trend movements. A steady subsidence observed in some areas, a steady uplift — in other places.

Preglacial age of main topographic features is well established for the described geostructural zone. It is supported by large number of overburdened valleys (their bottom stand by 100—200 meters below sea-level) that are filled by complex of glacial sediments. These data indicate an uplift for all territory and their great dissection in beginning of the Quaternary.

In most cases recent topographic features inherit ancient forms. It was shown by a definite stability of orographic elements (Геренчук, 1961; Гуделис, 1961; Орвику, 1960; Шульд и др., 1963).

Late- and Post Glacial and recent movements are characterised for the Fennoscandian neotectonics. The oldest movements are determined by a position of shorelines of large local proglacial lakes and periodic inner seas (ever since the Baltic Ice Lake that was formed about 14 000 years ago).

Shoreline spectres have been established for various parts of the Baltic Sea (Holtedahl, 1953; Нуурпää, 1964; Nilsson, 1953, 1964; Sauramo, 1955, 1958; Marthinussen, 1945; Tanner, 1930, 1936; Гуделис, 1961; Никонов, 1959; Полканов, 1937). An interaction of tectonic movements and eustatic fluctuations of water body levels is taken into consideration

during an interpretation of spectres. It is established that shoreline slopes are different in various places, they are plotted on the map with various density, they are shown various rates of asynchronous vertical movements of the Earth's core and various intensity of movements in diverse areas of Fennoscandia.

As long ago as more 50 years G. De Geer (1912) has been mapped accidental shoreline observations. Later this remarkable map was precised by Ramsay, Högbom and other authors. The Högbom's map of Late- and Post Glacial movements is well known.

Paleogeographic maps of several evolution stages of the Baltic Sea have been made. A large number scientists in various countries were precising these maps (Fromm, 1953; Lundqvist, 1963; Nilsson, 1953, 1964; Sauramo, 1955, 1958; Thomson, 1931). It is establish that in northern part of the Gulf of Bothnia maximum amount of Late- and Post Glacial uplift is 275—280 m.

M. Sauramo (1955) is studied Fennoscandian shorelines during 30 years. While being based on vast accumulate material he drew conclusion about the "hinge lines". (flexureline bends of previously horzontal shorelines). Sauramo's scheme is supported the hypothesis of general dome shaped uplift of the Fennoscandia and as Daly believes is shown a peculiarity of glacioisostatic movements in course of deglaciation. These conclusions were supported by some Soviet geologists (Гуделис, 1961; Никонов и Панасенко, 1963).

Recent movements of the Baltic Shield and adjoining areas were recognized on the basis of sea level observations and precise levelling (fig. 6). Materials for all territory of the Fennoscandia not yet obtained. We have only available data for a relative comparison because this material is obtained in various countries with different counting systems. Nevertheless we can draw following conclusions:

1. A general pattern of recent uplifts is alike with the postglacial ones. Maximum rate is established in the centre of the crystalline Shield in northern part of Gulf of Bothnia (Little Kvarken area); it estimated about tens millimeters in year. Toward a Shield periphery recent uplifts become more weaken and were replaced by negative movements (locally 1—3 mm in year). Such a agreement of recent and Late- and Post-Glacial movements indicates their stability after last glaciation.

2. A relation of recent movements to geologic structure is established in the areas where available data are reliable (the correlation coefficient more than 0.80). Areas with different sign or intensity of movements were corresponded to definite block of the Earth's core (the Baltic Basin, Poland, Netherlands).

3. Important geodetic data from the Finland show a large number of isoline thickenings. It can account for a rapid change of recent movement rates depending of peculiar structure of crystalline basement. This structure is presented by little and now active blocks.

4. An asynchronism of recent movements is certain to prove (Southern, Sweden, Finland). It is noted that a time of the greatest rate of uplift is characterised by increased seismicity (Báth, 1953, 1956; Горшков, 1947). Hence it appears clear that a large number of earthquakes must be related to activity of movements along faults which separated different blocks.

Considered data about Late- and Post Glacial and recent movements have been lead to conclusion that dome shaped uplift of the Baltic Shield is continuing at present time. Scientists are agreed that this hypothesis is correct. In our opinion De Geer—Högbom's scheme have raised serious doubts. These authors accepted a glacio-isostatic nature of such movements and they cannot take into consideration the regularities of neotectonic movements determining only at present.

Available materials indicate actually glacio-isostatic movements in the considered region. The best evidence is an undulating change of movement rate of the Earth's core immediately after retreating ice sheet. This change has been established by many authors in Sweden, Finland, the Baltic Basin and the Kola Peninsula (Burgess, Collette, 1958; Gutenberg, 1941; Kääriäinen, 1953; Sauramo, 1958; Гуделис, 1960; Марков, 1960; Мещеряков, 1965). It is also supported by theoretical calculations (Daly, 1938; Gutenberg, 1941; Niskanen, 1943): an ice sheet with diameter more than 500 km and thickness at least 1 km must cause downwarping of the Earth's core.

Irregular distribution of thickness of a continental ice sheet is established as a result of the paleogeographic reconstruction of the Scandinavian ice sheet that was developed on preexisting relief (Flint, 1957). In general an irregular activity of neotectonic movements was forming this relief.

An importance of glacio-isostatic movement is open to question. It concerns of course the extremest opinions. Available data not permit to deny a glacio-isostasy. We cannot however to considere these movements as totally compensating. Gravitational exploration refute the hypothesis of upswimming of the Fennoscandia (Люстих, 1956, 1957). Hence an uplift of the Baltic Shield is a result of heterogenous geologic structure and geologic evolution trends rather than negative gravity anomalies (due to a load of an ice sheet). H. Stille (1936, 1955) and many geologists (Мирчинк, Николаев, 1960, 1962) have already been given attention to this problem. An ascertainment of importance of proper tectonic movements need for decision of the problem.

Block massives and block structure of the Earth's core with various geologic history (the Scandinavian Mountains, the Kola block, the Bothnian-Kandalakshan foredeep and others) may be readily established in the newest structure of the Fennoscandia. Each block was undergoing different summary movements during the neotectonic stage. On the basis of considered regularities of neotectonic structure development we can to inheritance of recent and Late- and Post-Glacial movements. This

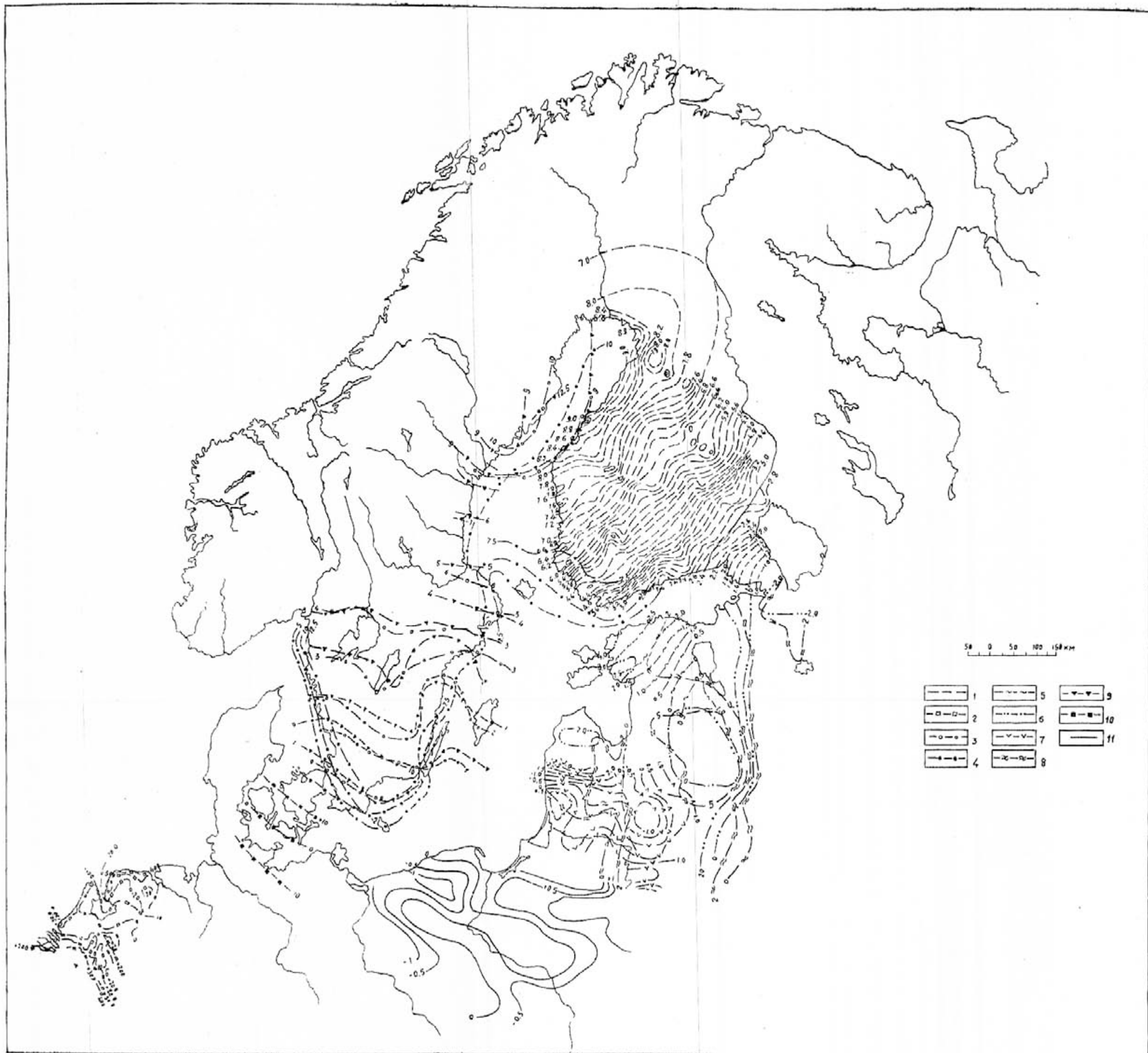


Fig. 6. Map of recent tectonic movements of the Fennoscandia and adjoining areas.  
 Uplift isobases: 1—after Kääriäinen, 1964; 2—after Edelman, 1954; 3—4—after Renqvist, 1951; 5—after Zhelmin, 1964; 6—after Matskova, 1961;  
 7—after Liesis, 1964; 8—after Mescheryakov and Sinyagina, 1961; 9—after Bergsten, 1930; 10—after Köster, 1961; 11—after Schönwäich



means that various large blocks of the Earth's core that have a different history will behave individually during the last stage of geologic history.

Thus we draw conclusion about irregular activity of tectonic and glacio-isostatic movements. De Geer—Högbom's scheme of regular dome shaped uplift does not seem to be revealed this well-known regularity. The study of problem need differential approach rather than an investigation of the Fennoscandia in toto. One must to consider for each structural units: 1) relation of various gravitational data (thickness of the Earth's core, gravity field, geophysical structure etc), 2) relief, 3) neotectonic and recent movements, 4) paleogeography, 5) geologic history etc.

A correlation of data permits to establish a relation between neotectonic and glacio-isostatic movements (fig. 4). Neotectonic movements are predominated in some regions (the Scandinavian Mountains), the compensating ones are characteristic of other areas (the Bothnian-Kandalakshan foredeep).

We attempt to draw a new scheme of the summary Late- and Post-Glacial movements on the basis of available materials (fig. 3). It was shown that these movements as well as the recent ones were acting along structural elements; they do not form a correct dome. De Geer—Högbom's scheme is existed more than 50 years and to some extent it is hypnotized of a large number of investigators which involuntary had interpreting the geophysical materials on the basis of this scheme. Geological evidences show however that in spite of geophysical calculations (Gutenberg, 1941 and other works) a glacio-isostatic levelling take place more rapidly. It consists about 5000—7000 years rather than 10 000—100 000 years in regions with great isostatic loads. In other areas these amounts are far less. Some compensating movements are acting at present only in region of maximum isostatic load which correspond to a central part of the Bothnian-Kandalakshan foredeep (where tectonic movements are clearly inherited). In other places the compensation has obviously come.

Hence Sauramo's interesting generalization (1955) cannot be applied to the Fennoscandia in toto, the Karelia and the Kola Peninsula. Flexurelike bends on this territory actually exist and obviously have a wide distribution according to block nature of neotectonic movements. An unification of the bends in a system of lines and an application of such system for mentioned territory in toto (on the basis of glacio-isostatic hypothesis) not are well-grounded and are contradicted by modern ideas about neotectonic structure development. A procedure of hinge line determination that is proposed by Sauramo (1955) is also raised objections. During last years correctness of Sauramo's ideas is refuted by some authors. On the symposium in Sweden E. Nilsson (1964) draw conclusions which are similar to our inferences; E. Hyppä supported these arguments; R. Aario (1964) as well raised some objections.

In summary some notes concerning the earthquakes. The Fennoscandia is a region of weak seismic activity. A large number of earthquakes is surficial. According to calculations after the formulas of B. Gutenberg and C. Richter (1942, 1949) approximate values permit to supposed subcrustal earthquakes (Báth, 1953). Small magnitudes are characterised for all earthquakes.

As part of the study of available materials (Báth, 1953, 1956; Honkasalo, 1959; Porkka, 1960; Penttilä, 1960; Sahlström, 1930; Горшков, 1947; Панасенко, 1963) we draw conclusions about insufficient evidences in witness of last generalisations concerning relationships between earthquakes and tectonics (Соловьев, 1963; Токарев, 1958, 1959). Earthquakes as a rule are related to an activity of principal structural trends of the Baltic Shield and the Norwegian Caledonides; they are connected with active deep fault zones. Seismic activity on the west is related to continued activity of inherited tectonic movements. On the rest area it depends to a great extent upon isostatic movements; the latter are continuing in zones of maximum ice loads in central part of the Bothnian-Kandalakshan depression where summary neotectonic movements were more weak. It is to be noted, however, that some activity of neotectonic movements is observed within this area (fig. 2).

[Manuscript received: October 25th, 1965]

## REFERENCES

- AARIO, R.: 1965. Development of ancient lake Päijänne and the history of the surrounding forests. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A. III Geologica-Geographica, 81.
- AHLMANN, H.: 1919. Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annaler.
- ANGEBY, O.: 1947. Landformerna i nordvästra Jämtland och angränsande delar av Nord-Trøndelag. Med. från Lunds Univ. egogr. institution, Avh. 12.
- BEHRENS, S.: 1960. The main features of the bedrock morphology in South and Central Sweden. Svensk. geogr. årsbok, 36.
- BERGSTEN, F.: 1930. The changes of land-level at the Swedish coasts computed with regard to periodic fluctuations of sea-level. III. Hydrolog. Conference of the Baltic States, Warszawa.
- BERGSTEN, F.: 1954. The land uplift in Sweden from the evidence of the old water marks. Geogr. Annaler, 36.
- BRAUN, G.: 1935. Studien am Kjöf. Geogr. Annaler.
- BUBNOFF, S.: 1930. Geologie von Europe, Bd. II.
- BURGESS, J. and COLLETTE, B.: 1958. On the problem of postglacial uplift of Fennoscandia. Konink. Nederl. Akad. v. Wetenschappen, Proceedings, Ser. B. v. 61, 4.
- BUTLER, J.: 1954. The geochemistry and mineralogy of rock weathering in the Nordmark area. Geochimica et Cosmochim. Acta, 6.
- BATH, M.: 1953. Seismicity of Fennoscandia and related problems. Gerlands Beitr. zur Geophysik, 63.
- BATH, M.: 1956. An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C., N 545, årsbok 50, N 1.
- DALY, R.: 1938. Architecture of the Earth. New York.
- DONNER, J.: 1964. The late-glacial and post-glacial emergence of south-western Finland. Societas Scient. Fennica, XXX, 5.

- EDELMAN, T.: 1954. Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. *Geol. en mijnbouw*, v. 16, N 6.
- EWERS, W.: 1941. Terrassen im Hardanger, Sogne und Nordfjörd (Südnorwegen). *Petermanns Mitteilungen*.
- FLINT, R.: 1957. Glacial and Pleistocene geology. New York—London.
- FROSTERUS, B.: 1928. Über Kaolin im kristallinen Felsgrunde Finlands. *Fennia*, 50.
- DE GEER, G.: 1912. Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. *Petermanns Mitteilungen*.
- GREGERSEN, A., *SORGENFREI, Th.*: 1951. Efterforskningsarbejdet i Danmarks dybere undergrund. *Medd. Dansk Geol. Forening*, Bd. 12, Hft. 1.
- GUTENBERG, B.: 1941. Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior. *Geol. Soc. America, Bull.* v. 52.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C.: 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Seism. Soc. America, Bull.* v. 32, N 3.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C.: 1949. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press. Princeton, N. J.
- HAUSEN, H.: 1945. Die Bauung als regionale Oberflächenercheinung im präkambri-schen Felsgrund des Schärenhofes in südwestlichen Finland. *Fennia*, 68.
- HJELMQVIST, S.: 1959. Förekomsten av Tungmineral; kaolinen på Jvö. *Sveriges Geol. Undersökning*, ser. C, N. 569, Årsbok 53, N 7.
- HYYPÄ, E.: 1964. On the late-Quaternary history on the Baltic Sea. *Fennia*, 89, 1.
- HÖGBOM, A. G.: 1913. Fennoscandia. *Handbuch der regional. Geologie*, Bd. W, Ht. 3.
- HÖGBOM, A.: 1921. Nivåförändringarna i Norden. Ett kapitel ur den svenska natur-forskningens historia. Göteborgs Kungl. Vetenskaps och Vitterhets. Sällskaps, Handl. 4: 1 foljden, XXI, 3.
- HOLTEDAHL, H.: 1955. On the Norwegian continental terrace, primarily outside Möre-Romsdal, its geomorphology and sediments. With contributions on the Quaternary geology of the adjacent land and on the bottom deposits of the Norwegian Sea. *Universitet i Bergen, årsbok*, 14.
- HOLTEDAHL, H.: 1959. In „La topographie et la géologie des profondeurs océaniques“. *Colloques internationaux du Centre Nation. de la recherche scientifique*. Paris.
- HOLTEDAHL, O.: 1940. The submarine relief of the Norwegian Coast. *Det Norske Vid. A. Special paper*. Oslo.
- HOLTEDAHL, O.: 1950. Supposed marginal fault lines in the shelf area off some northern lands. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 61.
- HOLTEDAHL, O.: 1953. Norges geologi. *Norges Geologiske Undersøkelse*. N 164, Bd. 1—11, Oslo.
- HOLTEDAHL, O.: 1956. Junge Blockverschiebungstektonik den Randgebieten Norwegens. *Geotektonisches Symposium zur Ehren von Hans Stille*. Stuttgart.
- HOLTEDAHL, O., *DONS, J.*: 1952. Geologisk kart over Oslo og omegn. Malesløkk 1: 50,000. Utgitt av det Norsk videnskapsakademi i Oslo.
- KAARIANEN, E.: 1953. On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. *Fennia*, v. 77, N 2.
- KAARIANEN, E.: 1964. Land uplift in Finland computed by the aid of precise levellings. *Fennia*, v. 89, N 1.
- KEINDL, J.: 1935. Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen. *Mitt. Geogr. Gesellsch. in Wien*, v. 79, N 202.
- KÖSTER, R.: 1960. Gegenwärtige tektonische Bewegungen in der westlichen Ostsee. *Intern. Geol. Congress, Report of 21st Session*, pt. XVIII, Copenhagen.
- KSIAZKIEWICZ, M., *SAMSONOWICZ, J.*: 1953. *Zarys geologii Polski*. Warszawa.
- KUKKAMAKI, T.: 1954. Secular movement of the Earth's surface observed in the world. *Compt. rendus des séances de travail de la Section des nivellements de l'Assoc. Internat. de Géodesie*. *Bull. géodes. suppl.* N 34.
- LUNDQVIST, G.: 1963. Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län. *Sveriges Geolog. Undersökning*. Ser. Ca, N 42.
- MACHATSCHEK, F.: 1955. *Das Relief der Erde*. Bd. 1, Berlin.
- MARTHINUSSEN, C.: 1945. Yngre postglaciale nivåer på Varangerhalvøa. *Norsk geol. tidsskrift*, Bd. 25.
- MIYAMURA, S.: 1963. A note on Fennoscandian seismicity. *Geophysica*, v. 7, N 4.
- NANSEN, F.: 1904. The bathymetrical features of the North Polar Sea. *Norwegian North Polar Expedition, 1893—1896*. *Scient. Res.* v. 4, N13.
- NANSEN, F.: 1922. The strandflats and isostasy. *Vid. Seisk. Scr.*
- NILSSON, E.: 1953. Omsödra Sveriges senkvartära historia. *Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 75, Ht. 2, N473.
- NILSSON, E.: 1964. Geochronological investigations in Southern Sweden. *Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 86.
- NISKANEN, E.: 1939. On the upheaval of land in Fennoscandia. *Annal. Acad. Scient. Fennicae*, ser. A, v. 53, N10.
- NISKANEN, E.: 1943. On the deformation of the Earth's crust under the weight of a glacial ice load and related phenomena. *Annal. Acad. Scient. Fennicae*, ser. A, III, N7.
- PENTTILÄ, E.: 1960. On the local earthquakes in Finland. *Geophysica*, v. 7.
- PENTTILÄ, E.: 1964. Some remarks on earthquakes in Finland. *Fennia*, v. 89, N1.
- PRATJE, O.: 1952. *Zur Geologie der Norwegischen Rinne*. *Abh. naturw. Verein, Bremen*, v. 33.
- RAMSAY, W.: 1924. On relations between crustal movements and variations of sea-level during the Late Quaternary time especially in Fennoscandia. *Bull. de la Commission géolog. de Finlande*, N66.
- REUSCH, H.: 1905. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til (Norges relief). *Norges geologiske undersøkelse*, 32, 124.
- RUDBERG, S.: 1954. Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion *Geologiska preglacials erosionsgenerationer i Sverige*. *Geographica*. *Skrifter från Uppsala Universitets geografiska institution*, 2.
- SAHLSTROM, K.: 1930. A seismological map of Northern Europe. *Sveriges. Undersökning*, Ser. C, N364.
- SAURAMO, M.: 1929. The Quaternary geology of Finland. *Bull. de la Commission géologique de Finlande*, N86.
- SAURAMO, M.: 1955. Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia. *Ann. Acad. Scient. Fennicae*. Ser. A, III *Geologica-Geographica*, N44.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. *Ann. Acad. Scient. Fennicae*, Ser. A, III *Geologica-Geographica*, N51.
- SHEPARD, F.: 1931. Glacial troughs of the continental shelves. *Journ. Geology*, v. 39.
- SHEPARD, F.: 1948. *Submarine geology*. New York.
- SORGENFREI, Th.: 1951. Oversigt over praekvartaerets topografi, stratigrafi og tektonik i området Fyn—Sydjaelland—Falster—Mon. *Medd. Dansk. Geol. Forening*, Bd. 12, Hft. 1.
- STILLE, H.: 1936. Present tectonic state of the earth. *Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 20.
- STILLE, H.: 1955. Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier epochs. *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, v. 62.
- STRÖM, K.: 1948. The geomorphology of Norway. *Geogr. Journ.* v. 62, N1—3. Suomen maantieteen käsikirja: 1951. Helsinki.
- TANNER, V.: 1930. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. *Bull. de la Commission géologique de Finlande*. N88.
- TANNER, V.: 1938. Die Oberflächengestaltung Finlands, *Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk*. Utgitt af Finska Vetenskaps—Societeten. 86.
- THOMSON, P.: 1931. Beiträge zur Stratigraphie der Moore und zur Waldgeschichte S. W. Litauens. *Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 53.
- VOGT, J.: 1922. Nordkap-platåene (foredrag). *Norsk. Geol. Tidsskrift*, v. 6, N275.
- WRAK, W.: 1908. Bidrag till Skandinaviens reliefkronologi. *Ymer*, Bd. 28, 141.
- ZEUNER, F.: 1946. *Dating the Past*. London, Methuen.

- АРМАНД, А. Д.: 1960. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты.
- БЕЛЯЕВСКИЙ, Н. А.: 1963. Тектоника и магматизм грабена Осло. Сб.: «Проблемы геологии на XXI сессии Межд. геол. Конгресса. Изд-во АН СССР.
- БИСКЭ, Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госиздат Карельской АССР. Петрозаводск.
- БИСКЭ, Г. С.: 1960. Основные вопросы четвертичной геологии Карельской АССР. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. В сб.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Л., изд. АН СССР.
- БОГДАНОВ, А. А.: 1961. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестник МГУ, сер. IV, геология, № 5.
- БОГДАНОВ, А. А. и др. (ред.): 1964. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы. м-б. 1:2 500 000. Изд-во Наука—Недра, М.
- ГЕРЕНЧУК, К. И.: 1960. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд-во, Львовского ун-та.
- ГЕРТНЕР, Г. Р.: 1964. Платформенный чехол в пределах Федеративной Республики Германии. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте. «Недра»—«Наука».
- ГОРШКОВ, Г. П.: 1947. О сейсмичности восточной части Балтийского щита. Тр. сейсмологического ин-та АН СССР, № 119, АН СССР.
- ГРАВЕ, М. К., ЕВЗЕРОВ, В. Я.: 1963. Новейшие и современные тектонические движения в центральной части Кольского полуострова. В сб. Современные движения земной коры. Изд-во АН СССР, М.
- ГРИГОРЬЕВ, А. А.: 1934. Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям. Научн.-исслед. ин-т БСАМ, М.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1960. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. В сб. Неотектонические движения в Прибалтике, Тарту.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Inst. Geologiczny, Prace, t. XXXIV, Warszawa.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1964. О возможностях определения показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. В сб.: «Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике». Вильнюс.
- ДЕМЕНИЦКАЯ, Р. М.: 1961. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостехиздат.
- ЖЕЛНИН, Г. А.: 1964. Точность и вариантность метода повторного шведирования. Совр. и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Изд-во АН Лит. СССР, Вильнюс.
- ЗОРГЕНФРЕЙ, Т.: 1964. Дания. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте. «Наука»—«Недра».
- КАПЛИН, П. А.: 1962. Фиордовые побережья Советского Союза. Изд-во АН СССР, М.
- КЕЛЬБЕЛЬ, Г.: 1964. Строение фундамента Польско-Германской низменности. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте. «Недра»—«Наука».
- КЛЕНОВА, М. В.: 1960. Геология Баренцева моря. Изд-во АН СССР, М.
- КОВАЛЕВСКИЙ, М. И.: 1961. Соотношения рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР. В сб. «Неотектоника СССР», Рига.
- ЛАВРОВА, М. А.: 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л.
- ЛИТВИНЕНКО, И. В.: 1965. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. Сб. «Геологические результаты прикладной геофизики». Изд-во «Недра».
- ЛЮСТИХ, Е. И.: 1956. О расчете реологических свойств астеносферы по «всплыванию» Фенноскандии. Известия АН СССР, сер. геофиз. № 3.

- ЛЮСТИХ, Е. И.: 1957. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. геофиз. ин-та, № 38, (165). Изд-во АН СССР, М.
- МАРКОВ, К. К.: 1960. Гляцио-изостатические движения земной коры. В сб. Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту.
- МЕЩЕРЯКОВ, Ю. А.: 1963. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. В сб. Современные движения земной коры. № 1, изд-во АН СССР, М.
- МЕЩЕРЯКОВ, Ю. А.: 1965. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд. Наука.
- МЕЩЕРЯКОВ, Ю. А., СИНЯГИНА, М. И.: 1961. Состояние знаний о современных движениях земной коры. Совр. тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, М.
- НИКОЛАЕВ, Н. И.: 1949. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР.
- НИКОЛАЕВ, Н. И.: 1960. О природе современных тектонических движений и их изучения в районах строительства крупных гидротехнических сооружений. Тр. МГРИ, т. XXXVIII.
- НИКОЛАЕВ, Н. И.: 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат.
- НИКОЛАЕВ, Н. И., ШУЛЬЦ, С. С.: 1961. Карта новейшей тектоники СССР (в масштабе 1:5 000 000). Изв. АН СССР, сер. географ. № 4.
- НИКОНОВ, А. А.: 1959. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 125, № 4.
- НИКОНОВ, А. А.: 1964. Развитие рельефа и палеогеографии антропогена на западе Кольского полуострова. Изд-во Наука, М.—Л.
- НИКОНОВ, А. А., ПАНАСЕНКО, Г. Д.: 1963. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. В сб.: Совр. движения земной коры. Сб. 1.
- НОВИКОВА, А. С.: 1964. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. пробл. 4, изд. Наука.
- НОВИКОВА, А. С.: 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. Геотектоника, № 1.
- ОРВИКУ, К. К.: 1960. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. Мат. совещ. по неотектоническим движениям. Прибалтики, Тарту.
- ПАНАСЕНКО, Г. Д.: 1959. Землетрясения северо-восточной части Балтийского щита. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 2.
- ПАНАСЕНКО, Г. Д.: 1960. Структура земной коры Кольского полуострова по сейсмическим данным. В сб. Геологические результаты по прикладной геохимии и геофизики. Гостехиздат.
- ПОЛКАНОВ, А. А.: 1937. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. Тр. сов. секции МАИЧПЕ, в. 3, М.
- СИДОРЕНКО, А. В.: 1960. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита. Межд. геол. конгресс. Докл. сов. геологов. Пробл. 12, М.
- СОЛОВЬЕВ, С. Л.: 1963. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. Известия АН СССР, сер. геол., № 6.
- СПРИНГИС, Е. Н.: 1961. О новейших движениях в Латвийском синклинальном прогибе. В сб. Неотектоника СССР. Рига.
- ТОКАРЕВ, В. А.: 1958. Геологическая интерпретация материалов по сейсмичности Кольско-Скандинавского региона. Докл. АН СССР, т. 119, № 4.
- ТОКАРЕВ, В. А.: 1959. О некоторых чертах геологической структуры Кольско-Скандинавского региона. (по данным сейсмичности). Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 1.

- ШАТСКИЙ, Н. С.: 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- ШУСТОВА, Л. Е.: 1963. Ботническо-Кандалакшская зона глубинного прогиба земной коры в центральной части Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 148, № 2.

## ZUR FRAGE DER NEOTEKTONIK DES BALTISCHEN SCHILDES UND DER NORWEGISCHEN KALEDONIDE

Von

N. I. NIKOLAJEW, W. I. BABAK, A. I. MEDJANZEW

### ZUSAMMENFASSUNG

Das erste Übersichtsschema der neotektonischen Karte Fennoskandias ist auf der Grundlage der neotektonischen Karten Kareliens, der Halbinsel Kola, Polens und vieler Literaturangaben zusammengestellt worden. Für die neueste Struktur des untersuchten Gebietes ist der Schollen-Block-Charakter festgestellt worden, wobei jeder Block seine eigene geologische Entwicklungsgeschichte besitzt und im Verlaufe der neotektonischen Etappe verschiedene Gesamtbewegungen erfuhr. Es werden Fragen der Einebnungsflächen, des Zusammenhangs neotektonischer und glazial-isostatischer Bewegungen, der seismischen Aktivität, spät- und nacheiszeitliche sowie rezente Bewegungen betrachtet.

## ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И НОРВЕЖСКИХ КАЛЕДОНИД

Н. И. НИКОЛАЕВ, В. И. БАБАК, А. И. МЕДЯНЦЕВ

### РЕЗЮМЕ

Первый сводный макет карты неотектоники Фенноскандии составлен на основании неотектонических карт Карелии, Кольского полуострова и Польши, а также по многочисленным литературным данным. Для новейшей структуры изученного региона установлен глыбово-блоковый характер, причем каждый блок имеет свою историю геологического развития и испытал различные суммарные движения в течение неотектонического этапа. Рассматриваются проблемы поверхностей выравнивания, соотношение неотектонических и гляциоизостатических движений, сейсмичность, поздние и послеледниковые и современные движения.

## О ПРИЧИНАХ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ БЕРЕГОВЫХ УРОВНЕЙ НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Г. С. БИСКЭ и Г. Ц. ЛАК, Петрозаводск

Причину ледниковых и послеледниковых изменений береговых уровней Фенноскандии многие ученые видят только в изостатических движениях земной коры, обусловленных возникновением и исчезновением оледенений. Как предполагается, эти движения оказались возможными благодаря пластичности фундамента, допускавшей компенсационные течения масс на больших глубинах. В пользу приведенной теории в какой-то степени говорит совпадение области поднятия с территорией четвертичного оледенения (за исключением краевых зон на юге, которые, вследствие нагрузки четвертичными осадками отстали при поднятии, или даже погрузились), а также почти концентрическое расположение изобаз вокруг центра оледенения.

Изложенные представления не нашли, однако, всеобщего признания. Д. Де Геер считает, что четвертичные процессы поднятия Фенноскандии являются продолжением третичных и лишь облегчены, вследствие уменьшения нагрузки льда, в то время, как прогиб дна Норвежского моря продолжался независимо от этого. Линстоу вообще не признает какой-либо связи между оледенениями и изостатическими движениями; по мнению Г. Штилле, четвертичные движения Фенноскандии не являются необычным процессом и изостазия лишь накладывается на первоначальную тенденцию к поднятию (Махачек, 1959).

Рядом советских геологов доказывается, что считать наблюдавшиеся в области четвертичного оледенения движения исключительно гляциоизостатическими (компенсационными) не представляется возможным. Балтийскому щиту свойственна унаследованная направленность поднятия, и оледенения не были тем основным фактором, который определял характер тектонических движений (Мирчинк, 1940; Николаев, 1954, 1962; Шульц, 1962). Вертикальные перемещения могли происходить по зонам разломов и носить глыбовый характер в виде неравномерных ступенчатых движений (Обручев, 1948).

Распределение аномалий силы тяжести также обнаруживает особенности, необъяснимые изостазией. Так, от г. Упсала к г. Турку и через Карелию к Белому морю тянется полоса положительных аномалий, которой соответствует древняя, но, видимо недавно обновленная, зона разлома, продолжение которой в районе г. Осло представляет активный, сейсмически неустойчивый пояс (Schwinnner, 1938, 1943). Характер распределения силы тяжести указывает скорее на различное поведение отдельных глыб, чем на общее, равномерное и однозначное движение всей территории. Фенноскандия представляет собою мозаику из отдельных глыб различной величины, которые, по-видимому, должны в разной степени реагировать на изостатические нарушения равновесия. Примером тому служит территория восточной части Балтийского щита, где отмечаются неоднократные деформации изобаз. Таким образом, картина движений земной коры отнюдь не так проста, как она выглядит на картах изобаз скандинавских и наших исследователей, и, в этой связи, небезынтересно проследить за колебаниями береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита.

Как уже указывалось выше, большинство исследователей связывают причину колебаний береговых уровней только с компенсационным гляционизостатическим поднятием фундамента, или же с эвстатическими колебаниями уровня бассейнов, не увязывая их с тектоническими процессами. Так, М. Саурамо (1958), явление, известное в геологической литературе, как «перекос крупных внутренних озер», рассматривает лишь как результат позднечетвертичного неравномерного изостатического поднятия Фенноскандии.

Факт погружения центральной и южной частей котловины Онежского озера был отмечен Г. Ю. Верещагиным в 1931 г. и позднее подтвержден К. К. Марковым, В. С. Порецкой и Е. В. Шляпиной (1934). По мнению указанных авторов, в течение всего послеледниковое время уровень Онежского озера был у южного берега ниже, чем в настоящее время. Развитые вдоль южного берега Онежского озера торфяники сложены до основания наземными и болотными торфами и погружены до 3—5 метров под современный уровень озера. Следовательно, в течение всего послеледниковое время Онежское озеро находилось в стадии регрессии. Повышение уровня озера у южного берега началось после первой половины суббореального периода и продолжается в настоящее время.

С этими данными не увязываются результаты наших исследований, полученные во время изучения побережий Онежского озера. На том же Жабинском болоте, которое упоминается в работе К. К. Маркова, В. С. Порецкой и Е. В. Шляпиной (1934), в четырех километрах от береговой линии, на абсолютной высоте 40—41 м, т. е. на 7—8 м выше современного уреза воды, нами была вскрыта толща озерных осадков, характеризующаяся частой сменой литологического состава и наличием двух горизонтов погребенных торфяников. (Бискэ, Горюнова, Лак, 1961). По данным пылецевого анализа, нижняя часть

разреза (песок и глина) может быть отнесена к бореальному периоду, средняя (глины, переслаивающиеся с песками и супесями) — к атлантическому периоду и верхняя (глины и поверхностный торф) — к суббореально-субатлантическому периодам. Прослой погребенных торфяников были сформированы в пограничное время между бореальным, атлантическим и суббореальным периодами. Характер чередования осадков и наличие двух горизонтов погребенного торфа не подтверждают имевшееся ранее представление о регрессивной стабильности уровня Онежского озера в послеледниковое время.

Таким образом, возникает противоречие между данными, полученными К. К. Марковым и его коллегами в 1934 г. и результатами наших исследований. Однако, это противоречие может быть легко разрешимо, если литологические и фациальные изменения отложений Жабинского болота рассматривать не как следствие только эвстатического колебания уровня или перекося котловины Онежского озера, а как результат молодых колебательных движений земной коры.

Южная часть Онежского озера входит в зону большой радиальной флексуры, опоясывающей южную окраину Балтийского щита. По данным А. А. Полканова (1956) пограничная зона большой флексуры со времени ее образования (эпоха хогландия—иотния) являлась особым направлением, по обе стороны которого происходило балансирующее движение с преобладающим положительным знаком для области Балтийского щита и с преобладающим отрицательным знаком для ряда областей Русской платформы. Возникновение радиальной субширотной флексуры имело большое геологическое значение, ознаменовавшее появление в пределах Балтийского щита совершенно новых форм тектоники, которые проявлялись в течение всего дальнейшего геологического развития региона, вплоть до четвертичного времени. Здесь происходили разрывные растяжения, вертикальные перемещения отдельных участков, которые, будучи расположены в тектонически ослабленной зоне, могли испытывать унаследованные движения и в очень молодое время. (Полканов, 1956).

Располагающееся на южном побережье Онежского озера Жабинское болото и является, видимо, одним из таких участков, испытавших в послеледниковое время небольшие по амплитуде дифференциальные движения глыбового характера.

Тектонические подвижки послеледниковое возраста наблюдаются также и на западном побережье Онежского озера, в районе Гиморецкой щельги, в 20 км к северу от истока реки Свири. Иотнийские осадочные и интрузивные породы разбиты здесь системой сбросов на отдельные блоки. По линиям сбросов блоки опущены и образуют ряд ступеней, обращенных в сторону озера. Амплитуда относительного опускания достигает 60 м. Ступенчатые сбросы свидетельствуют о грабеобразном опускании прибрежной части западного побережья Онежского озера. Движения по линиям сбросов происходили в послеледниковое время, о чем свидетельствует свежесть сколов на вертикальных

сбросовых стенках, отсутствие на них следов ледниковой экзарации и аномально высокое залегание озерных отложений, на абсолютной высоте 82,5 м, при абсолютной отметке наивысшей береговой линии для данного участка Онежского озера в 51—52 м.

Гипотеза перекоса Онежского озера по воображаемой оси Вознесенье (исток р. Свири) — Бесов Нос (устье р. Водлы) предполагает обязательное поднятие северной части Онежской котловины, в том числе и Заонежского полуострова.



Рис. 1. Тектонические уступы на Гиморецкой щельге

Однако, нашими исследованиями последних лет на Заонежском полуострове и в северной части Повенецкого залива обнаружены геолого-тектонические явления, обратные предполагаемым.

Заонежский полуостров представляет собою северную часть Онежской мульды, структура которой характеризуется параллельными, большей частью вытянутыми в северо-западном направлении складками, оси которых под небольшим углом погружаются на юго-восток (Кратц, 1963). Складчатые структуры усложняются разломами, характеризующимися также северо-западным простиранием и очень крутым падением (70—80°). В рельефе разломы проявляются в виде уступов, отвесные стенки которых представляют собою как бы свежие сколы; коренные породы здесь расщеплены и раздроблены, на гладких плоскостях наблюдаются зеркала скольжения. Какие-либо следы ледниковой экзарации, полировки и шлифовки отсутствуют. Обломочный материал, возникший в результате дробления залегает у подножий в виде осыпей и ледником не перемещен и не обработан; вертикальные смещения, посягающие глыбовый характер, местами достигают амплитуды в 60 м.

Обратимся к карте базисных поверхностей, составленной А. Д. Лукашовым по методу В. П. Филофова, анализ которой, в комплексе с геолого-геоморфологическими наблюдениями и дешифрированием аэрофотоснимков позволяет нам выявить основные черты новейших тектонических движений в пределах Онежской мульды. Рисунок изобазит бесспорно свидетельствует об опускании (а не о поднятии, как это ранее предполагалось) северной части котловины Онежского озера, в том числе и Заонежского полуострова. Об этом же говорит и гипсометрический уровень залегания морены, которая здесь встречается начиная с абсолютной высоты в 35—40 м, в то время, как в северном конце Повенецкого залива повсеместное ее распространение начинается с высоты 110—120 м над уровнем моря.

На фоне общего погружения лишь отдельные участки испытывают движения обратного знака: Гиморецкая и Ропручейская щельги в южной части котловины и участки между Уницким заливом и Космозером и между губой Святухой и Путкозером на Заонежском полуострове. Все эти участки имеют в плане удлиненную форму и ориентированы в северо-западном направлении. В рельефе эти участки выражены в виде горстообразных поднятий, приуроченных к синклиналим складкам и, как правило, ограничены разломами.

Новейшие тектонические движения проявляются также и в деформациях структуры и текстуры послеледниковых озерных отложений, в которых наблюдаются флексурообразные перегибы и разрывы слоистости с амплитудой смещения в 13—15 см; складки в озерных песках, в замках которых отмечается кливаж по поверхностям напластования.

Таким образом, наши данные говорят о наличии в котловине Онежского озера молодых дифференциальных глыбовых подвижек послеледникового времени; и горизонты погребенных торфяников, и затопленные археологические стоянки в южной части побережья являются не



Рис. 2. Неотектонические трещины в диабазах среднепротерозойского возраста

результатом гляциостатического перекося котловины, а следствием общего современного погружения Онежской мульды. Опускание идет и в северной части, о чем свидетельствует карта базисных поверхностей, а также низкое гипсометрическое положение морены.



Рис. 3. Раздробленные гнейсы. (Материал дробления залегает в виде конусов у подножья уступов)

Относительно высокие отметки расположения береговых уровней и озерных образований в различных частях котловины Онежского озера обусловлено молодой глыбовой тектоникой по линиям древних разломов. Подобная закономерность унаследованного тектонического развития устанавливается для многих структурно-тектонических участков Онежской мульды и распространяется на Онего-Сегозерский водораздел и Сегозерскую мульду. Докембрийский фундамент этого района также разбит сериями разломов, которые можно объединить в две зоны: Кумсинскую — субширотного простирания и Сегозерско-Остерскую — северо-западного простирания.

Кумсинская зона была заложена во время ранней фазы нижнепротерозойской складчатости. Позднее, в результате тектонических нарушений, юго-западное крыло Кумсинской синклинали оказалось опрокинутым, при этом породы вкост разлома были интенсивно расланцованы и превращены в бластомилониты. (Кратц, 1963). Геологических данных, свидетельствующих о тектонической активности Кумсинской зоны разломов в период от протерозоя до четвертичного времени пока не имеется. Однако, естественно предположить, что возникновение в третичное время Онежского грабена (Sederholm, 1913) не могло не отразиться на тектонической жизни как Кумсинских, так вероятно и Сегозерско-Остерских разломов.

Достоверно устанавливаются более поздние тектонические нарушения. На обоих склонах долины р. Кумсы выявлено четыре береговых уровня послеледникового возраста. Уровень I на левом склоне, по высоте соответствует уровню IV на правом её склоне, при разнице высот перемещенных уровней примерно в 30—35 м. Здесь же, в зоне Кум-

синского разлома, озерные отложения залегают на высоте 190 м над уровнем моря, при нормальном гипсометрическом положении озерных отложений для района Онего-Сегозерского водораздела в 125—150 м над у. м.

Возникновение разломов Сегозерско-Остерской зоны, для которых характерно наличие линейно расположенных трещинных интрузивных тел ультраосновных пород и гранитоидов, зон тектонических брекчий

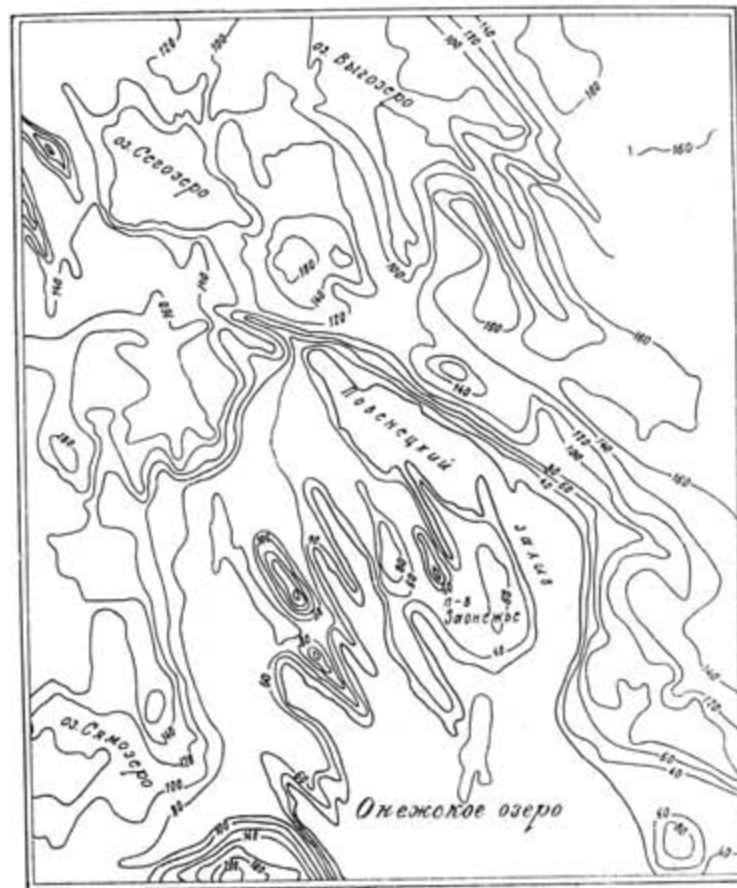


Рис. 4. Карта базисных поверхностей Онего-Сегозерского водораздела

и бластомилонитов, также связано с проявлением нижнепротерозойской складчатости (Кратц, 1963). В этой зоне разломов наблюдаются следующие в том же северо-западном направлении зоны уже не бластомилонитов, а милонитов, совершенно не затронутых ледниковой экзарацией. Без каких-либо следов ледниковой эрозии встречаются также великолепно выраженные неотектонические зеркала и борозды скольжения. Здесь же обнаружены затопленные археологические стоянки, возраст которых датируется от 2000 до 4000 лет до нашей эры. На западном берегу Сегозера встречаются затопленные террасы послеледникового

возраста, а на восточном происходит размыв послеледниковых озерных отложений. (Лак, 1964).

Все это говорит о том, что Кумсинская и Сегозерско-Остерская зоны разломов, как и собственно котловина Сегозера в поздние и послеледниковое время испытали тектонические нарушения и дифференциальные перемещения отдельных глыб и клиньев.



Рис. 5. Разрывы слонстости и флексуобразные перегибы в озерных отложениях послеледникового возраста

Приведенные данные свидетельствуют о неоднократном обновлении докембрийских разломов в четвертичное время. Движения по обновленным разломам отражают тенденцию предшествующего тектонического развития отдельных структурно-тектонических элементов земной коры в течение очень длительного времени.

Молодые дислокации сыграли существенную роль в создании современной конфигурации котловины Онежского озера, которая, в значительной своей части является результатом молодых тектонических движений. По-видимому, так называемый «перекося» Онежского озера также в значительной степени представляет собою результат перемещений отдельных

участков (глыб) земной коры, которые произошли в процессе возобновления тектонических движений в самое позднее геологическое время. Именно ими обусловлены колебания и деформации береговых уровней.

Как видно на примере Онежской мульды и Онего-Сегозерского водораздела, колебания береговых уровней юго-восточной окраины Балтийского щита в значительной степени обусловлены тектоническими движениями, унаследованными от протерозоя и проявляющимися вплоть до настоящего времени.

[Поступило: 19.VIII.1965 г.]

## ЛИТЕРАТУРА

- БИСКЭ, Г. С., ГОРЮНОВА, Н. Н., ЛАК, Г. Ц.: 1961. К характеристике голоценовых отложений Карелии. Вопросы голоцена, Вильнюс.
- ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф.: 1936. Четвертичная геология Карелии, Петрозаводск.
- МАРКОВ, К. К., ПОРЕЦКИЙ, В. С., ШЛЯПИНА, Е. В.: 1934. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Труды ком. по изуч. четв. пер., т. IV, вып. I, М.—Л.
- КРАТЦ, К. О.: 1963. Геология карелид Карелии. Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 16.
- ЛАК, Г. Ц.: 1964. Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. (тезисы доклада). Совещание по проблемам неотектоники. Москва.
- МАХАЧЕК, Ф.: 1959. Рельеф земли.
- МИРЧИНК, Г. Ф.: 1933. Эпейрогенетические колебания Европ. части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. по четв. пер., вып. 11.
- НИКОЛАЕВ, Н. И.: 1954. Неотектонический этап развития земной коры. Метод. рук. по изучен. и геол. съемке четв. отл., т. I.
- НИКОЛАЕВ, Н. И.: 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.
- ОБРУЧЕВ, В. А.: 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- ПОЛКАНОВ, А. А.: 1956. Геология хогландия—иотния Балтийского щита. Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 6.
- ШУЛЬЦ, С. С.: 1962. Основные геоструктурные области земли по данным новейшей тектоники СССР. Советская геология, № 5.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalainen Tiedakatemia, ser. A, III.
- SEDERHOLM, J.: 1913. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. Mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bull. Comm. Géol. Finl. № 37.
- SCHWINNER, R.: 1938. Das Problem der Isostasie. Geol. RSCH.
- SCHWINNER, R.: 1943. Zum Bewegungsbild der Landhebung in Südfinnland. Geol. Rsch.

## ON THE CAUSE OF THE SHORELINE DISPLACEMENTS OF POST-GLACIAL AGE IN THE MARGINAL ZONE OF THE BALTIC SHIELD

by

G. S. BISKE & G. C. LAK

### SUMMARY

Formerly compensational glacioisostatic uplift was considered as the only cause of post-Glacial changes of shoreline levels of Fennoscandia.

Recently an opinion has been put forth that tectonic movements in the area of Quaternary glaciation may not be only glacio-isostatic. It is characteristic of the Baltic Shield, that post-Glacial tectonic movements take place along ancient tectonic zones.

Such is the case on the south-western shore of Lake Onega, where neotectonic block movements of an amplitude up 60—80 meters have been



noted. Similar movements took place on the Saonejie peninsula, where step-like thrust blocks without signs of exaration can be seen; post-Glacial lacustrine sediments show flexure dislocations and desjunction of bedding. In the region of the Kumsa river shorelines of the same age are found at levels differing in altitude by 30—35 meters. On the western shore of Lake Segosero post-Glacial terraces and archeological sites are found under water-level.

Neotectonic dislocations developed intensely along the Segosoro-Oster fault zone and the Onega down-faulted block. In Quaternary rejuvenation of Precambrian faults took place; recent tectonic movements show the tendency of the preceding tectonic development.

Recent dislocations play a great part in the deformation of shore lines and this must be taken into consideration in the study of the development history of water basins.

#### ÜBER DIE URSACHEN DER UFERLINIENVERSCHIEBUNGEN IM POSTGLAZIAL IN DER RANDZONE DES BALTISCHEN SCHILDES

vgn

G. S. BISKE & G. S. LAK

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die Ursache der Niveauverschiebungen in Fennoskandien sehen viele Forscher in der langsamen postglazialen Hebung der Erdkruste. Im Lichte der allgemeinen glazialeustatischen Theorie hat die Eisdecke in der letzten Eiszeit eine zusätzliche Belastung der Erdkruste hervorgebracht. Die subkrustalen Massen wanderten aus dem belasteten Gebiet in die weitere Umgebung aus, um wieder später bei der Entlastung des betreffenden Gebietes zurückzufließen. Aber nicht alle Autoren vertreten diese Meinung. Die spätquartäre Landhebung erklären sie mit Isostasie oder mit den tektonischen Bewegungen. Unserer Auffassung nach sind die Uferverschiebungen nicht nur durch die allmähliche und regional verschiedene starke Landhebung bedingt. Die Erdkruste in der Umgebung des Onegasees ist nicht zusammenhängend, sondern durch Risse und Spalten zerstückelt. Die Schollen zwischen den Spalten haben ihre eigene Bewegungen und neigen sich auf verschiedener Weise. In der Grenz-zonen der Schollen treten neotektonische, von alten tektonischen Bewegungen ererbte Spannungen auf, die zu verschiedenartigen Hebungen der Uferbildungen führen. Man sieht es in der Umgebung des Dorfes Scheleikie (Süd-Westufer des Onegasees), wo im Resultat der Schollenbewe-

gungen die junge Uferbildungen auf 20—25 m höher liegen als im Nachbargebiet. Im Tal des Kumsaflusses sinchrone Strandlinien befinden sich auf verschiedenen Niveaus mit einem Vertikalabstand von 30—35 m. Die Isobasitenkarte des Onegabeckens zeigt, dass die Halbinsel Zao-neschskij sich senkt und nur einzelne Schollen, begrenzt von Spalten und Rissen, sich heben. Neotektonische Bewegungen haben eine grosse Einwirkung auf den gegenwärtigen Relief und müssen deshalb bei Untersuchungen der Uferbildungen in Anbetracht genommen werden.

**ОРИЕНТИРОВКА ДЛИННЫХ ОСЕЙ ГАЛЕК В МОРЕНАХ  
ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПРИБАЛТИКИ И ЕЕ СВЯЗЬ  
С УБЫВАНИЕМ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА**

*А. ГАЙГАЛАС, В. ГУДЕЛИС, К. СПРИНГИС, Г. КОНШИН,  
А. САВВАИТОВ, И. ВЕЙНБЕРГС, А. РАУКАС*

Вильнюс—Рига—Таллин

Характер и последовательность хода дегляциации территории Прибалтики до настоящего времени изучены недостаточно. Существуют два основных взгляда по этим вопросам (Гуделис, 1964). Одни исследователи, в том числе самые ранние, главное значение в процессе отступления ледника последнего оледенения придавали активным формам (Hausen, 1913 a, b, Philipp, 1921, Sleinis, 1935, Zāns, 1937, Mortensen, 1924, Dalinkevičius, 1935, Pakuckas, 1934, 1936, Gudelis, 1955, 1958 a, b, Гуделис, 1957, 1961, 1964, Вознячук, 1957, Basalykas, 1959, 1962, 1965, Vaitiekūnas, 1957, 1962, Vaitiekūnas, Paškevičius, 1958, Kudaba, 1962, 1964, Серайтэ, Kudaba, 1964, Микас, 1958 a, b, 1959, 1962, Мицас, 1964, Раукас, 1963, Вейнбергс, Коншин, Савваитов, 1965 и др.), другие наоборот, считали, что в процессе дегляциации преобладал мертвый или пассивный лед (Яунпутынь, 1956, 1957, Даниланс, 1961, 1963 a, b, 1964, Сепулытэ, 1956, 1957, 1958, 1962, 1963, Чепулите, 1962, 1963 и др.).

Вопрос о характере дегляциации территории Прибалтики приобрел первостепенное значение при обсуждении результатов региональных исследований по ориентировке галек в моренах трех Прибалтийских республик — Литвы, Латвии и Эстонии.

Замеры ориентировки галек в моренах последнего оледенения были произведены на территории Литовской ССР и Калининградской области А. Гайгаласом, Латвийской ССР — Г. Коншиным, А. Савваитовым, И. Вейнбергсом, Эстонской ССР — А. Раукасом. Ориентировка длинных осей галек была измерена свыше чем в 400 обнажениях. Такое количество замеров оказалось достаточным, чтобы наметить основные направления в распространении льдов последнего оледенения на территории Прибалтики, от берегов Финского залива на севере до границы с Польской народной республикой на юге.

Часть результатов исследований по отдельным районам Прибалтики была опубликована ранее (Gaigalas, 1959, Гайгалас, 1962, 1963, Raukas, 1961, Раукас, 1961, 1962, Спрингис, Коншин, Саввантов, 1963, Вейнбергс, Коншин, Саввантов, 1965 и др.). Замеры ориентировки галек в моренах выполнялись авторами по единой методике. Ориентировка галек измерялась в моренах не измененных вторичными процессами. Замеры производились с помощью горного компаса; причем в Литовской ССР и Калининградской области в каждом обнажении замерялась ориентировка длинных осей галек для около 100 удлиненных обломков, в Латвийской ССР — 50—60, а в Эстонской ССР — 50—100.

Работы К. Рихтера (Richter, 1932, 1933), Х. Холмса (Holmes, 1941), А. Ярошевич-Галицкой (Jaroszewicz-Halicka, 1947), А. В. Хабакова (1946), Г. Лундквиста (Lundqvist, 1948, 1949), К. Вирккалы (Virkkala, 1951), А. Дрейманиса, Г. Ривли (Dreimanis, Reavely, 1953), В. С. Яковлевой (1955, 1957), Р. Уэста, И. Доннера (West, Donner, 1956), П. Харрисона (Harrison, 1957), И. Глена, И. Доннера, Р. Уэста (Glen, Donner, West, 1957), А. Дрейманиса (Dreimanis, 1959), А. Кауранне (Kauranne, 1960), П. Макклинтока, А. Дрейманиса (MacClinktock, Dreimanis, 1964) и др. окончательно доказали возможность реконструкции локальных направлений движения плейстоценовых материковых ледников по ориентировке длинных осей галек в моренах, внося тем самым большой вклад в познание природы ориентировки галек в моренах. Наблюдения этих исследователей показали, что длинные оси большинства галек в моренах ориентированы примерно параллельно направлениям движения льда и значительно реже — перпендикулярно этому движению.

Подтверждением того, что длинные оси галек в донно-моренных отложениях преимущественно располагаются параллельно направлению движения отложившего их ледника являются данные по изучению ориентировки длинных осей обломков в моренных отложениях современных ледников (Hoppe, 1953, Okko, 1955, Galloway, 1956, Portmann, 1956, Durand-Dastes François, 1958 и др.).

В последнее десятилетие некоторые исследователи начали применять также микротекстурные исследования и производить замеры ориентировки в прозрачных шлифах морены (Seifert, 1954, Sittler, Chapman, 1955, Shulz, 1959, Ostry, Deane, 1964 и др.). Но следует подчеркнуть, что для установления преимущественной ориентировки такие замеры менее эффективны, так как не всегда длинная ось обломков будет располагаться в плоскости среза. Ввиду этого для познания динамики процессов седиментации моренного материала наибольшее признание получили методы замера пространственной ориентировки обломков в толще морены непосредственно в обнажении. Более глубокий анализ динамического состояния ледника можно провести в результате полной оценки пространственного расположения всех 3-х основных дименсий (параметров) обломков в моренах, что однако, требует проведения спе-

циальных и тщательных исследований. Так как изучение ориентировки часто ведется совместно с другими методами исследования и имеет вспомогательный характер, то недостаток во времени побуждает многих исследователей производить замеры ориентировки только длинных осей галек.

Направления длинных осей галек были определены для морен основных стадий (бранденбургской и померанской) и фаз (франкфуртской-бранденбургской стадии и южно-литовской, средне-литовской, северо-литовской, северо-латвийской, северо-эстонской и паливереской—померанской стадии).

Морена бранденбургской стадии на территории Южной Прибалтики отражает максимальное распространение ледника последнего оледенения (Gudelis, 1955, 1958). Франкфуртские моренные отложения, развитые на территории Южной Прибалтики, по петрографическому составу и руководящим валунам напоминают отложения главной бранденбургской стадии и являются фазальными ее образованиями (Гайгалас, 1962, Гайгалас, Гуделис, 1965 и др.). Морены померанской, заключительной стадии последнего оледенения, слагают несколько полос или зон, которые сопоставляются с отдельными фазами деградации ледника померанской стадии. С юга на север на территории Прибалтики прослеживаются образования максимальной померанской стадии, южно-литовской, средне-литовской, северо-литовской, северо-латвийской, северо-эстонской и паливереской её фаз.

В развитии последнего материкового оледенения различаются 3 основных этапа: разрастания (экспансии), стабилизации и убывания (деградации) (Gudelis, 1958, Гайгалас, Гуделис, 1965).

Бранденбургская стадия была этапом расширения и стабилизации последнего оледенения. Как показало изучение руководящих валунов (Гайгалас, 1962, Гайгалас, Раукас, 1965, Гайгалас, Гуделис, 1965), направление движения основных масс льда на территории Южной Литвы во время бранденбургской стадии было с СЗЗ на ЮВВ. Замеры ориентировки длинных осей галек в моренах бранденбургской стадии показали, что главные максимумы преобладающей ориентировки располагаются в пределах СЗ 300—310°. Некоторые отклонения от этого главного направления были отмечены в зоне краевых образований бранденбургского ледника. Это объясняется тем, что от края ледникового покрова бранденбургской стадии по понижениям рельефа подледникового ложа отходили отдельные ледниковые лопасти и языки, направление продвижения которых могло в той или иной мере отличаться от генерального направления движения ледникового покрова. Так например, на территории Южной Литвы и прилегающих районов Белорусской ССР с помощью замеров ориентировки было выявлено почти меридиональное направление движения Южно-Литовской ледниковой лопасти бранденбургской стадии, отделившейся в этом районе от фронтального края ледника. К сожалению, из-за интенсивного флювиогляциального воздействия (Микалаускас, 1964, Kudaba, Mikalauskas, 1964, Гайгалас,

Микалаускас, Юргайтис, 1965) четкие геоморфологические следы положения края франкфуртского ледника в рельефе отсутствуют. Но зато замеры ориентировки галек позволяют воссоздать некоторые черты структурного состояния ледникового покрова этой фазы (рис. 1).

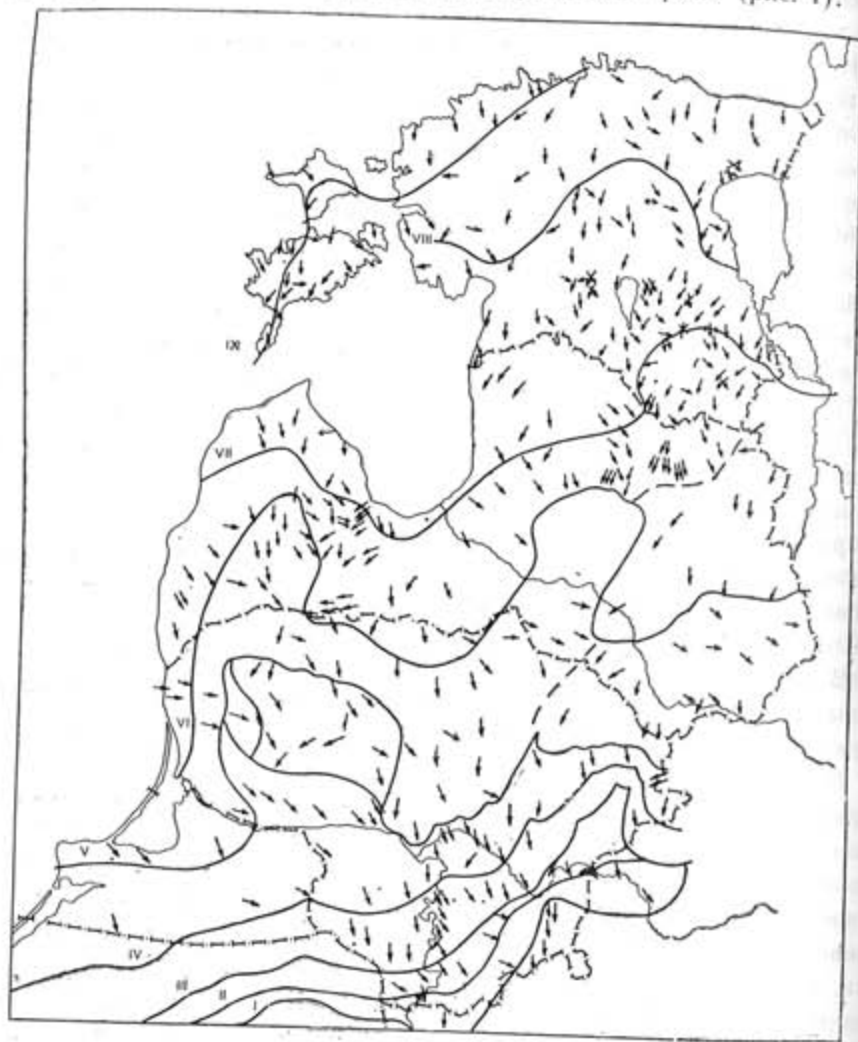


Рис. 1. Направления преобладающей ориентировки длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики

Границы: I — бранденбургской стадии, II — франкфуртской фазы, III — максимальной фазы померанской стадии, IV — южно-литовской, V — средне-литовской, VI — северо-литовской, VII — северо-латвийской, VIII — северо-эстонской и IX — палисерской фаз (составил А. Гайгалас по материалам Н. Вейнберга, А. Гайгаласа, В. Гуделиса, Г. Кончина, А. Раукаса, А. Саввантова и К. Спрингиса)

Ориентировка длинных осей галек в моренах, отвечающих главным наработкам ледников бранденбургской и померанской стадий в максимальном развитии, является хорошо выраженной и характеризуется большим постоянством по площади (Гайгалас, 1963), за исключением предельной краевой зоны.

Несмотря на то, что ледники в период главных наработок имели монолитный характер, в них выделялись крупные структурные едини-

цы — ледниковые потоки, имевшие различные области питания и определенные направления движения.

В течение последнего оледенения территория Прибалтики находилась главным образом под влиянием двух ледниковых потоков — Балтийского и Прибалтийского. Во время бранденбургской и померанской стадий территориальные соотношения этих двух ледниковых потоков были различны. В бранденбургскую стадию на территории Прибалтики преобладал Балтийский ледниковый поток, а в померанскую — Прибалтийский (Гайгалас, 1962, 1963 и др.). Областью накопления ледниковых масс Балтийского потока служила депрессия Балтийского моря, которая оказывала большое влияние на распространение и направление движения этого потока. Областью питания Прибалтийского ледникового потока служила Южная Финляндия, Карелия и Финский залив. Направление движения и пределы распространения Прибалтийского ледникового потока в большой мере зависели от Балтийского ледникового потока; при сокращении последнего сфера действия Прибалтийского ледникового потока расширялась.

В литературе часто упоминаются три ледниковые потока на территории Прибалтики: Балтийский (Западно-Латвийский), следовавший по впадине Балтийского моря, Средне-Литовский (Средне-Латвийский), покрывавший осевую часть Прибалтики, и Карело-финский (Восточно-Латвийский, Карело-Финско-Северо-Белорусский), область питания которого располагалась на территории Финляндии и Карелии (Тарвидас, 1957, 1960, 1961, Tarvydas, Gudelis, 1958, Гайгалас, 1962, 1963, Спрингис, Коншин, Саввантов, 1963, Вейнберг, Коншин, Саввантов, 1965 и др.). Выводы о трех ледниковых потоках на территории Прибалтики были получены при изучении ограниченных территорий и не имели в виду более дробного подразделения региональных ледниковых потоков на ледниковые лопасти и языки. Но при сведении материалов по всей Прибалтике, оказалось возможным пересмотреть взгляды о структурно-динамических и морфологических единицах, их размерах и значении в процессе оледенения. Исходя из этого ранее выделенный Средне-Литовский ледниковый поток приходится перевести в ранг ледниковой лопасти и именовать ее Средне-Литовской (Средне-Латвийской или Рижской ледниковой) лопастью Балтийского ледникового потока.

Образование и продвижение ледниковых потоков, лопастей и языков в большой мере обуславливалось понижениями подледникового рельефа. Отрицательные мегаформы рельефа оказывали влияние на формирование и распространение ледниковых потоков; мезоформы рельефа служили причиной возникновения ледниковых лопастей, а макроформы — ледниковых языков.

Депрессия Балтийского моря играла решающую роль в возникновении и распространении Балтийского ледникового потока. Пониженные участки Рижского залива, Средней Латвии и Средней Литвы служили для него выходом на территорию Средней и Южной Прибалтики, в результате чего формировалась Рижская (Средне-Латвийская или

Средне-Литовская) ледниковая лопасть. Более мелкие локальные понижения подледникового субстрата влияли на формирование множества более мелких ледниковых языков.

Взаимоотношение Балтийского и Прибалтийского ледниковых потоков в различные этапы оледенения не было одинаковым. Если на территории Южной Прибалтики во время бранденбургской стадии последнего оледенения главным образом преобладал Балтийский поток, наступавший с СЗ или СЗ 310—345° на ЮЮВ или ЮВ 130—165°, то во время максимальной фазы померанской стадии установилось равновесие между Прибалтийским и Балтийским ледниковыми потоками. Балтийский ледниковый поток несколько сдвинулся к депрессии Балтийского моря и основная центральная часть Прибалтики покрывалась льдами Прибалтийского ледникового потока. В последующие фазы отмирания ледникового покрова это положение значительно также изменялось. Активизация данных ледниковых потоков зависела главным образом от рельефа коренных пород, условий питания ледника и некоторых других причин (Гайгалас, Гуделис, 1965).

В западной части Прибалтики длинные оси галек в моренах максимальной фазы померанской стадии ориентированы с СЗ на ЮВ. Наибольшее число максимумов длинных осей располагаются в интервале СЗ 300—330°. В остальной части Прибалтики является главным направлением СЗ 330—355°. Такое зонарное гляциструктурное строение ледникового покрова померанской стадии подтверждается не только изучением ориентировки галек, но и петрографическим составом обломочного материала морен отдельных областей Прибалтики (Раукас, 1961, Тарвидас, 1961, Гайгалас, 1962, Коншин, 1965 и др.). В краевой зоне описанных потоков померанского ледника существовали структурно-динамические единицы более мелкого ранга — ледниковые лопасти и языки. Особенно хорошо контуры существовавших языков вырисовываются по конфигурации внешней стороны Судувской возвышенности (Basalykas, 1965), которая покрывалась одной из ледниковых лопастей максимальной фазы померанской стадии. Ледяные массы, образовавшие здесь отдельные языки имели почти меридиональное направление движения.

Лопастное строение материкового ледникового покрова особенно отчетливо проявилось во время более поздних фаз дегляциации (средне-литовской, северо-литовской и др.), когда продвижение льда происходило веерообразно с открытых частей ледника по пониженным участкам местности. Веерообразное истечение льда в виде самостоятельной лопасти особенно проявилось на понижениях рельефа, где образовался как бы миниатюрный местный центр оледенения. В это время край ледника, упирившийся во возвышенные участки рельефа, до определенного момента находился в относительном равновесии.

В моренах, отложенных отдельными ледниковыми языками, длинные оси галек образуют хорошо выраженные максимумы преобладающей ориентировки, соответствующей направлению продвижения льда.

Поперечные пики ориентировки длинных осей развиты слабо по сравнению с ориентировкой длинных осей галек в моренах, отложенных из ледниковых лопастей или главного потока во время его экспансии. Видимо, это обусловлено продолжительностью процесса ледникового течения. Как указывал И. Глен, И. Доннер и Р. Уэст (Glen, Donner, West, 1957), при продолжительном движении ледника образуются резко выраженные поперечные пики, которые снижают главный максимум. В случае не продолжительного, но резко направленного движения, главные максимумы длинных осей галек, идущие параллельно направлению движения льда, бывают отчетливо выражены и без их пересекающих поперечных пиков. Это нашло подтверждение и в условиях Прибалтики при изучении ориентировки галек в моренах ледниковых языков отдельных фаз померанской стадии (средне-литовской, северо-литовской, северо-латвийской и северо-эстонской).

В моренах южно-литовской фазы померанской стадии длинные оси галек образуют максимумы, которые хорошо выдержаны по площади и направлены с СЗ на ЮВ. Ориентировка длинных осей галек свидетельствует, что ледник южно-литовской фазы двигался с СЗ 320—350° на ЮВ 140—170°. Выдержанность по площади ориентировки длинных осей галек в моренах южно-литовской фазы померанской стадии указывает, что ледниковый покров в это время также как и во время максимальных фаз бранденбургской и померанской стадий характеризовался большой мощностью и автономной активностью. На направление движения ледяных масс оказывали тогда влияние только крупные региональные формы рельефа подледникового ложа, разделявшие почти монолитный ледниковый покров на два потока: Балтийский и Прибалтийский.

Во время средне-литовской фазы померанской стадии ледниковый покров значительно сократился в мощности, а продвижение его во многом зависело от рельефа пород подледникового ложа. Как показывает ориентировка галек в моренах и расположение линейных элементов гляцигенного рельефа, во время средне-литовской фазы померанской стадии край ледникового покрова имел извилистый, дугообразный характер, отражающий структурный план существовавших ледниковых лопастей. Возвышенности были теми натуральными барьерами, которые производили перераспределение ледяных масс на отдельные лопасти. Активность движения масс льда увеличивалась в понижениях, в которых формировались главные ледниковые лопасти: Нямунаская, Средне-Литовская и Восточно-Литовская. Продвижение Нямунасской ледниковой лопасти происходило с СЗ 275—285° на ЮВВ 95—105° по пониженным участкам Приморской низменности, заливу Куршю марес и дельте р. Нямунас. Средне-Литовская ледниковая лопасть продвигалась по Средне-Литовской низменности с севера на юг с некоторыми отклонениями на юго-восток и юго-запад. Движение Восточно-Литовской лопасти происходило с СВ 0—20° на ЮВ 180—200°. Крылья указанных лопастей, упирившиеся в повышения рельефа, были менее

подвижны и быстрее переходили в фазу равновесия, чем их передние части располагавшиеся в понижениях рельефа. Во время активной фазы на возвышенностях и их склонах сформировались напорные конечные морены часто с элементами хорошо выраженной ориентировки длинных осей галек.

Процесс дегляциации возвышенностей происходил сложно. Часто возвышенности сложены моренными отложениями нескольких генераций с различной ориентировкой галек. Кроме того, первичная ориентировка длинных осей галек местами изменена процессами сползания моренного материала по склонам.

Массовые замеры показали (рис. 1), что на возвышенных участках наблюдается общая закономерность в поведении ориентировки длинных осей галек свойственна отложениям всех разновозрастных фаз померанской стадии. Несмотря на возрастную гетерогенность отложенных возвышенностей, ориентировка галек отчетливо показывает общую тенденцию ледниковых масс, преодолевавших возвышенности, — их обтекание.

Характер динамического состояния ледникового покрова во время северо-литовской фазы померанской стадии последнего оледенения на территории Прибалтики заметно изменился. Если во время средне-литовской фазы ледниковый покров характеризовался значительной экспансивностью и образовывал ледниковые лопасти почти в сплошную подходившие друг к другу, то во время северо-литовской фазы отдельные ледниковые лопасти были в значительной мере разобщены, не составляя сплошного фронта. Ледниковые потоки почти потеряли свое значение и приняли вид более мелких структурных единиц ледникового покрова — ледниковых лопастей.

В западной части Прибалтики действие Балтийского ледникового потока значительно ограничилось, так как поступление новых масс льда было, по-видимому, недостаточным для свободного преодоления им впадины Балтийского моря. Когда то мощный Балтийский ледниковый поток проявлялся в северо-литовскую фазу в виде сравнительно небольших Западно-Латвийской и Средне-Латвийской лопастей. Судя по ориентировке галек в моренах продвижение льда Западно-Латвийской лопасти имело ясно-выраженное юго-восточное направление. Под влиянием рельефа доледниковой поверхности внутри лопасти индивидуализировались отдельные языки. Так, например, в зоне между Западно-Курземской и Восточно-Курземской возвышенностями располагался Вентский ледниковый язык, а в зоне между Восточно-Курземской и Северо-Курземской возвышенностями — Абавский язык.

Средне-Латвийская (Рижская) ледниковая лопасть, заменившая Средне-Литовскую лопасть, приобрела значительную самостоятельность. Массы льда поднимались по дну Рижского залива и веерообразно распространялись по Средне-Латвийской и Северо-Литовской низменностям. Ориентировка галек в моренах северо-литовской фазы показывает почти радиальнообразное движение льда в теле Средне-Латвийской

ледниковой лопасти. Стык ледниковых масс Западно-Латвийской и Средне-Латвийской лопастей проходил по водоразделу Восточно-Курземской и Северо-Курземской возвышенностей. Прибалтийский ледниковый поток образовал на территории Восточной Латвии Восточно-Латвийскую лопасть, которая двигалась по Восточно-Латвийской низменности в юго-западном направлении. Приподнятая часть Латгальской возвышенности находилась это время в перигляциальных условиях.

Во время новой — северо-латвийской фазы померанской стадии последнего оледенения направление движения Балтийского ледникового потока почти полностью контролировалось депрессией Балтийского моря и только краевые части этого потока покрывали прибрежные участки Курземского полуострова. В эту фазу острова Сааремаа и Хиймаа сильно препятствовали продвижению ледниковых масс. Таким образом, на территории северной Прибалтики преобладал Прибалтийский ледниковый поток. Судя по замерам ориентировки галек в моренах, общее направление движения льда на территории Эстонской ССР было с севера на юг и с северо-запада на юго-восток. Ввиду того, что мощность ледников была уже сравнительно небольшой, локальные направления движения ледников сильно зависели от характера подледникового ложа. Под влиянием Вуртсъярвской впадины льды двигались меридионально, а в Восточной Эстонии, под влиянием котловины Пейпсиского озера и впадины Выру-Харела двигались к юго-западу. Очень дифференцированное движение ледника происходило на возвышенностях Южной Эстонии, которое выражалось в обтекании и сливании масс ледника. Ледники Северо-Латвийской фазы были еще настолько мощными, что они свободно двигались через Пандиверескую возвышенность, о чем свидетельствуют Саадъярвское друмлиновое поле юго-восточного направления на южном склоне и к югу от возвышенности.

Во время последующей северо-эстонской фазы ледники уже не доходили до территории Южной Эстонии и, вероятно, не покрывали и Пандиверескую возвышенность. По обе стороны от возвышенности располагались две ледниковые лопасти, восточная спускалась во впадину Пейпсиского озера, огибая возвышенность, что хорошо наблюдается и по ориентировке галек, а западная заходила по низинам западной Эстонии в южном и юго-западном направлениях. До окончательного отступления материкового льда с территории Прибалтики в северо-западной части Эстонской ССР и на островах Сааремаа и Хиймаа произошел еще один надвиг ледника в юго-восточном направлении, который соответствует паливереской фазе померанской стадии (Раукас, 1963).

Во время северо-латвийской и северо-эстонской фаз померанской стадии Прибалтийский ледниковый поток разделился на две почти равные лопасти, для своего продвижения вперед использовавшие пониженные участки поверхности подледникового рельефа. В восточной части Эстонии для активизации и формирования отдельной самостоятельной ледниковой лопасти большую роль сыграли озерные впадины Пейпси и Вуртсъярв, образовавшие Пейпсиский и Вуртсъярвский ледниковые

языки. В западной части Эстонии отделилась западно-Эстонская ледниковая лопасть, которая долгое время сопротивлялась и, с отступанием ледника с паливереских краевых образований, окончательно покинула территорию Прибалтики. Замеры ориентировки длинных осей галек в моренах и другие геологические признаки показывают, что во время северо-эстонской фазы Пандиверская возвышенность разделяла Прибалтийский ледниковый поток на Западно-Эстонскую и Восточно-Эстонскую лопасти, которые стремились ее обойти с запада и востока.

Результаты изучения ориентировки галек в моренах последнего оледенения выявили определенные различия в направлениях движения ледниковых покровов бранденбургской и померанской стадий во время их максимального развития. Итак, в моренах бранденбургской стадии характерна ориентировка длинных осей галек с СЗ  $290-320^\circ$  на ЮВ  $110-140^\circ$ , в моренах франкфуртской фазы — с СЗ  $280-320^\circ$  на ЮВ  $100-140^\circ$ , а в моренах померанской стадии — с ССЗ  $330-0^\circ$  на ЮЮВ  $150-180^\circ$ . Сходные данные ориентировки галек в максимальных бранденбургских и франкфуртских моренах дает основание утверждать о их принадлежности к образованиям различного ранга одной и той же стадии. Морены, отложенные в максимальную фазу развития ледника, относятся к главной бранденбургской стадии, а морены, отложенные в фазу деградации этого ледника, причисляются к франкфуртской фазе бранденбургской стадии. К аналогичному выводу можно прийти изучая состав руководящих валунов, распространенных в бранденбургских и франкфуртских ледниковых отложениях (Гайгалас, Гуделис, 1965). Иной план ориентировки длинных осей галек в померанских моренах, по сравнению с бранденбургскими и франкфуртскими моренами, указывает, что первые были отложены ледником новой самостоятельной стадии последнего оледенения. Достигнув максимального развития, ледниковый покров померанской стадии начал постепенно деградировать. Но прежде чем окончательно покинуть территорию Прибалтики он сделал несколько остановок и повторных подвижек вперед, не достигших максимальной границы распространения образований померанской стадии.

Продолжительные остановки отступающего края ледникового покрова померанской стадии отмечены на территории Прибалтики полосою краевых образований (Gudelis, 1955, Гуделис, 1957, 1961) южно-литовской, средне-литовской, северо-литовской, северо-латвийской, северо-эстонской и паливереской фаз. Изучение ориентировки длинных осей галек в моренах позволило выявить основные направления движения ледниковых потоков, лопастей и языков во время отдельных фаз померанской стадии и наметить существенные моменты и рубежи в истории исчезающего ледникового покрова (рис. 2).

Заметные сдвиги в структурно-динамическом плане отступления ледникового покрова померанской стадии с пределов максимального развития, произошли во время южно-литовской и средне-литовской фаз. В это время монолитный ледниковый покров начал распадаться на отдельные лопасти, образование и продвижение которых проявлялось

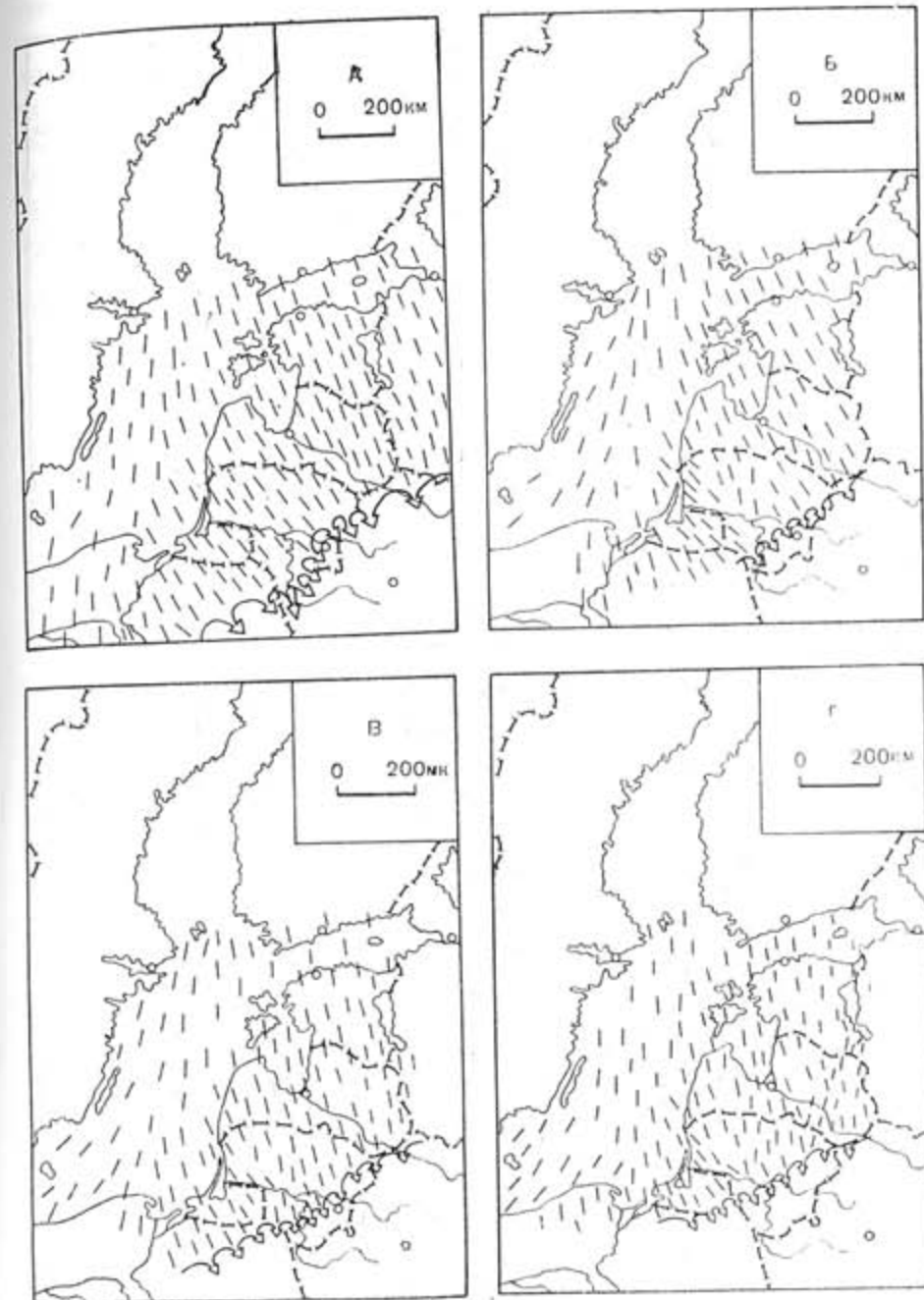


Рис. 2. Расположение границ ледникового покрова бранденбургской стадии (А), франкфуртской фазы (Б), максимальной фазы померанской стадии (В), южно-литовской фазы (Г) на территории Прибалтики

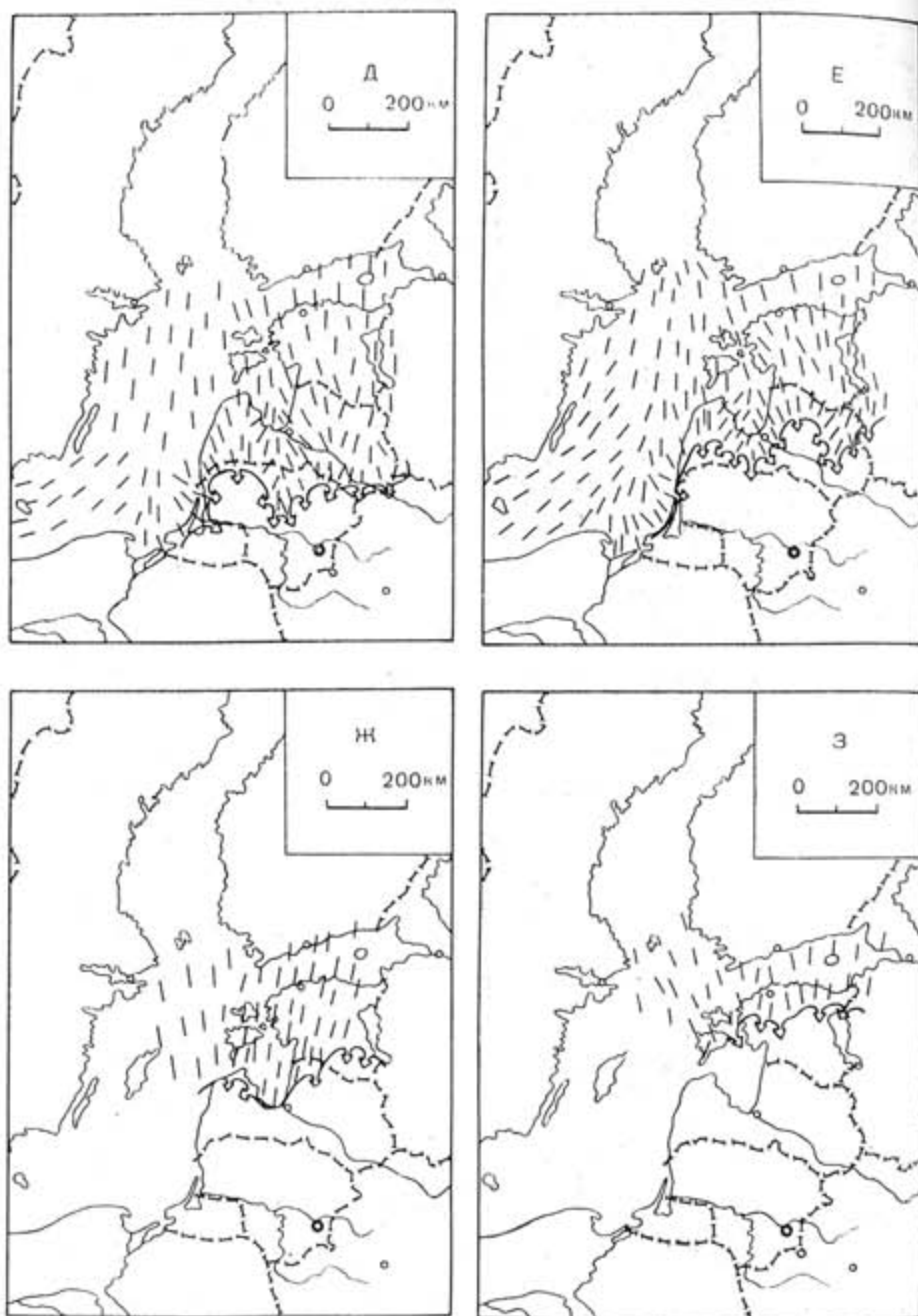


Рис. 3. Расположение границ ледникового покрова средне-литовской фазы (Д), северо-литовской фазы (Е), северо-латвийской фазы (Ж) и северо-эстонской фазы (З) на территории Прибалтики

в тесной зависимости от подледникового рельефа. Во время северо-литовской фазы померанской стадии расчленение ледникового покрова и автономизация ледниковых лопастей проявились еще ярче. Из-за быстрой потери мощности и недостаточного питания ледник уже не смог распространяться далеко на юг. С этой фазой существования ледникового покрова можно связать второй сдвиг в процессе деградации ледникового покрова, после которого остановки ледника на линии краевых образований северо-эстонской фазы были уже значительно ограничены во времени и оставили следы меньшего масштаба, которые были связаны главным образом с существованием одного — Прибалтийского ледникового потока.

Наблюдения за ориентировкой галек в разновозрастных моренах позволяют произвести оценку изменения региональных направлений движения ледниковых покровов на территории Прибалтики в различные моменты последнего оледенения. Во время максимума последнего оледенения (бранденбургской стадии), когда неровности рельефа не имели решающего значения на распространение ледниковых масс, последние двигались из центра оледенения радиально. На территории Прибалтики этому моменту соответствует направление движения льда с СЗ на ЮВ, т. е. наиболее восточное направление движения льда. Судя по направлению движения ледника, предполагаемый центр оледенения должен был располагаться на западе — в горах Скандинавии. На направление движения ледников померанской стадии большое влияние уже оказал рельеф подледникового ложа, особенно депрессия Балтийского моря, направлявшая ледниковые массы меридионально на юг. Естественно, в моренах этой стадии ориентировка галек главным образом располагается в северо-южном направлении и чувствительно реагирует на неровности рельефа подледникового субстрата. Зависимость направления движения ледниковых масс от рельефа еще более проявилась при изучении ориентировки длинных осей галек в моренах более поздних фаз померанской стадии. При определении направлений движения ледникового покрова в определенные моменты развития последнего оледенения необходимо объективно оценить возможность блокирования ледниковых лопастей другими (Гайгалас, Гуделис, 1965).

Изучение ориентировки длинных осей галек в отложениях убывающего материкового ледникового покрова плейстоцена в направлении от периферии к центру оледенения, может дать ценнейшие результаты для познания особенностей дегляциации и процесса моренообразования, что необходимо для правильной оценки геологических событий четвертичного периода. С этой целью наиболее рационально проводить широкие региональные исследования в области материкового оледенения.

[Поступило: 2.IX.1966 г.]



- BASALYKAS, A.: 1959. Lietuvos TSR reljefo morfogenezės klausimu. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas. Moksliniai pranešimai, IX, Vilnius.
- BASALYKAS, A.: 1963. Pakraštiniai ledyniniai dariniai ir kai kurios pastabos Lietuvos TSR teritorijos deglaciacijos klausimu. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, II, Vilnius.
- BASALYKAS, A.: 1965. Lietuvos TSR Fizinė geografija II t., Vilnius.
- CEPAITE, R., KUDABA C.: 1964. Du tarplicėvinių moreninių masyvų akumuliacijos atvejai Dzūkijos aukštumose. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, III, Vilnius.
- CEPULYTE, V.: 1956. Lietuvos TSR reljefo morfogenezės klausimu. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Darbai, ser. B, I, Vilnius.
- CEPULYTE, V.: 1957. Lietuvos žemės paviršius, Vilnius.
- CEPULYTE, V.: 1958. Lietuvos geomorfologiniai rajonai ir jų geologinė raida. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Moksliniai pranešimai, VI, Vilnius.
- CEPULYTE, V.: 1962. Viurmo ledyninės epochos stadijų klausimu. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Moksliniai pranešimai, XIV, Vilnius.
- CEPULYTE, V.: 1963. Ledyninės akumuliacijos formų pasiskirstymas Pomeranijos—Baltijos stadijos ribose. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, V, Vilnius.
- DALINKEVICIUS, J.: 1935. Lietuvos reljefo formos ir jų kilmė. Mūsų žinynas, 25.
- DREIMANIS, A., REAVELY, G. H.: 1953. Differentiation of the lower and the upper till along the north shore of Lake Erie. Jour. Sedimentary Petrology, v. 23, Nr. 4.
- DREIMANIS, A.: 1959. Rapid macroscopic fabric studies in drill-cores and hand specimens of till and tillite. Jour. Sedimentary Petrology, v. 29, Nr. 3.
- DURAND-DASTES FRANÇOIS.: 1958. Etudes sur le glacier de Saint-Sorlin. Mesures d'orientation de blocs sur une maraine du glacier de Saint-Sorlin. Rev. géogr. alpine, 46, Nr. 3.
- GAIGALAS, A.: 1959. Nemuno vidurupio neopleistoceno ir mezopleistoceno morenų riedulių ilgųjų ašių orientacija ir ledynų slinkimo kryptys. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Darbai, ser. B, 4, Vilnius.
- GLEN, J. W., DONNER, J. I., WEST, R. G.: 1957. On the mechanism by which stones in till become orientated. Am. Jour. Sci. v. 255, Nr. 3.
- GALLOWAY, R. W.: 1956. The structure of moraines in Lyngsdalen, north Norway. Jour. Glaciology, v. 2, Nr. 20.
- GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glacialiame ir postglacialiame (holocene) pagrindiniai etapai. Vilniaus Valstybinio universiteto Mokslo Darbai, t. VII, Vilnius.
- GUDELIS, V.: 1958. Lietuvos geografinės aplinkos raida geologinėje praeityje. Lietuvos TSR Fizinė geografija, t. I.
- GUDELIS, V.: 1958. Vėlyvojo kvartero stratigrafijos ir paleogeografijos klausimai Europoje ir Staurės Amerikoje naujausiais duomenimis. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, I, Vilnius.
- HARRISON, P. W.: 1957a. New technique for three-dimensional fabric analysis of till and englacial debris containing particles from 3 to 40 mm in size. Jour. Geology, v. 65, Nr. 1.
- HARRISON, P. W.: 1957b. A clay-till fabric: its character and origin. Jour. Geology, v. 65, Nr. 3.
- HAUSEN, H.: 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2.
- HAUSEN, H.: 1913b. Über die Entwicklungen der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, Nr. 3.
- HOLMES, C. D.: 1914. Till fabric. Geol. Soc. America Bull., v. 52, Nr. 9.
- HOPPE, G.: 1952. Hummucky Moraine Regions. Geogr. Annaler, 34, 1—2.
- JAROSZEWICZ-HALICKA, A.: 1947. Orientacja dłuższych osi glazów narzutowych jako wskaźnik kierunku ruchu lądolodu. Wiadomości muzeum ziemi, t. III.
- KAURANNE, L. K.: 1960. A statistical study of stone orientation in glacial till. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Nr. 188.
- KUDABA, C.: 1962. Galinių morenų klausimu Trakų aukštumoje. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, I, Vilnius.
- KUDABA, C., MIKALAUSKAS, A.: 1964. Apie Rūdiškių zandro sąrangą ir jo ryšius su Aukštadvario galinėmis morenomis. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, III, Vilnius.
- KUDABA, C.: 1964. Dzūkijos aukštumų glacialinės morfostruktūros klausimu. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, III, Vilnius.
- LUNDQVIST, G.: 1948. Blockens orientering i olika jordarter. Sver. geol. undersökn., Arsbok, 42, Nr. 6, ser. C, Nr. 497.
- LUNDQVIST, G.: 1949. The orientation of the block material in certain species of flow earth, in Glaciers and climate. Geogr. annaler, Arg. 31, H. 1—4.
- MACCLINTOCK, P.: 1959. A till-fabric rack. Jour. Geology, v. 67, Nr. 6.
- MACCLINTOCK, P., DREIMANIS, A.: 1964. Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St. Lawrence Valley. Am. Jour. Sci. v. 262, Nr. 1.
- MICAS, L.: 1958a. Vilnios slėnio raidos pagrindinės fazės. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Moksliniai pranešimai, VI, Vilnius.
- MICAS, L.: 1958b. Paskutiniojo apledėjimo kraštinio ruožo reljefas Vilnio upės baseine. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, I, Vilnius.
- MICAS, L.: 1959. Paskutiniojo apledėjimo ribos klausimu Vilnios baseine. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Moksliniai pranešimai, IX, Vilnius.
- MICAS, L.: 1962. Pietryčių Lietuvos pagrindiniai fluvio-glacialiniai horizontai ir jų ryšys su neopleistoceno recesinėmis fazėmis. Lietuvos TSR Geografinė draugija, Geografinis metraštis, V, Vilnius.
- MORTENSEN, H.: 1924. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens. Geologisches Archiv, Bd. III, H. 1/2.
- OKKO, V.: 1955. Glacial drift in Iceland: its origin and morphology. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Nr. 170.
- OSTRY, R. C., DEANE, R. E.: 1964. Microfabric analyses of till. Geol. Soc. America, Bull., v.
- PAKUCKAS, C.: 1934. Pietinės Lietuvos reljefo glacialiniai elementai. Kosmos, XV.
- PAKUCKAS, C.: 1936. Galinių morenų kryptis Rytinės Lietuvos aukštumose ir tų aukštumų kilmė. Kosmos, t. XVII.
- PHILIPP, H.: 1921. Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im östlichen Baltikum. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 2.
- PORTMANN, J. P.: 1956. L'orientation préférentielle des galets dans les moraines récentes du glacier de Moiry (Valais). Z. Gletscherkunde und Glazialgeol., 3, Nr. 3.
- RAUKAS, A.: 1961. Mandrijää liikumisest Estis. Eesti Loodus, 5.
- RICHTER, K. F.: 1932. Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschrift für Geschiebeforschung, B. 8, H. 1.
- RICHTER, K.: 1933. Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Zeitschrift für Geschiebeforschung, IX.
- SCHULZ, W.: 1959. Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns im Bereich der aktiven steilufer Mittelusedoms. Berichte d. Geolog. Gesellschaft, Bd. 4, H. 2/3.

- SITLER, R. F., CHAPMAN, C. A.: 1965. Microfabrics of till from Ohio and Pennsylvania. Jour. Sedimentary Petrology, v. 25.
- SEIFERT, G.: 1954. Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. Meyniana, v. 2.
- SLEINIS, I.: 1935. Vidzemes Centrālās angstienes morēnas. Geografiski raksti, 5, Rīga.
- TARVYDAS, R., GUDELIS, V.: 1958. Paskutiniojo ir priešpaskutiniojo apledėjimų kristalinių vedamųjų riedulių pasiskirstymo dėsningumo Lietuvos TSR teritorijoje klausimu. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas. Moksliniai pranešimai, t. VI. Vilnius.
- VAITIEKONAS, P.: 1957. Kai kurie nauji preliminariniai duomenys apie Pietų Lietuvos antropogeno stratigrafiją. Lietuvos TSR Mokslų akademijos Darbai, ser. B, 3, Vilnius.
- VAITIEKONAS, P., PASKEVICIUS, J.: 1958. Lietuvos ir kaimyninių rajonų antropogeno piūviai. Vilniaus Valstybinio V. Kapsuko v. universiteto Darbai, XIX, biologija, geografija, geologija, V. Vilnius.
- VAITIEKONAS, P.: 1962. Lietuvos teritorijos regioninė padėtis pleistoceninių apledėjimų srityse. Lietuvos TSR aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, I.
- VIRKKALA, K.: 1951. Glacial geology of the Suomussalmi area, East Finland. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Nr. 155.
- WEST, R. G., DONNER, J. I.: 1956. The glaciations of East Anglia and the East Midlands: a differentiation based on stone orientation measurements of the tills. The Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 112, 1.
- ZĀNS, V.: 1937. Leduslaikmets un pēcduslaikmets Latvijā. Latvijas zeme, daba, tauta, I d., Rīga.
- ВЕННБЕРГС, И., КОНШИН, Г., САВВАИТОВ, А.: 1965. О динамике отступления в заключительные этапы последнего оледенения на территории Латвийской ССР. Известия Академии наук Латвийской ССР, № 8, (217).
- ВОЗНЯЧУК, Л. Н.: 1957. Несколько замечаний о распространении Вюрмского ледникового покрова на территории Смоленской области, Белоруссии и Литвы. Труды регионального совещания по изучению четвертичного периода Прибалтики и Белоруссии, Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А. И.: 1962. Петрографический состав, морфология и ориентировка галек основных стратиграфических горизонтов морен плейстоцена Литовской ССР. Автореферат канд. дисс., Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А. И.: 1963. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. Вопросы геологии Литвы, Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А., ГУДЕЛИС, В.: 1965. Эратические валуны стадияльных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова. Baltica, т. 2, Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А. И., МИКАЛАУСКАС, А. П., ЮРГАВИЧИС, А. А.: 1965. Седиментационные циклы и минералого-петрографический состав Рудишского заида (Франкфуртской стадии) по обнажению Вайкштяний. Труды Академии наук Литовской ССР, сер. Б, 3 (42), Вильнюс.
- ГАЙГАЛАС, А. И., РАУКАС, А. В.: 1965. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 3.
- ГУДЕЛИС, В.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Труды регионального совещания по изучению четвертичного периода Прибалтики и Белоруссии, Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej. Prace Instytutu Geologicznego, t. XXXIV, Warszawa.
- ГУДЕЛИС, В.: 1964. К вопросу о характере убывания последнего ледникового покрова на территории Прибалтики. Тезисы докладов и кратких сообщений 2-ого межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Вильнюс.
- ДАНИЛАНС, И. Я.: 1961. Проблемы истории и палеогеографии позднеледникового времени на территории Латвии. Вопросы голоцена, Вильнюс.
- ДАНИЛАНС, И. Я.: 1963. К истории выделения маргинальных форм на территории Латвии. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, 21.
- ДАНИЛАНС, И. Я.: 1963. Проблемы позднеледникового времени на территории Латвии. В кн.: Report of the VI International Congress on Quarternary, Warsaw 1961, v. 3, geomorphological section, Lodź.
- ДАНИЛАНС, И. Я.: 1964. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогеоза на территории Латвии. Тезисы докладов и кратких сообщений 2-го межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения, Вильнюс.
- КОНШИН, Г. И.: 1965. Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР. Автореферат канд. дисс., Вильнюс.
- МИКАЛАУСКАС, А. П.: 1964. Геоморфолого-структурные особенности флювиоглациальной террасы Гарунай и заида граничущегося с долиной реки Воке. Труды Академии наук Литовской ССР, сер. Б, 3 (38), Вильнюс.
- МИЦАС, Л. С.: 1964. Основные фазы развития долины р. Мяркис. Труды Академии наук Литовской ССР, сер. Б., 4 (39), Вильнюс.
- РАУКАС, А. В.: 1961. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат канд. дисс., Таллин.
- РАУКАС, А.: 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. Известия Академии наук Эстонской ССР, т. XI, № 2.
- РАУКАС, А.: 1963. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Известия Академии наук Эстонской ССР, т. XII, № 2.
- СПРИНГИС, К. Я., КОНШИН, Г. И., САВВАИТОВ, А. С.: 1963. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника валдайского оледенения. Вопросы четвертичной геологии, II, Рига.
- ТАРВИДАС, Р.: 1957. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. Научные сообщения Института геологии и географии Академии наук Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.
- ТАРВИДАС, Р. И.: 1960. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений на территории Литовской ССР. Сборник статей для XXI сессии международного геологического конгресса, Вильнюс.
- ТАРВИДАС, Р. И.: 1961. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений Южной Прибалтики и их минералого-петрографическая характеристика. Автореферат канд. дисс., Вильнюс.
- ХАБАКОВ, А. В.: 1948. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Тр. 11-го Всесоюз. съезда географов, т. II.
- ЧЕПУЛИТЕ, В. А.: 1962. Основные полосы маргинальных образований на территории Литвы и прилегающих районов. Труды Академии наук Литовской ССР, серия Б, 1 (28), Вильнюс.
- ЧЕПУЛИТЕ, В. А.: 1963. Стадияльные полосы рельефа новочетвертичного оледенения на территории Юго-восточной Прибалтики. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, XXI.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1955. Об упорядоченном расположении валунов в толщах основных морен. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 9.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1957. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значения для определения направления движения ледников. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, XIII.
- ЯУНПУТНЫНЬ, А. И.: 1965. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латв. ССР. Ученые записки Латвийского гос. университета им. П. Стучки, 7, Рига.

ЯУНПУТНЫНЬ, А. И.: 1957. О геоморфологической карте Латвийской ССР. Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, Вильнюс.

## ORIENTATION OF PEBBLE LONG AXES IN THE TILLS OF THE LAST GLACIATION IN THE EAST BALTIC REGION AND ITS RELATION TO THE ICE SHEET SHRINKAGE

by

A. GAIGALAS, V. GUDELIS, K. SPRINGIS, G. KONSHIN,  
A. SAVVAITOV, I. VEINBERGS and A. RAUKAS

### SUMMARY

The examination of pebble orientation in tills gives valuable information about the character and sequence of the ice sheet degradation.

For this purpose the determinations of the long axes orientation of pebbles were carried through in the tills of the main stages and phases of the Last glaciation in East Baltic region (Fig. 1).

During the Last glaciation this area was under action of two ice sheet streams — the Baltic Sea ice-stream and the so-called East Baltic stream. The depression of the Baltic Sea had a great influence upon the direction of movement and spread of the Baltic Sea ice-stream.

The determinations of the pebble orientation in tills have shown, that there is a difference in the directions of movement of ice during the Brandenburgian and Pommeranian Stages of the Last glaciation. To the tills of the Brandenburgian Stage the orientation of the long axes of pebbles are 290—320° NW — 110—140° SE, of the Frankfurthian 280—320° NE; 100—140° SE and of the Pommeranian 330—0° NNW; 150—180° SSE.

The results of the examination of the pebble long axes orientation in tills of the Pommeranian Stage allowed to reconstruct the directions of the main ice-streams, lobes and separate ice-tongues as well as to determine the principal moments and stages in the history of the ice sheet shrinkage (Fig. 2).

Great changes in the structure and of the dynamical properties of the Pommeranian ice sheet occurred during the South- and North-Lithuanian Phases.

During the North-Lithuanian Phase the ice sheet differentiated into separate lobes, the form of which was predisposed by the bedrock topography.

On the ground of till fabric and pebble orientation investigations carried out in the drifts of the Last glaciation it was possible to reconstruct the successive stages and phases in the retreat of the Last ice sheet on the territory of the East Baltic region as a whole.

## ÜBER DIE REGELUNG DER GESCHIEBELÄNGSACHSEN IN DEN GRUNDMORÄNEN DER LETZTEN VEREISUNG OSTBALTIKUMS IM ZUSAMMENHANG MIT DEM RÜCKZUG DES INLANDEISES

von

A. GAIGALAS, V. GUDELIS, K. SPRINGIS, G. KONSHIN,  
A. SAVVAITOV, I. VEINBERGS, A. RAUKAS

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Messungen der Geschiebelängsachsen in den Grundmoränen geben uns wertvolle Auskunft über das Charakter sowie den Verlauf der Zurückweichung des Inlandeises. Es wurde für diesen Zweck zahlreiche Messungen der Geschiebelängsachsen in den Grundmoränen Ostbaltikums, die mit verschiedenen Rückzugsstadien und —phasen der letzten (Weichsel-) Vereisung verknüpft sind, durchgeführt (Abb. 1).

Während der letzten Vereisung war das Ostbaltikum von zwei Eisströmen — dem Ostseeeis und dem sogenannten Ostbaltischen Eisstrom — eingenommen.

Für die Bewegungsrichtung und Ausbreitung des Ostseeeis hat die Senke der Ostsee ausschlaggebende Rolle gespielt.

Geschiebelängsachsenmessungen haben gezeigt, dass während des Brandenburgianer und Pommerschen Stadia die Hauptbewegungsrichtungen des Inlandeises verschieden waren. Für den Geschieben der Grundmoränen des Brandenburgianer Stadiums in Litauen ist die Streichrichtung NW—SO vorherrschend. Die Geschiebe des Pommerschen Stadiums weisen die resultative Richtung als NNW—SSO auf. Die Bewegungsrichtung des Eises während der Frankfurter Phase war der des Brandenburgianer sehr ähnlich.

Die Untersuchungen der Geschieberegelung in den Grundmoränen des Pommerschen Stadiums ermöglichten uns das paläodynamische Bild der einzelnen Eisströme im Bereich von Ostbaltikum zu rekonstruieren und die Grundtendenzen des Enteisungsprozesses genauer zu verfolgen. (Abb. 2).

Die grundsätzliche Veränderungen in der Paläodynamik des Inlandeises des Pommerschen Stadiums traten während der sogenannten Süd- und Mittellitauischen Rückzugsphasen auf. In diesem Zeitraum hat die zuvor kompaktische Eisdecke in eine Anzahl von Eisloben, die von der Oberflächengestaltung des Untergrundes im hohen Mass beeinflusst wurden, aufgelöst. Mit der Nordlitauischen Phase ist die weitere Differenzierung der Eisströme, das Entstehen von mehreren Eiszungen und die „Autonomisierung“ der einzelnen Eisströme verknüpft.

Die Ergebnisse der Längsachsenmessungen der Geschiebe in den Grundmoränen Ostbaltikums stehen im Einklang mit den Resultaten der schon früher durchgeführten petrographischen Untersuchungen der Grundmoränen und denen der Glazialmorphologie.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ГОТИГЛЯЦИАЛЬНЫХ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВО ВПАДИНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕЙ СТРАНАХ

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, А. В. РАУКАС, Москва, Таллин

Представления о продолжительности и подразделении последнего ледникового Европы существенно пополнились и одновременно усложнились в результате применения различных аналитических методов. Появились данные в пользу выделения двух и даже трех ледниковых максимумов, но вплоть до недавних пор не было известно, с каким из них сопряжено формирование границы максимального распространения последнего ледникового покрова. Новые исследования, выполненные в ГДР с применением  $C^{14}$  метода (Серек, 1965), показали, что максимальное распространение упомянутого ледникового покрова произошло около 20 000 лет назад, когда были созданы краевые образования бренденбургской стадии. Этот результат согласуется с североамериканскими данными о возрасте границы висконсинского оледенения на юге области Великих озер. Тем не менее необходимы дальнейшие подтверждения возраста границы последнего оледенения в других районах Средне-Европейской низменности и на Русской равнине, поскольку отдельные части этой границы могут оказаться метахронными.

В последние годы в отечественной литературе (Вигдорчик, Малаховский, Саммет, 1962; Последний европейский ледниковый покров, 1965 и др.) начало складываться мнение, что ледниковый покров во время позднеплейстоценовых межстадиалов отступал по направлению к центру области оледенения на 600—700 км (раунисский межстадиал, бёллинг, аллерёд) и даже 1000 км (улаский, или соминский, межстадиал). Справедливость этого представления может быть поставлена под сомнение, учитывая, с одной стороны, продолжительность упомянутых межстадиалов (1000 лет для аллерёда, 2000 лет для улаского межстадиала) и, с другой, максимальные колебания современных ледников. На наш взгляд, отступление ледникового покрова во время рассматриваемых межстадиалов имело во много раз меньшие масштабы, что подтверждается и стратиграфическими данными. Разрезы с отло-

жениями определенного межстадиала, как правило, встречаются в широкой краевой зоне более молодой ледниковой стадии и в перигляциальных районах за ее пределами. На основании данных спорово-пыльцевого анализа осадков перигляциальной зоны невозможно точно установить, как далеко отступал ледник во время межстадиального потепления. Известно немало примеров произрастания хвойных лесов в непосредственной близости от краев современных ледников.

Материалы по истории деградации плейстоценового оледенения Северной Европы рассеяны в обширной литературе, однако попытки сопоставления позднеплейстоценовых краевых ледниковых образований немногочисленны. В СССР большой интерес к этой проблеме проявил В. К. Гуделис, который осуществил увязку краевых ледниковых зон Балтийского региона в предварительной форме в 1955 г. и более подробно спустя несколько лет (Гуделис, 1961). Впоследствии эта проблема получила отражение в крупных обобщающих работах, вышедших в СССР (Вопросы стратиграфии..., 1962; Последний европейский ледниковый покров, 1965) и за рубежом (The Quaternary, 1965). Составленная нами карта краевых зон (рис. 1) отличается от ранее опубликованных материалов большей детальностью, а также некоторыми дополнениями и уточнениями, внесенными в основном для территории северной Прибалтики и смежных районов РСФСР.

В своем сообщении мы ограничимся рассмотрением лишь так называемого готигляциального этапа деградации оледенения, который в абсолютном летоисчислении охватывал отрезок времени приблизительно от 13 000 до 10 000 лет назад и имеющий для Эстонской ССР наиболее важное значение, поскольку в течение этого периода происходило таяние льдов почти всей ее территории. Заметим, что переход от данигляциала к готигляциалу мы связываем не с началом лангеланнской осцилляции, как это делал Де Геер (De Geer, 1940), а с началом лужской стадии, краевые образования которой имеют гораздо более широкое распространение и лучше выражены в рельефе. Лангеланнская осцилляция в то же время имеет довольно локальный диапазон и, по нашей трактовке, более древний возраст (поздний данигляциал).

Если на протяжении данигляциала ледниковый покров сохранял огромную мощность и его убывание происходило вдоль всего края по широким лопастям, то в готигляциале мощность льдов сильно сократилась и соответственно возросло влияние подстилающего рельефа на режим таяния. Отступление льдов осуществлялось по лопастям и языкам, преимущественно приуроченным к низинам, тогда как возвышенности быстрее освобождались от льда. Роль мертвого льда последовательно возрастала, достигнув максимального уровня развития в финигляциале, который укладывается в пределы раннего голоцена. К концу этого времени ледниковый покров в Скандинавии полностью растаял.

Готигляциальному этапу предшествовал межстадиал, описанный в Латвии под названием раунисского, или бурзавского (Саввантов,

Страуме, 1963; Саввантов и др., 1964). Его возможный аналог на северо-западе РСФСР — плюсский межстадиал (Вигдорчик и др., 1962). В свете палеоботанических данных климат рассматриваемого межстадиала был довольно суровый, более континентальный по сравнению с современным. На Видземской возвышенности и в Приильменье тогда произрастали сосново-березовые леса с небольшой примесью ели, а также ольхи (по низинам). В опорном разрезе Рацени на р. Раунис под маломощной мореной вскрываются озерные слои с растительными остатками, покоящиеся на нижней валдайской морене (Саввантов, Страуме, 1963). Судя по датировке упомянутых растительных остатков по  $C^{14}$  13 390  $\pm$  500 лет назад ( $M_0=296$ ) (Виноградов и др., 1963), можно накопление кроющей морены отнести к 13 200—13 000 лет. Это пока одна из немногих оценок начала готигляциала, основанных на данных  $C^{14}$  метода.

Начало готигляциала на северо-западе Русской равнины ознаменовалось активным наступанием льдов, приведшим к созданию почти непрерывной краевой зоны. Кенозерская цепь конечных морен и камов приуроченная к верхней части и склонам Валдайско-Онежского уступа в восточном Прионежье (Бархатова, 1941), продолжается на низменностях юго-восточного Приладожья и на западной окраине Приильменской низины в виде разнообразных ледниковых и водно-ледниковых форм, отнесенных к лужской стадии (Вигдорчик и др., 1962). Эти краевые образования составляют на западе водораздел между Шелонью и Волховом, с одной стороны, и Лугой и Плюссой, с другой (Саммет, 1963).

В окрестностях Пскова, где располагалась крупная ледниковая лопасть, краевые формы недостаточно точно зафиксированы. На юго-востоке Эстонии аналогом лужской стадии выступает хааньяская стадия (Раукас, 1963), краевые образования которой развиты на одноименной возвышенности в виде сложного комплекса моренных холмов, водно- и озерно-ледниковых камов; местами эти формы носят напорный характер (Каяк, 1963). Ледниковый край, надвигавшийся на возвышенность Хаанья, проникал также на северную и западную периферию Видземской возвышенности (Zāns, 1937), включая район Рацени. Одновозрастная ледниковая подвижка привела к возникновению Северо-Литовской напорной конечно-моренной гряды, отнесенной к одноименной стадии (Гуделис, 1961). Рассматриваемая краевая зона продолжается на западном склоне Курземской возвышенности и на западе Литвы, где выделяют Вейверскую, Вилькишскую, Клайпедскую конечно-моренные гряды (Басаликас, 1963).

На юге Балтийской котловины в это же время, вероятно, образовались грядовые формы рельефа Слупской банки, принимаемые за конечные морены. Быстрое таяние и отступление льдов к северу от этих гряд, привело к соединению плотинных озер, занимавших ранее Гданьскую и Борнхольмскую впадины. Это потепление сопоставляют с бёллингом (Rosa, 1963). Ему предшествовало создание моренных гряд

в Сконе, например, на склонах кряжа Линдерёдсосен (скопские морены, Lundqvist, 1961), и далее вдоль юго-западного берега Швеции.

Бёллинское потепление, выделенное во многих районах Северо-Западной и Северной Европы на правах самостоятельного межстадиала, было датировано по  $C^{14}$  в интервале от 12 700 до 12 200 лет назад (Fromm, 1963). На наш взгляд, оно отвечает лужско-невскому, или охтинскому, межстадиалу, изучавшемуся в Ленинградской области. Отложения этого межстадиала были выделены А. А. Алейниковым (1957) между двумя верхними моренами на Силурийском плато; палинологически они впервые детально изучались в бассейне р. Ижоры (Малясова, Калугина, Клейменова, 1959). К настоящему времени охтинские межстадиальные осадки охарактеризованы также на Приневской низменности и на юге Карельского перешейка (Усикова, Малясова, 1965; Усикова, Малясова, Клейменова, 1965). Палинологические данные указывают, что во время оптимума охтинского межстадиала потепление климата не было особенно значительным, судя по преобладанию северотажных видов. В составе лесов вначале преобладали береза и сосна, затем ель и сосна. Отсутствие гелиофитов свидетельствует о сомкнутости древостоя, а высокое участие зеленых мхов и папоротников — о широком распространении леса (Усикова, Малясова, Клейменова, 1965).

В юго-восточной Прибалтике встречаются непокрытые мореной бёллинские слои. В частности, в Литве в разрезах зандровых террас на р. Меркис вскрыты бёллинские и более молодые — аллерёдские межстадиальные отложения, изучавшиеся палинологически (Кондратене, 1963) и датированные по  $C^{14}$  соответственно в  $12715 \pm 315$  и  $11500 \pm 400$  лет назад (Виноградов и др., 1963). Осадки этих межстадиалов установлены в палинологически исследованном разрезе в долине р. Каспли у с. Понизовье на западе Смоленской области (Последний европейский ледниковый покров, 1965).

Ко времени накопления сконских морен Нильссон (Nilsson, 1958, 1960) относит приледниковое озеро Шёбу, явившееся прообразом Балтийского ледникового озера на юго-западе Балтийской котловины. Следующая стадия — ломма, которая характеризовалась проникновением морской арктической фауны с запада, по варвометрическим данным относится к 13 000—12 550 лет назад, что отвечает концу времени накопления сконских морен и самому началу бёллинского потепления. Спуск локальных приледниковых водоемов и общее распространение крупного древнебалтийского бассейна к востоку происходило и в последующее время. Выше отмечалось развитие этой трансгрессии к северу от польского побережья (Rosa, 1963). К бёллингу отнесен также спуск приледникового озера, располагавшегося в низовьях Немана на высоте около 40 м над ур. м. и оставившего береговые образования на юго-западных склонах Жемайтской возвышенности (Басаликас, 1965).

Вопрос о проникновении древнебалтийского бассейна в район Рижского залива и Земгальской равнины мало исследован. Э. Ю. Саммет (1965)

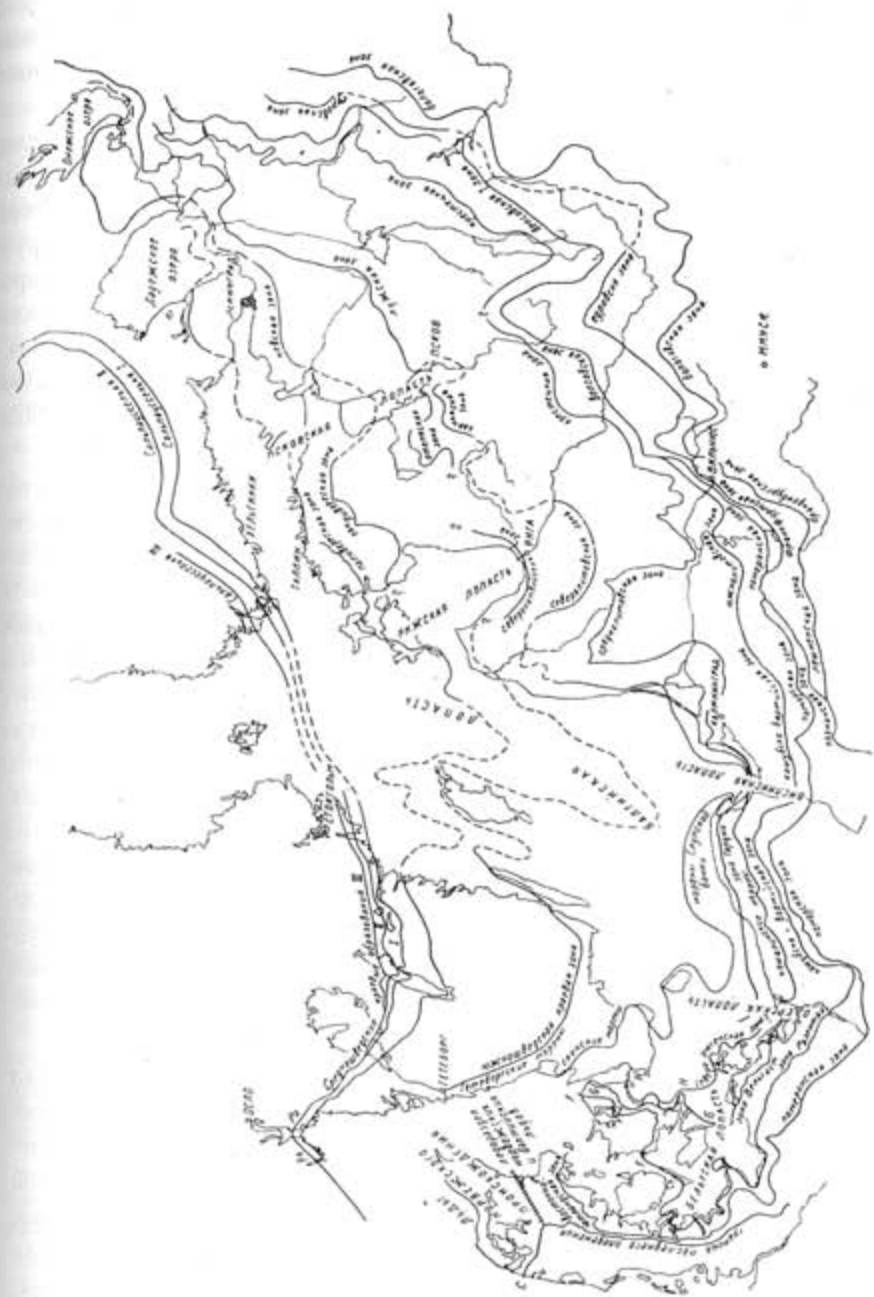


Рис. 1.

относит соединение Лужско—Чудского и Невского плотинных озер к концу древнего дриаса, связывая с этим событием начало I Балтийского ледникового озера. Последнее может быть условно сопоставлено по времени с пресноводным Южнобалтийским бёллинским морем, возникшим в условиях временного прекращения связи с мировым океаном (Nilsson, 1960). Оно характеризовалось более теплолюбивой фауной, чем море Ломма.

Водоемы бёллинского времени быстро смещались к северу вслед за убывавшим ледниковым краем, пополняясь не только за счет талых вод, но и речного стока из перигляциальных областей (Басаликас, 1965). Ледниковый край подразделялся на ряд лопастей; самую крупную — Балтийскую, Рижскую, Псковскую и др. Их отступление сопровождалось остановками и небольшими подвижками (нередко локального характера). Примерами могут служить краевые образования северолатвийской зоны в вершине Рижского залива (Zāns, 1937; Последний европейский ледниковый покров, 1965), отепяской зоны (Каяк, 1963) и Сакалаской возвышенности в южной Эстонии (Lõokene, 1961).

Около 12 200 лет назад в Балтийском регионе произошло наступание ледникового покрова, продолжавшееся несколько столетий. В Ленинградской области льды оставили конечные морены у Гатчины, в бассейне р. Оредеж, южнее Гдова, а также на Онежско—Ладожском перешейке. Эти образования невской (ленинградской) стадии изучались К. К. Марковым, Н. Н. Соколовым, А. А. Алейниковым и другими исследователями. В Эстонии с данной стадией сопоставляют пандиверескую, или североэстонскую, стадию (Раукас, 1963), краевые формы которой широко представлены на склонах Пандивереской возвышенности. Мощность ледникового покрова тогда настолько сократилась, что упомянутая возвышенность с ее небольшими абсолютными высотами представляла собой значительное препятствие для продвижения льдов. По обе стороны от возвышенности Пандивере располагались две ледниковые лопасти: восточная спускалась во впадину Чудского озера до широты Гдова, западная заходила по низинам западной Эстонии до краевых образований, составляющих широкую подковообразную цепь озв и конечно-моренных гряд к северу от Пярну.

На территории Швеции между бёллингом, и аллерёдом выделяют непродолжительную южношведскую стадию, во время которой образовалась одноименная краевая зона (Stolpe, 1942), следующая от Гётеборга к югу на Маркарюд и далее через Блекинге до Кальмарской равнины и пролива Кальмарсунд. По варвометрическим данным южношведская краевая зона возникла около 12 200 (Lundqvist, 1961) или 12 100 лет назад (Nilsson, 1964). Это отвечает оценкам возраста невской стадии по ленточным глинам (Марков, 1931), впоследствии подтвержденным радиоуглеродной датировкой древесины из базального слоя аллерёда в разрезе у ст. Горелово в  $12\,150 \pm 390$  лет назад ( $M_0 = 201$ ).

Вероятно, в Балтийской котловине льды в то время подступали к уступам Ордовикского глинта на севере Эланда и Готланда и крупной лопастью спускались по осевой части котловины далеко к югу, а также, возможно, заходили в котловину Рижского залива. Этому холодному времени соответствовало нарастание морской трансгрессии. Вдоль ледникового края распространилось карельское ледниковое море, имевшее связь с океаном на западе и востоке (Нууррә, 1960; Яковлева, 1963).

Последующее убывание ледникового покрова происходило на фоне значительного потепления в аллерёдское межстадиальное время — от 12 000—11 900 до 10 800 лет назад (по  $C^{14}$ ). Озерноболотные осадки аллерёда исследовались в районе ст. Горелово под Ленинградом (Марков, 1931; Лисицына, 1959), близ Кунда, Выру и Хальяла в Эстонии (Thomson, 1935; Лисицына, 1958, Мяиниль, Пиррус, 1963), южнее Петрозаводска, между Онежским озером и Сегозером (Doppert, 1951) и других районах. Базальные слои некоторых торфяных залежей Русской равнины тоже имеют аллерёдский возраст (Нейштадт, 1957; Виноградов и др., 1963). Замечательной особенностью спорово-пыльцевых диаграмм аллерёдских отложений является «нижний максимум ели», четко выраженный на южном побережье Финского залива (до 28—30%, Thomson, 1935). В более юго-западных районах Прибалтики участие ели в составе лесов постепенно сокращалось, и ведущая роль принадлежала сосне и березе с незначительной примесью широколиственных пород.

Улучшение климата в аллерёде носило планетарный характер. В Балтийском регионе оно совпало с трансгрессией карельского моря. Признаки некоторой регрессии отмечены лишь перед началом верхнего дриаса (Нууррә, 1964), по-видимому, в связи с активизацией оледенения. В Швеции во второй половине аллерёда выделена непродолжительная подвижка ледников, фиксируемая краевыми образованиями на равнинах Вестергётланда и на севере Смоландской возвышенности, с максимумом около 11 200 лет назад (Lundqvist, 1961; De Geer, 1963). Продолжение этой краевой зоны прослеживается в рельефе дна Балтийской котловины. Мартинсон (Martinsson, 1960) описывает конечную морену данного ледникового интервала на о-ве Готска-Сауден и указывает, что одновозрастные краевые образования следует искать на Западно-Эстонском архипелаге.

Действительно в Эстонии известны краевые образования стадии паливере, включающие конечные морены и маргинальные озера на островах Хийумаа и Сааремаа и в северо-западной части республики. К востоку от Таллина ледниковый покров ввиду малой мощности не мог проникнуть к югу от Глинта и задерживался во впадине Финского залива. Перед краем ледника здесь накапливались водно-ледниковые осадки мощностью до 20 м и более. В отдельных местностях под ними вскрыты ленточные глины мощностью до 7 м. Пояс задров и водно-ледниковых дельт простирается от Таллина до Кунды. Далее эта зона,

возможно, простирается по дну Финского залива к западу от островов Бол. и Мал. Тютярсари и о. Мощный. В основании торфяников на о. Гогланд, над мореной залегают слои верхнего дриаса и конца аллерёда (Saugamo, 1958). На наш взгляд с зоной паливере можно сопоставить крупное краевое образование — конечно-моренную гряду Вярмяэнселька, расположенную южнее оз. Вуокса и севернее Центральной возвышенности Карельского перешейка (Leiviskä, 1951).

При выяснении возраста паливереских краевых образований большое внимание привлекает разрез на о-ве Суур-Прангли, находящийся к северу от названной зоны. Здесь между двумя моренами на глубине от 4 до 15 м залегают озерно-ледниковые ленточные отложения, вмещающие растительные остатки. В свете результатов палинологического изучения было сделано предположение о межстадиальном возрасте этих отложений (Кажак, 1961). Аналитик Э. Лийвранд отметила преобладание пыльцы древесных пород (60—80%). Содержание спор 10—25%, пыльцы травянистых растений 2—5% (в верхней части разреза до 16%). В составе пыльцы древесных пород выделяется пыльца березы (45—65%), затем сосны, ольхи (до 30%) и ели (обычно около 10%, максимально до 25%). Участие пыльцы лещины незначительно. В составе спор господствуют *Sphagnales* (40—70%), менее значительная доля *Bryales* (15—40%), *Polypodiaceae* (10—20%) и *Lycopodiaceae*. Эти данные указывают на значительное развитие лесной растительности, может быть, в условиях заметного удаления от ледникового края. Необходимо заметить, что окончательное решение вопроса о возрасте зоны паливере должно быть отложено впредь до получения дополнительных палинологических данных и радиоуглеродных датировок для некоторых других разрезов на северо-западной окраине Русской равнины.

Послеаллерёдское похолодание — верхний дриас — было последним крупным интервалом активизации ледникового покрова, которому отвечает сложный комплекс краевых образований Сальпаусселька в южной Финляндии, средне-шведских конечных морен, гряд Ра в юго-восточной Норвегии. Наступание ледникового покрова во время данной стадии, называемой фенноскандинавской, финской, сальпаусселька и т. д., происходило широким фронтом и сопровождалось образованием II Балтийского ледникового озера. Саурамо (Saugamo, 1929, 1958) первый отметил послеаллерёдский возраст гряд Сальпаусселька, что получило палинологическое подтверждение (Donner, 1951). Хююпяя (Нууррә, 1936) настаивал на их аллерёдском возрасте. Затем появились утверждения, что гряды Сальпаусселька возникли не только раньше II Балтийского ледникового озера (Нууррә, 1951), но, вероятно, даже предшествовали аллерёду (Mölder, u. a., 1957). Доннер (Donner, 1958) подверг критике эти взгляды, показал, что они сложились в результате неполной интерпретации аналитических материалов и стратиграфии. Радиоуглеродные датировки и варвометрические подсчеты также подтвердили правильность концепции Саурамо о возникновении гряд Сальпаусселька в верхнем дриасе. С этим вынужден был согла-

Таблица 1

Стратиграфия и абсолютная хронология готгянциала Балтики

Абсол. возраст по расч. по $C^{14}$ (от 1950 г.)	Северо-Запад РСФСР	Эстонская ССР	Латвийская ССР	Литовская ССР	Швеция	Финляндия	Стадии разнотипы Балтийского моря
10300—10000	Верхний дриас	Стадия сальпаусселька (финская, фенноскандинавская)	Аллерёдский межстадиал	Паливереская зона	Аллерёдский межстадиал	Аллерёдский межстадиал	II Балтийское ледниковое озеро
10800							
11200	Аллерёд	Аллерёдский межстадиал	Паливереская зона	Аллерёдский межстадиал	Южно-шведская стадия	Аллерёдский межстадиал	Карельское ледниковое море
11900—							
—12000	Средний дриас	Невская стадия (ленинградская)	Паливереская зона (североэстонская)	Паливереская зона	Южно-шведская стадия	Аллерёдский межстадиал	II Балтийское ледниковое озеро
12200							
12550—	Бёллинг	Охтинский межстадиал (лужско-невский)	Отепелеская зона (?)	Северолатвийская зона (?)	Бёллинский межстадиал	Аллерёдский межстадиал	Южно-балтийское бёллинское море (I Балтийское ледниковое озеро)
—12700							
13000—	Нижний дриас	Лужская стадия	Хаапсельская стадия	Верхневалдайская стадия	Сконые морены	Аллерёдский межстадиал	Арктическое море Ломма, Приледниковое озеро Шёбу
—13200							
	Плюсский межстадиал			Раунисский межстадиал (бурзавский)			



ситься и Хююпя (Нуурра, 1964), отказавшийся от своих прежних взглядов.

Последовательное отступление ледникового края привело к спуску II Балтийского ледникового озера. Особенно сильное падение уровня упомянутого озера произошло после таяния льдов севернее горы Биллинген, что сопровождалось проникновением океанических вод в Балтику. Это событие Де-Геер (De Geer, 1940) связывал с переходом от готигляциала к финигляциалу и датировал по ленточным глинам в 10060 лет назад. Новая оценка Нильсона, сделанная тоже по ленточным глинам — 10173 лет (Norgman, 1964) более согласуется с радиоуглеродными датировками. Округленно нижнюю границу голоцена очень часто относят к 10000 лет.

Проведенное нами сопоставление готигляциальных ледниковых стадий и межстадиалов, а также стадий развития Балтики ни в коей мере не претендует на окончательное решение проблемы. В настоящее время имеется немало дискуссионных проблем, среди которых особо выделяются вопросы о стратиграфическом положении и возрасте зон паливере и паливере, о выделении аллерёдских и бёллингских компонентов в составе охтинских межстадиальных образований и т. д. Выяснение этих вопросов на основе комплексного палеогеографического анализа является первоочередной задачей исследователей, занимающихся изучением последних этапов деградации оледенения на северо-западе Русской равнины.

[Поступило: 17. V.1966 г.]

#### ЛИТЕРАТУРА

- АЛЕННИКОВ, А. А.: 1957. Отступление ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции). — Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, т. 4. Вильнюс.
- БАРХАТОВА, В. П.: 1941. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. — Труды Северного геологического управления, вып. 9.
- БАСАЛИКАС, А. Б.: 1963. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы. — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 21.
- БАСАЛИКАС, А. Б.: 1965. О приледниковых водоемах южной Прибалтики. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л.
- ВИГДОРЧИК, М. Е., МАЛАХОВСКИЙ, Д. Б., САММЕТ, Э. Ю.: 1962. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. — В кн.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.
- ВИНОГРАДОВ, А. П., ДЕВИРЦ, А. Л., ДОБКИНА, Э. И., МАРКОВА, Н. Г.: 1963. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 4. — Геохимия, № 9. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., 1962.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. — Instytut Geologiczny, Prace, t. 34, cz. I, Warszawa.

- КАЯК, К. Ф.: 1963. О краевых ледниковых образованиях юго-восточной Эстонии. — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 21.
- КОНДРАТЕНЕ, О. П.: 1963. Межстадиальные отложения последнего оледенения в долине р. Ула. — Труды Академии наук Литовской ССР, серия Б, № 3 (34).
- ЛИСИЦЫНА, Г. И.: 1958. К вопросу об аллерёде Прибалтики и о возрасте стоянки Кулда. — Сов. археология, № 3.
- ЛИСИЦЫНА, Г. И.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.
- МАЛЯСОВА, Е. С., КАЛУГИНА, Л. В., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1959. О палинологической характеристике межморенных отложений Силурийского плато. — В кн.: Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений. Л.
- МАРКОВ, К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — Труды Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР, вып. 117. М.—Л.
- МЯННИЛЬ, Р. П., ПИРРУС, Р. О.: 1963. Разрезы позднеледниковых отложений у Хальяла и Выру. Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, т. XII. Таллин.
- НЕЙШТАДТ, М. И.: 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М. Последний европейский ледниковый покров: 1965. М.
- РАУКАС, А. В.: 1963. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. — Труды Института геологии АН Эстонской ССР, т. XII. Таллин.
- САВВАИТОВ, А. С., СТЕЛЛЕ, В. Я., КРУКЛЕ, М. Я.: 1964. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, т. 3. Рига.
- САВВАИТОВ, А. С., СТРАУМЕ, Я. А.: 1963. К вопросу о стратиграфической двучленности покрова морены валдайского оледенения в междуречье нижних течений рек Даугава и Гауя. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, т. 2 (Труды Института геологии АН Латвийской ССР, т. 11). Рига.
- САММЕТ, Э. Ю.: 1963. О связи стадийных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 21.
- САММЕТ, Э. Ю.: 1965. Основные этапы развития некоторых типов приледниковых озер в западной части Ленинградской и Псковской областей. — В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л.
- УШКОВА, Т. В., МАЛЯСОВА, Е. С.: 1965. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда. Baltica, vol. 2. Вильнюс.
- УШКОВА, Т. В., МАЛЯСОВА, Е. С., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.: 1965. Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена района Ленинграда. — В кн.: Проблемы палеогеографии. Л.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1963. Основные этапы изучения четвертичных отложений и история развития восточной части Финского залива. — Baltica, vol. 1. Вильнюс.
- СЕРЕК, А. G.: 1965. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. — Geologie, Jg. 14, H. 5—6.
- DE GEER, E. H. G.: 1963. De Geer's part in exploring the history of the Baltic Sea. — Baltica, vol. 1. Vilnius.
- DE GEER, G.: 1940. Geochronologia suecica principes. — Kgl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar, ser. 3, bd. 18, N 6.
- DONNER, J.: 1951. Pollen-analytical studies of the late-glacial deposits in Finland. — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, № 24. Helsinki.
- DONNER, J.: 1958. The late-glacial period and its correlation with the retreat stages of the ice in Finland. — Comptes rendus de la Société géologique de Finlande, № 30. Helsinki.
- FROMM, E.: 1963. Absolute chronology of the late-Quaternary Baltic—Baltica, vol. 1. Vilnius.

- GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glacialle ir postglacialle (holocene) pagrindiniai etapai, VVU Mokslo Darbai, t. VII, Vilnius.
- HYYPPÄ, E.: 1936. Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. — Bulletin de la Commission géologique de Finlande, № 115, pt. 24, Helsinki.
- HYYPPÄ, E.: 1951. Kuiva Salpausselän rakenteesta. — Geologi, v. 3.
- HYYPPÄ, E.: 1960. Quaternary geology of Eastern and Northern Finland. Helsinki, 1960 (International Geological Congress. XX Session, Norden. Guidebook to excursion C 35.)
- HYYPPÄ, E.: 1964. On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. — Fennia, v. 89, № 1.
- KAJAK, K.: 1961. Kvaternaarsele setete Prangli saare tugiprofiil. VI Eesti looduseuurijate päev. Ettekannete teesid. Tartu.
- LEIVISKA, J.: 1951. Drei eiszeitliche Randmoränen. — Fennia, v. 74, № 1.
- LOOKENE, E.: 1961. Mandrijää servamoodustistest, fluvioglaatsiaalsetest setelest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas. — Geoloogiline kogumik. Tartu.
- LUNDQVIST, J.: 1961. Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinien i Sverige. Stockholm. (Sveriges Geologiska Undersökning, ser. Ba, № 18).
- MARTINSSON, A.: 1960. The submarine topography of the Baltic Cambro-Silurian area. — Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, vol. 38, pt. 1.
- MOLDER, K., VALOVIRTA, V., VIRKKALA, K.: 1957. Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland. — Bulletin de la Commission géologique de Finlande, № 178, Helsinki.
- NILSSON, E.: 1958. Issjöstudier i Södra Sverige. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. 80, h. 2.
- NILSSON, E.: 1960. Södra Sverige i senglacial tid. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. 82, h. 1.
- NILSSON, E.: 1964. Geochronological investigations in southern Sweden. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. 86, h. 2.
- NORRMAN, J. O.: 1964. Lake Vättern: investigations on shore and bottom morphology. — Geografiska Annaler, vol. 46, № 1—2.
- ROSA, B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. — Studia Societatis Scientiarum Torunensis, sect. 3, vol. 5.
- SAURAMO, M.: 1929. The Quaternary geology of Finland. — Bulletin de la Commission géologique de Finlande, № 86, Helsinki.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki. (Suomalaisen tiedeakatemia toimituksia, sar. A, III, № 51).
- STOLPE, P.: 1942. Känn ditt land. Stockholm.
- The Quaternary: 1965, vol. 1, Ed. by K. Rankama. London.
- THOMSON, P. W.: 1935. Vorläufige Mitteilungen über die spätglaziale Waldgeschichte. Estlands. — Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. 57, h. 1.
- ZĀNS, V.: 1937. Leduslaikmets un pēdēduslaikmets Latvijā. Latvijas zeme, daba un tauta, d. 1. Rīgā.

## CORRELATION OF GOTHIGLACIAL ICE MARGINAL BELTS IN THE BALTIC SEA DEPRESSION AND THE NEIGHBOURING COUNTRIES

by

L. SEREBRYANNY & A. RAUKAS

### SUMMARY

According to G. de Geer (1940) glacial extinction in the Baltic area consisted of three large intervals dated by varve countings and recently by  $C^{14}$  method. These intervals, Daniglacial (20,000—13,000 B. P.), Gothiglacial (13,000—10,000 B. P.) and Finiglacial (10,000—8,000 B. P.), had different palaeoglaciological and natural conditions. The present paper deals with Gothiglacial ice marginal belts and Baltic stages so important for the Quaternary history of East Baltic area.

The first Gothiglacial ice advance began about 13,200—13,000 B. P. and left an almost uninterrupted marginal belt of Luga stage in NW Russia, Haanja stage in SE Estonia, North Lithuanian stage in North Lithuania and Skåne moraines in the southernmost Sweden. Glacial Lake Sjöbo and the Arctic Lomma Sea corresponded roughly to this cold time (Nilsson, 1960).

The following Bölling interstadial lasted from 12,700—12,550 to 12,200 B. P. and may be compared with the Okhta (Luga—Neva) interstadial of the Leningrad Region. During this interstadial many local glacial lakes were dropped to the South Baltic Sea which transgressed eastwards and probably was synchronous to the 1-st Baltic Ice Lake (in the eastern Baltic).

The general but short ice advance about 12,000 B. P. was marked by marginal formations of Neva or Leningrad, Pandivere or North Estonian and South Swedish stages. The Karelian Ice Sea created along the ice front and connected with oceans not only in the west, as the South Baltic Bölling Sea, but also in the east (Hyyppä, 1960, 1964).

The Karelian transgression developed during the Alleröd interstadial, from 12,000—11,900 to 10,800 B. P., and resulted in the better climatic conditions of the Baltic area. About 11,200 B. P. a minor ice advance led to the accumulation of marginal forms in Västergötland, north Småland and Gotska Sandön in Sweden. Probably the marginal belt of Paliwere stage in Estonia and Väärämäenselkä moraine in the Karelian Isthmus appeared at the same time.

The last Gothiglacial ice advance took place from 10,800 to 10,300 B. P., when the marginal belts of Salpausselkä, Middle Swedish and Ra

moraines were accumulated. The 2-nd Baltic Ice Lake occupied the Baltic depression.

The presented correlation illustrated by Table I and Fig. 1 is only a preliminary ground for future research.

## CORRÉLATION DES FORMATIONS GOTHIGLACIALES MARGINALES DANS LA DÉPRESSION DE LA MER BALTIQUE ET DES PAYS VOISINS

par

L. SEREBRYANNY & A. RAUKAS

### RÉSUMÉ

G. De Geer (1940) a subdivisé la période de la déglaciation de la région baltique en trois grands intervalles, qui ont été daté par la méthode varvométrique et récemment par la C<sup>14</sup>-méthode. Ces intervalles sont Daniglacial (20 000—13 000 A. P.), Gothiglacial (13 000—10 000 A. P.) et Finiglacial (10 000—8 000 A. P.). Ils se sont distingués par différentes conditions paléoglacielogiques et naturelles. Des formations Gothiglaciales marginales et des stades de la mer Baltique ont grande importance pour l'histoire quaternaire de l'Estonie. Ils sont élucidés dans cet article.

La première Gothiglaciale avance des glaces a été commencé à peu près 13 200—13 000 A. P. et a formé une grande zone marginale presque ininterrompu. Cette zone a rapport au stade de Luga en Russie nord-ouest, à celui de Haanja en Estonie sud-est, à celui Nord-Lithuanien en Lithuanie et à Skåne moraines en extrême sud de la Suède. Le lac de barrage de Sjöbo et la mer arctique de Lomma ont existé pendant ce temps froid (Nilsson, 1960).

L'interstade suivant de Bölling se durait de 12 700—12 550 jusqu'à 12 200 A. P. et correspondait à celui de Okhta (Luga—Néva) aux environs de Léningrad. Dans ce temps beaucoup de lacs locaux de barrages avait été baissés dans la mer Sud-Baltique, qui a transgressé vers l'Est et probablement a été synchrone avec le 1-er lac Baltique glaciaire (dans la partie orientale de Baltique).

La générale avance glaciaire de courte durée a peu près de 12 000 A. P. est marquée par les formations marginales des stades de Néva (Léningrad), Pandivéré (Nord-Estonien) et Sud Suédois. La mer Carélien glaciaire existée avant le glacier avait la liaison avec les océans non seulement à l'Ouest (comme la mer Sud-Baltique de Bölling), mais aussi à l'Est (Hyyppä, 1960, 1964).

La transgression Carélienne développait aussi pendant l'interstade d'Alleröd 6de 12 000—11 900 jusqu'à 10 800 A. P. et favorisait l'amélioration des conditions climatiques en toute Baltique. A peu près 11 200 A. P. une petite avance glaciaire a contribué à l'accumulation des formations marginales dans Västergötland, dans Småland du nord et dans l'île de Gotska Sandön en Suède. Probablement les formations marginales du stade de Palivéré en Estonie et la moraine de Väärämäenselkä en isthme Carélien se sont formées en même temps.

La dernière Gothiglaciale avance des glaces a eu lieu de 10 800 jusqu'à 10 300 A. P., quand les barrages de Salpausselkä, les moraines de la Suède centrale et celles de Ra de Norvège se sont formés. Le bassin Baltique a été occupé par le 11-ème lac Baltique glaciaire.

Ces corrélations (fig. 1. et table I) sont préliminaires et seront la base pour les explorations prochaines.

## ЛОКАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В РАЗВИТИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ И ПРОБЛЕМА ДАТИРОВКИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КУЛЬТУР

П. М. ДОЛУХАНОВ, М. Е. ВИГДОРЧИК, О. М. ЗНАМЕНСКАЯ,  
Э. Ю. САММЕТ. Ленинград

Данная работа является попыткой привлечь материалы по развитию растительности Северной Европы (в основном по данным спорово-пыльцевого анализа) к решению одной из проблем палеогеографии: датировке археологических памятников. Накопившиеся к настоящему времени материалы спорово-пыльцевых анализов позволяют поставить проблему корреляции фаз развития растительности на территориях, значительно удаленных друг от друга. Широкое применение радиоуглеродных датировок делает такие корреляции достаточно обоснованными.

Развитие растительности в Северной Европе начинается непосредственно с момента освобождения из-под льда соответствующих территорий.

Рассмотрение развития растительности и всех фактов развития географической обстановки, а также развития человеческих культур приводит к выводу о существовании границы, разбивающей рассматриваемое время на два неравных отрезка: позднеледниковье и послеледниковье. В соответствии с точкой зрения К. К. Маркова (1965, стр. 136) первый относится нами к плейстоцену, второй — голоцену.

### Позднеледниковое время

Значительная часть Северной Европы освободилась ото льда в течение фазы отступления ледника, обозначенной Де-Геером как «Данингляциал», за начало которого принимается отступление ледника от Южно-Померанских краевых морен (условная датировка 14 000 лет до н. э.). Концу позднеледниковья соответствует отход ледника от внутренней гряды Сальпаусселькя (По Г. Де-Гееру — граница между Готи- и Финигляциалом). Э. Нильсон (1960) недавно датировал эту границу по ленточным глинам 8 300 лет до н. э. Эта датировка подтверждается

и радиоуглеродными датами, в частности на торфянике Агерёдс-Моссе в Южной Швеции:  $8270 \pm 150$  и  $8795 \pm 180$  лет до н. э.

В Ярославской области (болото Сомино) та же граница датирована  $8300 \pm 300$  и  $8500 \pm 300$  лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

Одной из причин, побуждающих отнести позднеледниковые к плейстоцену, является существование «внутри» него теплых и холодных колебаний, сопоставимых со стадиями и интерстадиалами, столь характерными для ледниковых эпох. Таких теплых периодов в позднеледниковое время выделяется два: аллерёд и бёллинг. Эти потепления разделяют холодное субарктическое время на 3 отрезка — древний, средний и молодой дриас. На северо-западе европейской части Союза позднеледниковью соответствуют стадии Лужская (Невская?) и Сальпаусселья, разделенные интерстадиалом аллерёд.

Процесс эволюции растительности на территории, освобожденной ото льда, сводится к последовательному проникновению отдельных видов, перенесших холодные условия вюрмского ледниковья в центрах ледниковой консервации. Решающими факторами этой эволюции являются сукцессия иммиграции и межвидовая конкуренция. Первый фактор в большой мере зависит от расположения центров консервации и скорости миграции.

Согласно представлениям И. Иверсена (1960), заселение флорой свободных субстратов, какими являлись освобожденные ледником территории, начинается с появления пионерной флоры, в которой преобладают светолюбивые однолетние растения, с высокой скоростью миграции и сравнительно недалеко расположенными центрами консервации. Пионерная флора в ходе конкурентной борьбы вытесняется климаксовой, состоящей из теневыносливых многолетних растений и находящейся в состоянии динамического равновесия со средой.

Таким образом, наблюдаемая смена растительности не всегда является простой реакцией на изменение климатических условий, что затрудняет сопоставление отдельных дробных фаз такого развития. Но наряду с этим, биологическое развитие определенных растительных сообществ определяется «границами» экотопа, которые, в свою очередь, определяются климатом. Однако, развитие растительности было в достаточной мере сходным в различных частях Северной Европы для того, чтобы производить сопоставление некоторых крупных единиц растительной эволюции.

**Древний дриас.** В пыльцевых диаграммах, охватывающих позднеледниковое и собственно ледниковое время (pleni-glacial) древний дриас выделяется по значительному увеличению содержания пыльцы рода полыней.

В низах древнего дриаса в Дании (Iversen, 1954) отмечается значительное количество пыльцы облепихи (*Hippophaë*). Среди древесных преобладает береза — типичный представитель пионерной флоры, — отмечают отдельные зерна сосны, а также кустарничковой ивы. Недрев-

есные превышают общее содержание древесной растительности в 8—10 раз.

В Голландии Ван-дер-Хаммен (1952) отмечает большое содержание в спектрах древнего дриаса степной засухоустойчивой растительности: *Artemisia*, *Plantago*, *Helianthemum*, *Hippophaë*, что позволяет ему сделать вывод о значительно более континентальном климате в дриасе, чем в собственно ледниковое время.

**Бёллинг.** В озере Бёллинг-Сё в Дании бёллинг выделяется прежде всего по значительному сокращению недревесной растительности. Увеличение древесной растительности достигается почти исключительно за счет березы, которую Иверсен определяет как *Betula pubescens*. В целом фитоценоз определяется им как парковая тундра. Наличие в значительных количествах пыльцы *B. pubescens*, *Hippophaë*, *Sorbus aucuparia* позволяет считать, что средние июльские температуры не опускались ниже  $10^{\circ}\text{C}$ . (Iversen, 1954). В Голландии Ван-дер-Хаммен (1952) обратил внимание на существование двух пиков кустарничковой ивы на верхней и нижней границах бёллинга и совпадающих с пиком *Juniperus*. Он объясняет это двукратным прохождением через данную точку границы леса. *Juniperus* является типичным представителем пионерной флоры, распространение которого обычно предшествует распространению березовых лесов.

Бёллинг отмечен в ряде диаграмм Дании, Северной Германии, Литвы, а также в северных предгорьях Альп. Есть указания на существование этого потепления в Юго-Западной Норвегии (потепление Брендмюр) и в Юго-Восточной Финляндии.

**Средний дриас.** Образцы, взятые непосредственно выше горизонта бёллинга, отражают почти полное исчезновение древесной растительности: восстанавливаются условия субарктической тундры. Исчезновение *B. pubescens* и *Hippophaë* свидетельствует о том, что июльские температуры были во всяком случае ниже  $10^{\circ}$ . Обобщив ряд данных, Ван-дер-Хаммен (1952), приходит к выводу, что средний дриас в Голландии был более континентален, чем древний, и что континентальность возрастала к востоку и юго-востоку. На это указывает частая встречаемость *Artemisia*, *Ericales*, *Plantago*, *Helianthemum*, *Hippophaë*, а также важного индикатора континентальности климата *Sanguisorba minor*.

**Аллерёд.** Средний дриас сменяется потеплением значительно более интенсивным, чем бёллинг — аллерёдом. Есть все основания считать, что это потепление носило планетарный характер (Gross, 1954, 1955).

В Дании, по данным Иверсена (1954), в аллерёде существовали настоящие березовые леса, среди которых определены до вида *B. pubescens* и даже термофильная *B. verrucosa*.

Нахождение таких термофильных растений как *Solanum dulcamara* позволяет считать, что средние июльские температуры здесь превышали  $13-14^{\circ}\text{C}$ . Акватическая флора среди которой отмечены *Oenanthe*

*aquatica, Typha latifolia, Scirpus lacustris, Nymphaea candida* подтверждает этот вывод.

В голландских диаграммах в аллереде можно проследить фазу смены березовых лесов березово-сосновыми (v. d. Hammen, 1952).

При движении на восток содержание сосны увеличивается (Schütgumpf, 1955).

В ландшафтах, расположенных далее к востоку, картина существенным образом меняется. В северо-восточной Польше и Калининградской области РСФСР в аллереде уже преобладает сосна (70—90% среди древесной растительности); определена до вида *Pinus silvestris*. Береза в «оптимуме» аллереда составляет 15—30% (*B. pubescens, B. nana*). В ряде диаграмм наблюдается вытеснение березы сосной. Этот район является наиболее западным районом, где в аллереде присутствует ель (в ряде диаграмм до 12%). Ель обычно поднимается ниже и выше «оптимума», соответствующего кульминации сосны, заходя в средний и молодой дриас. Здесь же в аллереде отмечается (Firbas, 1949) до 10% орешника и до 5% широколиственных (дуб, липа). Сходная картина наблюдается в ряде литовских диаграмм, опубликованных В. Гуделисом и М. Кабайлене (Gudelis, Kabailienė, 1958).

В юго-западной Литве аллеред установлен в ряде разрезов в долинах рр. Ула и Мяркис. Повсеместно преобладает пыльца сосны; довольно много березы. Травянистые (*Artemisia, Chenopodiaceae*) споры *Selaginella selaginoides*, значительно возрастают выше и ниже слоев, относимых к аллереде. Радиоуглеродные датировки аллереда:  $9500 \pm 430$  лет до н. э. (Памяркес, верхний слой погребенного комплекса),  $9200 \pm 340$  лет до н. э. (торфяник Бержуолайтис). В двух случаях получены даты, близкие общепринятым датировкам бёллинга: Рудня  $12715 \pm 315$ , Памяркис, нижний горизонт,  $10260 \pm 160$  лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

В Латвии в спектрах аллереда преобладает сосна (67%). Береза присутствует в пределах 20—30%. Ель образует максимум в нижележащей зоне — 10% и вновь повышается до 7% в вышележащей. Недревесная растительность представлена *Chenopodiaceae, Artemisia, Ericaceae, Bryales, Sphagnales* (Бартош, 1963).

В южной Эстонии в аллереде преобладает древесная растительность. Наблюдается характерное чередование: береза—сосна—береза; максимум сосны в средней части зоны составляет 73%. Ель присутствует в небольших количествах — в нижней и верхней отрезках аллереда, частично заходя в дриас. В незначительных количествах присутствует пыльца широколиственных и лещины.

Существенные отличия наблюдаются в северной Эстонии. Здесь преобладает пыльца сосны. Значительно больше ели, причем наблюдается 2 четко выраженных максимума, один — в нижней части (10%), второй — в верхней части (17%). Из недревесных — *Artemisia* и *Chenopodiaceae* значительно увеличиваются в верхней части зоны. Господствует пыльца злаковых и разнотравья. (Мянниль, Пиррус, 1963).

В Приильменье аллеред установлен в озерных глинах под палинологически охарактеризованными голоценовыми образованиями торфяника Невий Мох. Здесь преобладает пыльца сосны, выше вытесняемая березой. Четко выражен максимум ели — 28%. Широколиственных 8% (орешник, дуб, липа, вяз) (Вигдорчик, 1962).

Сходная картина: преобладание сосны и 2 максимума ели в верхней и нижней частях аллереда наблюдается в диаграммах, происходящих из долин рр. Ловать и Сороть. В последнем случае интересно сравнение с диаграммой из южной Эстонии, расположенной непосредственно к западу. Обращает на себя внимание огромная разница в содержании ели: 30—60% против 5—10% в Эстонии. Очевидно между этими двумя точками в аллереде проходила граница распространения ели.

В целом при движении на восток наблюдается общее увеличение содержания березы и ели, образующей совершенно четкий нижний максимум.

Береза и ель преобладают в горизонте погребенного торфа, относимого к аллереде, в известном разрезе у Горелово, под Ленинградом. Датировка по  $C^{14}$ :  $9500 \pm 250$  лет до н. э. (Лисицина, 1959; Серебряный и др., 1962).

В Юго-восточной Финляндии, в непосредственной близости от края ледника аллеред характеризуется равным развитием сосны и березы при некотором преобладании первой. Ель образует 2 пика в нижней и верхней частях аллереда. Обнаружена пыльца широколиственных: *Corylus, Tilia, Ulmus* (Mölder, Valovirta, 1957).

Выше, в молодом дриасе, следует в большинстве диаграмм резкое сокращение пыльцы древесных и увеличение недревесных, в особенности *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. В более северных ландшафтах сосна продолжает играть существенную роль в молодом дриасе. Частично молодой дриас захватывается «нижним максимумом ели».

Одним из первых растений, проникших на освободившиеся ото льда земли, были полыни — *Artemisia*. Важная роль элементов степной растительности в приледниковых ландшафтах может объясняться: 1) относительно высокими среднегодовыми температурами, 2) общей континентальностью климата и 3) сильным развитием бедных выщелоченных почв.

На быстрое распространение березы во время потеплений могли влиять близость ее ледниковых убежищ (возможно существование очагов и внутри зоны оледенения) и скорость миграции. Береза является типичной пионерной породой — светолюбивой, продуктивной, с коротким вегетационным периодом. Сравнение диаграмм аллереда показывает, что береза преобладала в северо-западных областях. Можно предположить, что эти области и были ближе всего к центрам консервации березы. Сосна, обладая более длительным вегетационным периодом, имеет тенденцию вытеснить березу. Сравнение диаграмм Северной Европы показывает на увеличение содержания сосны в аллереде с запада на восток, наибольшие значения достигаются в Прибалтике; при дви-

жении на восток содержание сосны вновь уменьшается. Очевидно эта область ближе всего располагалась к центру консервации сосны (к северу от Карпат, по Фирбасу).

Наиболее западной областью, где отмечена ель в аллереде является Калининградская область. В Прибалтике и в Финляндии ель в аллереде присутствует, но в небольших количествах. К востоку ее содержание резко возрастает. Н. И. Пьявченко (1954) объясняет содержание ели в аллереде существованием на небольших глубинах «остаточной вечной мерзлоты». Характерно существование в ряде случаев двух пиков ели, выше и ниже аллереда. Большая континентальность климата на востоке объясняет большее процентное содержание ели. Здесь уже не наблюдается двух пиков — они сливаются в один «нижний максимум». В наиболее благоприятные периоды (средний и молодой дриас) ель, по-видимому, далеко заходила на запад.

Широколиственные породы безусловно принимали участие в сложении фитоценозов аллереда в особенности в более южных областях. Присутствие их в северных областях объясняется дальним заносом пылины.

В аллереде можно выделить следующие провинции: 1) березовые, 2) березово-сосновые, 3) березово-сосновые с участием ели, 4) преимущественно еловые.

К настоящему времени получено очень большое число радиоуглеродных датировок, позволяющих выразить основные фазы позднеледникового в абсолютных цифрах. В качестве временных рамок бёллинга можно принять цифры 11 500—10 500 лет до н. э. Аллеред, охарактеризованный очень большим числом радиоуглеродных определений в Центральной Европе, следует датировать 9000—10 000 лет до н. э. (Gross, 1954, 1955; Guillien, 1961).

В течение позднеледникового времени человек освоил приледниковые степи Северной Германии, Голландии, Бельгии. На севере люди проникли в Данию. На востоке — в Польшу, Литву, Белоруссию.

Это были люди, культура которых относилась к самой поздней поре верхнего палеолита.

Наиболее ранней позднеледниковой культурой является так наз. «Гамбургская культура», классические стоянки которой (Мейендорф, Штельмоор, Поггенвиш), расположенные в моренной области Северной Германии, недалеко от Гамбурга, исследовались в археологическом отношении А. Рустом, а в геологическом отношении — Шютрумпом (Rust, 1937, 1943, 1958).

Палеогеографические исследования, проведенные Р. Шютрумпом, позволяют отнести обе ступени Гамбурга к нижнему дриасу. Это подтверждается и радиоуглеродной датировкой Гамбурга II:  $12\,980 \pm 370$  лет назад — около 11 000 лет до н. э.

Чрезвычайно большое значение для развития верхнепалеолитических культур имел аллеред. Ко времени аллереда в Европе относят

большое число разнородных культур, которые зачастую обнаруживают в своем инвентаре некоторые общие элементы.

К аллереде относят распространенные в Северной и Центральной Германии (ФРГ) культуры «федермессер», исследованные Г. Швабедиссеном при участии Г. Гросса (1958). Радиоуглеродные датировки, полученные на стоянке Уселло (группа Тьенгер), колеблются в пределах 9000—9500 лет до н. э. Очевидно, в эти временные рамки могут быть заключены культуры «федермессер», в целом.

На севере Ютландии ко второй половине аллереда И. Иверсен (1946) относит единственную в Дании палеолитическую культуру — Бромме-Лингби.

Весьма хорошо датирована в районе Гамбурга Арнсбургская культура, которая соответствует верхнему дриасу. Дата по  $C_{14}$ : 8300 лет до н. э. (Rust, 1958).

В Польше в позднеледниковое время осуществлялось формирование крупных эловых форм. Детально изученная стратиграфия польских дюн, позволила польским исследователям датировать своеобразную верхнепалеолитическую культуру, распространенную на территории Польши и частично заходящую на территории Белоруссии и Литвы и известную теперь под названием «Свидерский или Мазовшанский цикл». Большая часть этапов этого «цикла» датируется бёллингом, аллередом и верхним дриасом (Chmielewska, 1961).

В Литве находят стоянки близкие к свидерской культуре, и памятники, более близкие к Арнсбургу. Косвенные датировки позволяют предположить совместное существование носителей свидерской и арнсбургской культур. Литва является крайней северо-восточной точкой проникновения позднеледниковых культур Северной Европы (Jablonskytė-Rimantienė, 1964).

К верхнему дриасу в северной части ФРГ относят большое число конвергентных «культурных ступеней», в которых черты «северного мадлена» уживаются с некоторыми мезолитическими чертами: Калленхардт, датируется второй половиной верхнего дриаса; Борнвиш — относится уже к пребореальному периоду.

#### Послеледниковое время

Послеледниковое развитие растительности Северной Европы может рассматриваться как ряд сукцессий, отражающих последовательные миграции отдельных видов древесной растительности. Большая роль чисто биологических факторов в развитии отдельных растительных сообществ может иметь своим следствием неполное совпадение отдельных фаз развития послеледниковой растительности, выделяемых в многочисленных локальных схемах. В своем развитии послеледниковая растительность проходит несколько общих фаз, вполне сопоставимых, на значительно удаленных территориях Северной Европы. Это 3 фазы, в основном соответствующие зо-, мезо- и неоглоцену схемы М. И. Нейштадта (1957). Трехчленное деление голоцена, разумеется не ис-

ключают более дробного членения при рассмотрении отдельных провинций.

**Эоголоцен** (пребореальный и бореальный периоды схемы Блитта-Сернандера, IV и V зоны Ф. Фирбаса, IV, V и VI зоны К. Иессена, IX, VIII и VII зоны Л. фон-Поста, зоны РВ, ВО-1 и ВО-2 по новой схеме Т. Нильсона).

В Дании, согласно Иверсену (1960), начало пребореального периода выделяется по значительному максимуму пыльцы *Juniperus*.

Затем следует непродолжительный пик осины (*Populus tremula*). Далее наступает длительный период преобладания березы (*B. pubescens*, *B. pendula*), к которой в небольших количествах примешивается сосна. Верхняя граница проводится по значительному усилению содержания пыльцы лещины (*Corylus avellana*).

Сосна столь же требовательна к свету, как и береза, но центры ее консервации располагаются значительно дальше. Имея более длительный чем береза вегетативный период, сосна медленно усиливается за счет березы.

К югу и востоку содержание сосны в пребореальных ландшафтах увеличивается.

Бореальная фаза в западных областях Северной Европы выделяется по массовому распространению лещины. Лещина является первым представителем «климаксической флоры», внедряющимся в леса пребореала. К концу бореальной фазы в лесах Дании и Южной Швеции присутствуют почти все широколиственные породы, кроме *Fagus* и *Quercus petraea*. По данным Иверсена, можно считать, что в бореальном периоде уже наступили условия климатического оптимума. Частая встречаемость *Vixum album* и *Hedera helix* свидетельствует о том, что летние температуры были выше, чем сейчас.

Приморская область ГДР и Польши, а также Дания и Южная Швеция в бореальном периоде характеризуются существованием сосново-березовых лесов с лещиной и с довольно большим содержанием широколиственных. На востоке эта провинция переходит в область, отличающуюся большим содержанием вяза и наличием ели. На западе (С.-З. ФРГ, Голландия) располагается область с пониженным содержанием широколиственных (из коих 50% составляет дуб) и менее продолжительным максимумом лещины. Внутренние области ГДР и Польши характеризуются пониженным содержанием орешника и преобладанием сосны (70—80%).

В областях, расположенных на северо-восток, от разобранных выше, пребореаль характеризуется так же, как и на западе, преимущественно березовыми лесами. Исключение составляют Литва и Латвия, ближе всего расположенные к центру консервации сосны, — здесь преобладает сосна (Гуделис, 1957). Особенностью пребореальных лесов северо-востока Северной Европы является присутствие в них ели. Ель

отмечена уже в Литве. Далее к С.-В. содержание ее увеличивается, одновременно с уменьшением содержания сосны.

Как и на западе, пребореаль отражает начальный этап развития лесной растительности. Присутствие довольно большого количества пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* свидетельствует о существовании островков степной растительности.

Бореальная фаза на северо-востоке балтийского бассейна, также как и в более западных районах характеризуется последовательным проникновением широколиственных пород в березовые и сосновые леса пребореального времени. Однако, вследствие большей суровости и континентальности климата, широколиственные леса не получают здесь такого развития как на западе.

Лещина, в западных областях Северной Европы образующая отчетливый максимум в бореале, вследствие большого удаления от центра консервации, запаздывает по сравнению с другими широколиственными породами при движении на С.-З. Лещина образует очень четкий максимум в Литве и в Латвии. Можно полагать, что один из центров ледниковой консервации лещины находился где-то к северу от Карпат. Центральная Эстония является наиболее северным районом, отмечающим проникновение лещины как передового представителя широколиственной растительности.

Литва и Латвия характеризуются преобладанием в бореале сосны. К северу и востоку (окрестности Ленинграда, Новгородская, Псковская, частично Вологодская области, Молого-Шекснинская низина) характеризуются преобладанием березы. Ель здесь составляет около 10%, широколиственные — 2—4%. Первой широколиственной породой, проникшей сюда в бореале, явился вяз.

В Финляндии — в нижней и верхней частях бореала господствует сосна, в средней — береза (Sauramo, 1958; Vasari, 1962). В целом бореаль характеризуется гораздо более сомкнутым лесным покровом. Уменьшается количество пыльцы степных растений.

**Мезоголоцен.** Атлантический период по схеме Блитта—Сернандера, VI и VII зоны Фирбаса, VII и VIII зоны Иессена, зоны V и VI фон-Поста, зоны АТ-1 и АТ-2 по последней схеме Т. Нильсона.

По представлению ряда исследователей, атлантический период соответствует климаксической фазе развития послеледниковой растительности, т. е. времени относительного равновесия между растительностью и средой.

В западной части Северной Европы атлантикум характеризуется господством широколиственных пород: дуба, вяза, липы.

По данным Иверсена (1960), в Дании на высоких местах росли преимущественно липовые леса, к которым примешивался вяз на богатых почвах и дуб на бедных. Ольха господствовала в особо увлажненных ландшафтах.

Северо-восток ФРГ характеризовался низким содержанием сосны, в противоположность северу ГДР и Польши, где сосны было много.



Далее к востоку располагается область высокого содержания сосны и ели. Эти области, расположенные по берегам Литоринового моря, характеризуются высоким содержанием ольхи (Firbas, 1952).

Северо-запад ФРГ и Голландия характеризуются ранним исчезновением сосны и преобладанием дуба среди широколиственных.

Внутренние области ГДР и Польши отличаются преобладанием сосны (50—70%), тогда как широколиственные, среди которых преобладает дуб, не превышают 10%.

В Литве в атлантикуме преобладает сосна (Гуделис, 1957). Сосна кроме того преобладает в центральной Финляндии, Карелии и в областях, расположенных к северу (Vasari, 1962; Iversen, 1949). Области, занимающие центральную и северную Прибалтику и далее на восток, характеризуются преобладанием березы над сосной, причем при движении на восток это преобладание увеличивается. Прибалтика, окрестности Ленинграда, Южная и Средняя Финляндия характеризуются содержанием ели, не превышающим 5%. Далее на восток содержание ели резко возрастает, доходя в Прионежье до 15—20%. Те же закономерности наблюдаются в изменении содержания широколиственных пород: Прибалтика — 15%, окрестности Ленинграда, Южная Финляндия 10%, Молого-Шекснинская низина, Прионежье — менее 10%.

Как указывалось, в значительной части северо-востока Северной Европы, первой широколиственной породой, появившейся в конце бореального периода, был вяз. В Литве, Латвии и частично в Эстонии значительное распространение вяза происходит сразу же после бореального пика лещины. Литва является единственной областью, где короткий максимум вяза сменяется длительным периодом преобладания дуба среди широколиственных. Дуб присутствует в довольно больших количествах в пыльцевых спектрах Прибалтики, но почти нигде он не преобладает среди широколиственных пород. Липа присутствует повсеместно в атлантикуме, распространяясь несколько позже вяза. О запаздывании распространения лещины при движении на северо-восток, свидетельствует то обстоятельство, что в ряде случаев (Эстония, Приильмень, Южная Финляндия) наблюдается максимум лещины, совпадающий с оптимумом атлантикума.

Состояние равновесия, в частности, выражается в значительном возрастании густоты лесов. Почти полностью исчезает растительность степного типа.

**Неоглоцено.** Суббореальный\* и субатлантический периоды по схеме Блитта-Сернандера, I, II, III и IV зоны фон-Поста, VIII, IX и X зоны Фирбаса, SB, SA-1 и SA-2 по схеме Т. Нильсона.

Если мезоглоцено можно рассматривать как время определенного равновесия между растительностью и средой, то неоглоцено знаменует собой нарушение такого равновесия. Изменение равновесия вызывается значительными изменениями климата: понижением температур и уве-

\* В отличие от схемы М. И. Нейштадта, мы включаем суббореальный период в неоглоцено.

личением сухости, — а также значительным увеличением роли антропогенного фактора, в особенности, в западной части Северной Европы.

В Дании в начале суббореального периода происходит значительное увеличение содержания ясеня (*Fraxinus*). По-видимому, произошло вытеснение ясенем ольхи, вследствие увеличения сухости. Далее, происходит резкое сокращение пыльцы вяза и одновременно увеличение ясеня. По мнению Иверсена, это объяснялось вымиранием вяза, вследствие понижения летних температур. Далее, происходит значительное сокращение плюща и омелы, что, по Иверсену, также объясняется ухудшением климата.

Выше, в большом числе пыльцевых диаграмм наблюдается резкое сокращение основных компонентов смешанного широколиственного леса. Одновременно происходит значительное увеличение пыльцы трав, среди которых господствуют *Chenopodiaceae* и *Gramineae*.

Это явление не может быть объяснено иначе, как сведением лесной растительности неолитическими земледельцами. Период появления признаков земледелия выделяется Иверсеном в определенную фазу развития растительности — фазу освоения земель, по-датски „Landnam“ (Iversen, 1949).

Граница VIII и IX зон в Дании проводится по «рациональной границе бука». В субатлантикуме продолжается сокращаться смешанные дубовые леса. Бук, образовав хорошо выраженный максимум, сокращается. Сокращение широколиственных происходит за счет значительного увеличения содержания сосны и березы. Существенную роль играют культурные злаки и другие растения, связанные с хозяйственной деятельностью человека.

В конце зоны наблюдается некоторое увеличение граба, не достигающего в Дании больших значений (Iversen, 1954, 1960).

Приморская область ГДР и Польши характеризуется высоким содержанием дуба, бука и сосны.

Северо-Запад ФРГ и Голландия характеризуются в это время преимущественно дубовыми лесами; дуба и граба немного, довольно много сосны. Напротив, области ГДР и ФРГ расположенные к югу, характеризуются значительно большим участием бука и граба. Равнины ГДР и Польши характеризуются преимущественно сосновыми лесами; среди широколиственных преобладает дуб (Firbas, 1952).

Литва является наиболее восточной областью, куда заходит граб, и одновременно наиболее западной областью распространения ели, содержание которой при движении на С-З увеличивается («верхний максимум ели»). Здесь преобладает сосна и береза, выше — только сосна (Гуделис, 1957). В Латвии и Эстонии в неоглоцено в целом преобладает сосна при значительном количестве березы, в особенности в суббореале. Количество пыльцы широколиственных значительно сокращается. Обычно преобладает вяз, иногда — липа. Всегда присутствует дуб. В районе Ленинграда сосна и береза развиты в равной степени, в Финляндии — преобладает сосна.

Во всех этих областях прослеживается четкий верхний максимум ели, достигающий порядка 50—60% и выше несколько сокращающийся. Четко прослеживается запаздывание этого максимума при движении с востока на запад: в Прионежье этот максимум формируется уже в атлантическом периоде.

На севере — в центральной Финляндии и Карелии в течение этого периода осуществляется замена сосновых лесов с примесью широколиственных преимущественно хвойными лесами. (Sauramo, 1958; Vasari, 1962).

В субатлантикуме в Прибалтике и в Финляндии значительно усиливается роль антропогенного фактора (увеличение трав: *Gramineae* в том числе и *Cereales*).

Однако, не подлежит сомнению, что антропогенный фактор проявлялся в восточной части Северной Европы значительно слабее, чем в западной.

Рассмотрим теперь чрезвычайно важный вопрос об абсолютных датировках рассмотренных выше основных фаз развития послеледниковой растительности Северной Европы.

Укажем датировку пребореала в торфянике Лапанева, Западная Финляндия:  $7940 \pm 350$  лет (все даты даются до н. э.); на севере Карельского перешейка:  $8195 \pm 300$  (Нуурра, Hoffren, Isola, 1962). В Эстонии (торфяник Улила) пребореаль датирован  $8100 \pm 320$  лет (Лийва, Ильвес, Янитс, 1965).

Граница между пребореалом и бореалом датируется в Швеции, Англии и на севере ФРГ 7800—8000 лет (Nilsson, 1964; Godwin, 1957).

Начало бореала в Агередс-Моссе датировано 7500—7300 лет; вторая половина — 6800—6200 лет (Nilsson, 1964). В Шлезвиге, ФРГ, (торфяник Зюдерлугум): начало бореала — 7000, середина — 6500. В Северной Швеции бореаль датируется 7300—6800 (Nilsson, 1964). В Приильменье бореальный период датирован  $6460 \pm 170$  и  $6680 \pm 140$  (Вигдорчик, 1962). В Эстонии (второй культурный слой Кунда) —  $6380 \pm 280$  (Лийва и др., 1965). В Западной Финляндии (торфяник Лапанева):  $6395 \pm 200$  (Нуурра а. о. 1962). Конец бореала датирован в Эстонии (торфяник Улила):  $5850 \pm 260$  (сообщение Э. О. Ильвеса).

Обобщая приведенные данные можно принять в качестве границ эоглоцена 8500—6000 лет до н. э.

В Калининской области пребореаль датирован 7500 лет до н. э. (Нейштадт, 1965). В Ярославской области (болото Сомино) пребореаль датируется 7800—7900 лет. Верхняя граница пребореала на том же торфянике: 7500 лет до н. э.

Несколько более молодая дата для пребореала получена на Шуваловском торфянике: 6800 лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

В торфянике Агередс-Моссе первая половина атлантикума датируется 6000—4500, вторая половина — 4500—3200 (Nilsson, 1964). Верхняя граница датируется: в Дании (Магеторп) — 3700—3500 на севере

ФРГ: 3200—2800 (Kubitzki, 1961). В Голландии (Эммен): 3000—3100 (Zeist, 1955) Англии (Скэлеби-Мосс)  $3180 \pm 120$  (Godwin, 1957).

В Эстонии середина атлантикума датирована (Улила):  $4310 \pm 240$  (сообщение Э. О. Ильвеса). В Ленинграде:  $4100 \pm 170$ .

Нижняя граница атлантикума на Шуваловском торфянике датирована 6000 лет до н. э. Верхняя граница там же датируется 2800 лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

В Калининской области (Осеченское болото) нижняя граница атлантикума определена в 5000 лет до н. э. верхняя — в 1800 лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

В Эстонии неолитическая стоянка Кяэпа (конец атлантикума — начало суббореала): 2400—2900 (Лийва и др., 1965). В Финляндии окрестности г. Хельсинки):  $2600 \pm 115$  (Нуурра а. о., 1962). Для Ярославской области (Берендеево болото) нижняя граница атлантикума имеет дату 4100 лет до н. э. (Нейштадт, 1965).

В качестве границ мезоглоцена можно принять 6000—3000 лет до н. э.; причем на северо-востоке мезоглоцен несколько «моложе».

Неоглоцен датируется 3000/2500 лет до н. э. по настоящее время. Граница между суббореальным и субатлантическим периодами, по-видимому, не синхронна. Ориентировочно ее можно провести между 500 лет до н. э. и рубежом нашей эры.

Значительные изменения, происходившие в географической обстановке в течение позднеледникового времени, привели, в конечном счете, к значительным изменениям в жизни первобытных людей. Важнейшим из этих изменений был переход от палеолита к мезолиту, что осуществилось в конце позднеледникового — самом начале послеледникового времени.

В Дании наиболее ранняя мезолитическая культура — Клостерлунд — датируется IV зоной, т. е. пребореальным периодом (Childe, 1948).

Несколько позже начинает развиваться цикл Маглемозе, представленный несколькими культурными группами, из которых наиболее ранней являются Мюллеруп и Лундби датируемые серединой бореального периода.

Продолжением традиций Лундби в VI зоне являются стоянки Свердборг и Хольмегаард (Childe, 1948; Brønsted, 1960). Последние ступени культуры Маглемозе представлены торфяниковыми стоянками Ламозе в Западной Зеландии, которые датские исследователи датируют концом бореального — значительной частью атлантического периодов (Jorgensen, 1963).

Стоянка Кильдегаард, датированная серединой атлантического периода, представляет собой сочетание традиций Маглемозе с влияниями Эртебёлле Childe, 1948; Brønsted, 1960).

Наиболее поздней культурой на западе Балтийского бассейна, экономика которой носила чисто присвояющий характер, является культура Эртебёлле. На поздних стадиях своего развития (Мульдберг I)

рыболовы Эртебелле существовали бок о бок с неолитическими земледельцами.

Развитие циклов Эртебелле происходило на фоне трансгрессий Литоринового моря, что чрезвычайно облегчает их датировку. Наиболее ранняя стадия Эртебелле (Конгемосен) сопоставляется с ранне-атлантической трансгрессией и датируется началом атлантикума. Стадия С (Блоксберг) сопоставляется со среднеатлантической трансгрессией; стадия Д (Дирхольм II) — с позднеатлантической. Стадия Мультиберг I датируется временем, предшествующим суббореальной трансгрессии, т. е. концом атлантикула — началом суббореала. В последнем случае имеется радиоуглеродная дата:  $2620 \pm 80$  лет до н. э. (Troels-Smith, 1953, 1959).

На севере ГДР и ФРГ выделяют две мезолитические культуры: Дювензе и Ольдеслоэ. Шютрум пф относит Дювензе к зонам VI + VII, т. е. к бореальному времени. Ольдеслоэ датируется началом атлантикума.

Как указывалось, мезолитический человек освоил широчайшие просторы Северной Европы. В Эстонии широко известная мезолитическая культура Кунда датируется концом бореального — началом атлантического периодов (Indreko, 1948). Недавно, II культурный слой в Кунде был датирован по  $C^{14}$ :  $6380 \pm 280$  лет до н. э. Недалеко от Кунды, мезолитические находки были сделаны в Тыврала, — в слое диатомитов. Торф, подстилающий диатомиты, был датирован  $5410 \pm 210$  лет до н. э. (Лийва и др., 1965).

В недавние годы в Эстонии был обнаружен крупный мезолитический памятник Нарва. Там прослеживается 3 мезолитических слоя, разделенных стерильными прослойками. I мезолитический слой датирован:  $3340 \pm 250$ . Второй слой датируется по кости:  $4060 \pm 210$ , по древесному углю:  $5620 \pm 210$ . Третий слой:  $5130 \pm 230$ . Все три слоя типологически не различаются. Пыльцевых характеристик памятника не имеется (не сохранилась пыльца).

В Финляндии, а также на сопредельных территориях Ленинградской области и Карельской АССР развиты мезолитические культуры, представленные почти исключительно кварцевым инвентарем. Детальные исследования В. Лухо позволили выделить 2 культуры: Аскола и Суомусярви. Исходя из косвенных сопоставлений, Лухо датирует Аскола пребореальным и бореальным периодами (Luho, 1956). Находка в морских отложениях, датированных началом бореального периода, под Выборгом (Антрея) рыбацкой сети, позволяет согласиться со столь ранней датировкой этой культуры (Sauramo, 1951).

Культура Суомусярви датируется в Финляндии концом бореального — началом атлантического периодов.

Подводя итог, можно сказать, что мезолитические культуры занимают весь эголоцен и значительную часть мезоголоцена, в отдельных случаях доживая до неоголоцена, где они сосуществуют с земледельческими племенами (Долуханов, 1965).

Крупные изменения происходившие в географической среде в течение мезоголоцена, были одной из причин, приведших к возникновению неолитических культур, важнейшей отличительной чертой которых является применение керамической посуды.

В течение мезоголоцена на значительных пространствах Европы осуществляется тот скачок в развитии производительных сил первобытного общества, каким был переход от присвояющей экономики к производящей: возникновение примитивного земледелия и скотоводства. На рубеже мезо- и неоголоцена — в конце четвертого — начале третьего тысячелетия — земледельческие неолитические племена проникают в Северную Европу: Северную Германию, Англию, Данию, Польшу, Южную Швецию. Это культуры родственные или одновременные культуре воронкообразных кубков.

Исследование земледельческих неолитических культур западной части бассейна Балтийского моря, значительно продвинувшееся за последние годы, позволяет в настоящее время составить универсальную хронологическую таблицу для этих культур. Неолит в современных схемах подразделяется на 3 отдела: нижний, средний и поздний. На основании типологии керамики культур воронкообразных кубков, К. Беккер выделяет 3 ранне-неолитические фазы (А, В и С) и 5 средне-неолитических фаз (I—V) (Becker, 1954).

В Швеции на стоянке Вэттерюд, типологически близкой к раннему неолиту С по Беккеру, были получены радиоуглеродные определения: 2600 и 2730 лет до н. э. Палинологическая датировка: начало суббореала (Tirlander, 1958).

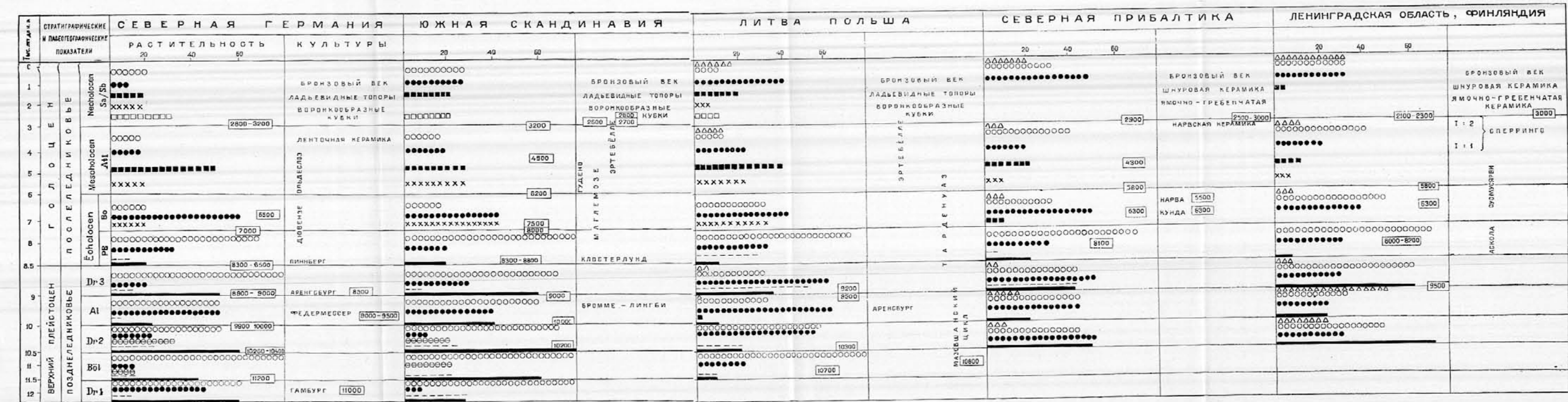
Средне-неолитические культуры представляющие собой фазы I—V культуры воронкообразных кубков, охватывают значительную часть суббореального периода. Поздний неолит (энеолит) и начало бронзы датируется серединой суббореала.

В значительной мере иначе осуществлялось развитие неолитических культур в северо-восточной части Балтийского бассейна. Появление неолитического населения здесь не сопровождалось существенными изменениями в хозяйстве, по сравнению с мезолитической эпохой. В Ленинградской области, Карелии и Финляндии древнейшее неолитическое население связывают с керамикой типа «сперрингс». Поселения, содержащие керамику этого типа, как правило, бывают приурочены к береговой линии, фиксирующей II трансгрессию Литоринового моря. Эта трансгрессия датируется началом мезоголоцена: около 4000 лет до н. э. Таким образом время существования культуры сперрингс может быть отнесено к четвертому тысячелетию до н. э. (Eugoraeus, 1950; Долуханов, 1963; 1965).

С проблемой керамики «сперрингс» связана проблема керамики «нарвского типа», с которой ряд исследователей связывает появление неолитических племен на территории Эстонии и Латвии. Наиболее типична эта керамика на стоянке Кяэпа в Эстонии. Пыльцевой анализ позволяет отнести культурный слой ко второй половине атлантического

П. М. ДОЛУХАНОВ, Н. Е. ВИГДОРЧИК, О. Н. ЗНАМЕНСКАЯ,  
Э. Ю. САММЕТ  
ЛОКАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В РАЗВИТИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ  
СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ В ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ  
ВРЕМЯ И ПРОБЛЕМА ДАТИРОВКИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ  
КУЛЬТУР

ТАБЛИЦА 1



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

Δ Picea    ○ Betula    ○ Pinus    ○ Salix    ■ ШИРОКОЛИСТВЕННЫЕ    □ Fraxinus    x Corylus    — Сумма НЕДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

периода. Датировка по  $C^{14}$ :  $2390 \pm 220$ ,  $2520 \pm 300$  и  $2905 \pm 240$  лет до н. э. (Лийва, Ильвес, Янтис, 1965).

Элементы керамики нарвского типа обнаруживаются и на торфяниковой стоянке Пиестиня (Латвия), также датированной атлантическим периодом (устное сообщение Ф. Загорскиса).

Развитие среднеолитической ямочно-гребенчатой керамики охватывает значительную часть суббореального времени. Различные фазы этой культуры обнаруживают четкую зависимость от береговых линий литориновых трансгрессий, что позволяет с известной точностью их датировать.

Наиболее четкая стратиграфия обнаруживается в стоянке Усть-Рыбежное. Культурный слой, приуроченный к слою погребенного торфа, здесь перекрыт песками Ладожской трансгрессии (Гурина, 1961). Радиоуглеродные датировки горизонта погребенного торфа колеблются в пределах 4000—2000 лет до н. э., что соответствует времени регрессии, предшествующей трансгрессии ладожского бассейна. Наиболее вероятным временем существования неолитического поселения является середина определенного интервала т. е. приблизительно 3000 лет до н. э.

Позднеолитические культуры в этой части балтийского бассейна приходятся на суббореаль. Стоянка Тамула в Эстонии, содержащая шнуровую керамику датирована по  $C^{14}$ :  $1640 \pm 180$  лет до н. э. С распространением шнуровой керамики эстонские археологи связывают проникновение земледелия в восточную Прибалтику (Янтис, 1959).

[Поступило: 13.VIII.1965 г.]

## ЛИТЕРАТУРА

- BECKER, C.: 1954. Die mittel-neolithische Kulturen in Südkandinavien. Acta Archaeologica. XXV. Kbh.
- BRONSTED, J.: 1960. Nordische Vorzeit. Bd. I. Neumünster.
- CHILDE, G. V.: 1948. Cultural sequence in the Stone Age of Northern Europe. Man, vol. XLVIII L.
- CHMIELEWSKA, M.: 1961. Obozowisko ze schyłku allerödu w Witowie. Prace i Mat. Muz. Arch. i Etn. w Łodzi. No 6, Łódź.
- EUROPAEUS-AYRAPAA, A.: 1932. Die relative Chronologie der steinzeitlichen Keramik in Finland. Acta Arch. I. fasc. 2.
- FIRBAS, F.: 1949. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte nördlich der Alpen. I. Bd. Jena. 2. Bd. Jena, 1952.
- GODWIN, H., WALKER, D., WILLIS, E.: 1957. Radiocarbon dating and postglacial vegetational history of Scaleby Moss. Proc. Roy. Soc. Ser. B. vol. 147. No. 918.
- GROSS, H.: 1954. Das Alleröd — Interstadial das Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 4/5 Öhringen.
- GUILLIEN, I.: 1958. Néoglaciare et Tardiglaciare: Géochimie, Palynologie, Préhistoire. Annales de Géographie. LXXI. No. 383.
- HAMMEN van der, Th.: 1952. The Late-Glacial Flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Leidse Geol. Medd. Deel XVII, Leiden.
- HYYPÄ, E., HOFFREN, V., ISOLA, A.: 1962. Geological Survey of Finland Radiocarbon Measurements. I. Radiocarbon. Vol. 4, New Haven.
- INDREKO, R.: 1948. Die mittlere Steinzeit in Estland. Stockholm.
- IVERSEN, J.: 1946. Geologisk datering af en senglacial boplads ved Bromme. Aarbøger for Nordisk Oldkyndighed og Historie. Kbh.
- IVERSEN, J.: 1949. The influence of Prehistoric Man on vegetation. Danm. Geol. Unders. Raekke III No. 6. Kbh.
- IVERSEN, J.: 1954. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. Danm. Geol. Unders. II Raekke. No. 80 Kbh.
- IVERSEN, J.: 1960. Problems of the Early Post-Glacial forest development in Denmark. Danm. Geol. Unders. IV Raekke. Bd. 4. N 3. Kbh.
- JABLONSKYTE-RIMANTIENE, R.: 1964. Kai kurie Lietuvos paleolito klausimai. (Некоторые вопросы палеолита в Литве) Lietuvos TSR MA Darbai, ser. A, 1 (16). Vilnius.
- JORGENSEN, Sv.: 1963. Early Postglacial in Aamosen. Danm. Geol. Unders. II Raekke. No. 87. Kbh.
- KUBITZKI, K.: 1961. Zur Synchronisierung der Nordwesteuropäischen Pollendiagramme. Flora. Bd. 150. No. 1. Jena.
- LUHO, V.: 1956. Die Askola-Kultur. SMYA. 57. Hels.
- MATHIASSEN, Th., DEGERBØL, M., TROELS-SMITH, J.: 1942. Dyrholmen. Det. Kgl. Danske Videns. Selskab., arkeol.-kunsthistorisk Skrifter Bd. I. Kbh.
- MÖLDER, K., VALOVIRTA, V., VIRKKALA, K.: 1957. Über die Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland. Bull. Bull. Comm. Géol. Finl. 178. Hels.
- NILSSON, E.: 1960. The regression of the land-ice in Sweden during the Alleröd and Younger Dryas ages. Report of the Int. Geol. Cong. XXI Sess. Norden. 1960. Part IV. Kbh.
- NILSSON, T.: 1964. Standartpollendiagramme und  $C^{14}$  — Datierungen aus dem Ageröds Mosse im Mittleren Schonen. Lunds Univ. Årskrift N. F. Adv. 2, Bd. 57. Nr. 7.
- RUST, A.: 1937. Die steinzeitliche Rentierjägerlager bei Meiendorf. Neumünster.
- RUST, A.: 1943. Die alt- und mittelsteinzeitliche Funde von Stellmoor. Neumünster.
- RUST, A.: 1958. Die jungpaläolithische Zeltanlagen von Ahrensburg. Offa-Bücher. Bd. 15. Neumünster.
- SAURAMO, M.: 1951. Eine erneute pollenanalytische Datierung des mesolithischen Netzenfundes von Antrea auf der Karelischen Landenge. Suomen Museo, LVIII. Hels.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser., A. III. 51. Hels.
- SCHÜTRUMPF, R.: 1955. Das Spätglazial Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 6. Öhringen.
- SCHWABEDISSEN, H.: 1954. Die Federmesser-Gruppen des Nordwesteuropäischen Flachlandes. Offa-Bücher. N. F. Bd. 9.
- TIRLANDER, J.: 1958. Pollen analytical investigation of two prehistoric layers at Vätteryd, Scania. Mém. Musée Hist. Univ. Lund.
- TRAUBERG, H.: 1961. Danske Kulstof-14 dateringresultater I. Medd. Dansk. Geol. Förening. Bd. 14, No. 4. Kbh.
- TROELLS-SMITH, J.: 1953. Ertebøllekultur — Bondenkultur Aarbøger for Nordisk Oldkynd. og Historie. Kbh.
- TROELLS-SMITH, J.: 1960. The Multbjerg dwelling-place. Smithsonian Report for 1959. Wash.
- VASARI, I. A.: 1962. Study of the vegetation of the Kuusamo district (North-Eastern Finland) during the Late-Quaternary period. Ann. Bot. Soc. Vanamo. 33. No. 1.
- ZEIST vAN, W.: 1955. Some radiocarbon dates from the raised bog near Emmen (Netherlands). Palaeohistoria. 4. Groningen.
- БАРТОШ, Т. Д.: 1963. Стратиграфия четвертичных отложений нечерноземной полосы Европейской части СССР. Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. II. Рига.

- ВИГДОРЧИК, М. Е.: 1962. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Приильменья. Вопросы четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Научн. сообщ. Инст. геол. и геогр. АН Лит. ССР. т. IV. Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В., КАБАЙЛЕНЕ, М.: 1958. Аллеродский и доаллеродский периоды в Литве в свете палинологических исследований болота Нопайтис (Юго-западная Литва). Научн. сообщ. Инст. геол. и геогр. АН Лит. ССР т. VI. Вильнюс.
- ГУРИНА, Н. Н.: 1961. Древняя история Северо-Запада Европейской части СССР. Материалы и исследования по археологии СССР. М.—Л.
- ДОЛУХАНОВ, П. М.: 1963. Последледниковая история Балтики и хронология неолита. Новые методы в археологии М.—Л.
- ДОЛУХАНОВ, П. М.: 1966. Палеогеография мезолита Северной Европы. Проблемы мезолита СССР. М.—Л.
- ДОЛУХАНОВ, П. М., ЗНАМЕНСКАЯ, О. М.: Палеогеографические принципы построения хронологии археологических культур. Археология и естественные науки, М.
- ЛИЙВА, А. А., ИЛЬВЕС, Э. О., ЯНИТС, Л. Ю.: 1965. Радиоуглеродное датирование некоторых археологических памятников Прибалтики. Археология и естественные науки, М.
- ЛИСИЦЫНА, Г. Н.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части СССР. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.
- МАРКОВ, К. К., ЛАЗУКОВ, Г. И., НИКОЛАЕВ, В. А.: 1965. Четвертичный период (Ледниковый период — антропогенный период) т. I. М.
- МЯНИНЬ, Р. П., ПИРРУС, Т. О.: 1963. Разрезы позднеледниковых отложений у Хальяна и Выру. Тр. инст. геологии АН Эст. ССР. т. XII. Таллин.
- НЕИШТАДТ, М. И.: 1957. История лесов и палеогеографии СССР в голоцене. М.
- НЕИШТАДТ, М. И.: 1965. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.
- ПЬЯВЧЕНКО, Н. И.: 1954. О природе нижнего максимума пылицы ели в торфяниках. Докл. АН СССР. т. 95 № 5 М.
- СЕРЕБРЯННЫЙ, Л. Р., ДЕВИРЦ, А. Л., МАРКОВА, Н. Г.: 1962. Новые данные об абсолютном возрасте аллеродских отложений в окрестностях Ленинграда. Бюл. ком. по изуч. четвертичного периода. № 27. М.
- ЯНИТС, Л. Ю.: 1959. Поселения эпохи неолита и раннего металла в приустье р. Эмайыги (Эстонская ССР) Таллин.

## LOCAL DIFFERENCIES IN VEGETATIONAL EVOLUTION OF NORTHERN EUROPE AND THE PROBLEM OF DATING OF STONE AGE CULTURES

by

P. M. DOLUKHANOV, M. E. VIGDORCHIK, O. M. ZNAMENSKAYA, E. J. SAMMET

### SUMMARY

The period of time under consideration may be divided into two unequal parts, the first (Late Glacial) being attributed to the Late Pleistocene, the second (Post Glacial) — to the Holocene. The time —

limit corresponding to considerable changes both in natural environment and in Praehistoric cultures may be fixed at 8,300—8,500 B. C.

Evolution of the geographical milieu in the Late Glacial time is determined by the last stages of the evolution of the Last Glaciation. Two warm climatic fluctuations may be distinguished within Late Glacial: Bölling (11 500—10 500 B. C.) and Alleröd (10,000—9,000 B. C.). The earliest Praehistoric culture to be found in Northern Europe is Hamburgian, palinologically dated to the Oldest Dryas. The Alleröd interval played an important part in the evolution of Upper Paleolithic cultures in the area. On the basis of numerous pollen-analytical data one may assume that during the Alleröd Birch and Pine forests prevailed in the North-Western Europe. In the eastern Baltic area Pine and Birch forests with presence of Spruce were the commonest whereas Spruce forests covered the best part of the continental North Eastern Europe.

The Holocene period may be divided into three smaller units: Eo-, Meso- and Neoholocene.

Eoholocene (Pre-Boreal and Boreal periods: 8,500—6,000 B. C.) is characterised by the spreading of the Birch forests, later, in the Boreal time, evicted by the Pine forests. Dense underwood of Hazel is typical for South-Western regions.

During the Eoholocene Mesolithic cultures spread all over the Baltic area. During that period take place the evolution of the Maglemose cycle in Southern Scandinavia and that of Düvensee and Oldesloe cultures in Northern Germany. The earliest Mesolithic culture in Estonia, Kunda, is dated to the Boreal time (6400 B. C.). Mesolithic cultures in Finland and adjacent areas of the USSR being correlated to Yoldia and Ancylus shore-levels are dated to Pre-Boreal and Boreal times.

During the Mesoholocene (Atlantic; 6,000—3,000 B. C.) the differences in the environmental conditions of the South-Western and North-Eastern parts of the Baltic basin become more pronounced. Broadleaved forests spread over the South-Western regions, while mixed coniferous-broad-leaved forests prevail in the North-Eastern areas.

The evolution of the Ertebølle cycle takes place during the Mesoholocene in Denmark and adjacent West Baltic territories. The earliest pottery culture known in Finland, Carelian ASSR and Leningrad district, Sperrings, on the ground of its being correlated to the Littorina II shore-level may be dated to the 4-th mill. B. C. The earliest Neolithic culture in Estonia, the Narva culture is dated to the second part of the Atlantic (Kääpa: 3,000—2,500 B. C.).

Toward the end of the Mesoholocene — beginning of the Neoholocene the first farming tribes make their appearance in the South-Western Baltic area ("Landnam"). Peculiarities in the environment are partly responsible for the fact that hunting and fishery for a considerable period of time remain the basis of the Neolithic economy in the North-Eastern regions. During the Neoholocene Ash, Hornbeam and Pine forests prevail

in South-Western Baltic areas. At the same time Spruce forests spread over North-Eastern regions.

The Middle-Neolithic cultures of the North-Eastern Baltic area fall to the beginning of the Sub-Boreal. The Late Neolithic coincides with the middle of this vegetational phase.

## DIE LOKALE VERSCHIEDENHEITEN IN DER VEGETATIONSENTWICKLUNG NORDEUROPAS UND DAS PROBLEM DER DATIERUNG DER STEINZEITLICHEN KULTUREN

von

P. M. DOLUKHANOV, M. E. VIGDORCHIK, O. M. ZNAMENSKAYA, E. J. SAMMET

### ZUSAMMENFASSUNG

Die wichtigen Änderungen im geographischen Milieu und in den steinzeitlichen Kulturen fanden um 8300—8500 v. Ch. statt. Die Evolution des geographischen Milieu während der Spätglazialzeit war von den letzten Phasen des Abbaues der Würm-Vereisung bedingt. Zwei bedeutende Klimaverbesserungen, nämlich, Bölling (11 500—10 500 v. Chr.) und Alleröd (10 000—9000 v. Ch.) fanden während der Spätglazialzeit statt. Die zahlreiche Ergebnisse der Pollenanalyse lassen annehmen, dass die Birken- und Kiefernwälder in Nordeuropa während der Allerödzeit vorherrschend waren. Die östlichen Gegende des Ostseeraumes waren mit den Kiefern- und Birkenwälder mit hohem Fichtenzusatz bedeckt. Die kontinentale Gebieten Osteuropas bestanden überwiegend aus Fichtenwäldern. Die älteste steinzeitliche Kultur Nordeuropas ist die s. g. Hamburger Kultur, die der Ältesten Dryaszeit angehört. Die allerödzeitliche warme Klimaschwankung spielte eine grosse Rolle in der Evolution der steinzeitlichen Kulturen.

Man kann den Holozän in drei Abschnitte, nämlich, Eo-, Meso- und Neoholozän, teilen. Der Eoholozän (Prä- und Borealzeit; 8500—6000 v. Chr.) kennzeichnet sich mit einer weiten Ausbreitung der Birkenwälder, die später, in der Borealzeit, durch die Kiefernwälder verdrängt wurden. Das üppige Haselunterwuchs war für die südwestliche Gebieten Ostbaltikums typisch. Während der Eoholozänzeit breiteten sich die mesolithische Kulturen im Ostseeraum aus. In westlichen Gebieten Baltikums fand die Entwicklung des Maglemosezyklus statt. Die mesolithische Kulturen Norddeutschlands, Duvensee und Oldesloe, sind zur derselben Zeit hinzubringen. Die älteste mesolithische Kultur Estlands datiert man aus der Borealzeit (6400 v. Chr.). Die mesolithische Kulturen Finnlands und der angränzenden Gebieten der UdSSR sind zur Prä- und Borealzeit hingebacht.

Die Verschiedenheiten des geographischen Milieu der südwestlichen und nordöstlichen Gebiete des Ostseeraumes wurden während des Mesoholozäns (Atlantikums; 6000—3000 v. Chr.) noch deutlicher. Die Eichenmischwälder breiteten sich stark in südwestlichen Gebieten aus, weil in dem nordöstlichen Teil Baltikums Birken- und Kiefernwälder mit starker Beimischung von Laubholzarten vorherrschend waren. Während des Mesoholozäns fand die Entwicklung des Erteböllezyklus in Dänemark und in anderen Ländern des Westbaltikums statt. Die älteste Keramikkultur Finnlands, Kareliens und des Leningrader Gebietes, Sperrings, ist auf Grund ihres Anknüpfens an die Uferlinien der zweiten Littorinatransgression aus IV Jahrtausend v. Chr. datiert. Die älteste Keramikkultur Estlands (Narvakultur) stammt aus der zweiten Hälfte des Mesoholozäns (Kääpa: 2500—3000 v. Chr.) her.

Die erste Einwanderung der Ackerbaustämme im Ostseeraum (s. g. Landnamphase) fand zur Ende des Mesoholozäns statt.

Eine starke Verbreitung der Buchen- und Hainbuchenwälder während der Neoholozänzeit in den westlichen Gebieten Baltikums war zeitlich mit der Verbreitung der Fichtenwälder im Ostbaltikum verknüpft. Die mittelnolithische Kulturen Nordostbaltikums sind mit dem Anfang der Subborealzeit (Neoholozäns) zu datieren. Die spätneolithische Kulturen fallen mit der Mitte der Subborealzeit zusammen.

AGE AND EVOLUTION OF MELT-WATER BASINS IN THE  
MASURIAN LAKE DISTRICT

by

JADWIGA STASIAK, Warszawa

The Baltic shore region as well as the whole territory covered by the last (Würm) glaciation is characterized by a large number of meltwater basins, noticeable in the surface as depressions. As a rule, small meltwater basins are dry, while those of larger dimensions are at different stages of evolution, from lake basins still considerably deep to depressions already entirely vanished, which have passed the lacustrine phase and are now covered by a thick peat layer.

Palynological examinations dating the age of the meltwater basins in the Masurian Lake District have been started on a larger scale by H. Gross, who in the period from 1934 to 1940 published numerous pollen diagrams from these regions. In his paper (Gross, 1943), this author gives a general characteristic of the conditions that ruled here in the Late Glacial and at the beginning of the Holocene. Apart from Gross, palynological examinations were also made here by: Gams and Ruoff (1929), Breitenfeld and Mothes (1940), and by others. The authors mentioned dealt mainly with peat bogs.

Research on the history of meltwater basins existing today as lakes (all of the lakes studied so far have been found to have originated from buried ice melting, while formerly their origin had been ascribed to a variety of causes) has been initiated in 1958 by means of pollen analyses and examinations with radio carbon  $C_{14}$ \* by the present author, under the direction of Professor J. Kondracki, with Lakes Kruklin and Wągiel as example (Stasiak, 1963). Up until today there have been examined palynologically the profiles of deposits from the following lakes: Mamry, Sniardwy, Mikołajki\*\*, Talty, Jegocin. In this same region, K. Bitner

\* Made in Hanover by Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

\*\* A profile from the central part of Lake Mikołajki, investigated by Dr. Ralska-Jasiewicz, is now in print; marginal profiles of this lake were studied by the present author.



examined numerous peat bogs; from these examinations, the present author made use in this paper of studies of the Kaczarajno and the Karaska peats.

In order to explain the mechanics of the origin of meltwater basins as well as their age and evolution, palynological examinations were made of profiles taken (by means of the core sounding equipment developed by K. Więckowski, 1961), from the central part of a given lake, and from the marginal zone of such depressions.

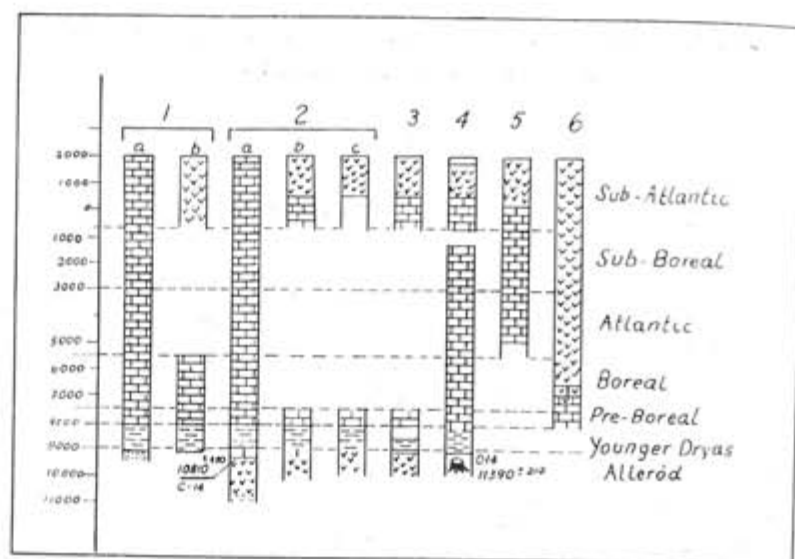


Fig. 1. Schematic profiles of examined meltwater basins  
1. Lake Mamry; a) central part; b) marginal zone. 2. Lake Mikołajskie; a) central part; b, c) marginal zone. 3. Lake Talty—marginal zone. 4. Lake Kruklin—marginal zone. 5. Lake Jegocin. 6. Peat-bog Karaska

The calcareous deposits and the peats were submitted to acetolysis by the simplified Erdman method; for late-glacial clays, flotation by the Frey method and acetolysis were applied. From comparisons of the pollen diagrams it became possible to draw conclusions as to the presence or absence of certain climatic periods and, thus, to establish the probable extent of the lake surface during individual climatic periods.

The existence of a great number of depressions all over the area of the last glaciation is connected with the common occurrence of dead ice blocks covered by glacial material. Melting of this dead ice has proceeded over long periods of time, many thousands of years—beginning with the Alleröd until the middle of the climatic optimum.

As determined from examinations made in the Masurian Lake District, the first traces of dead ice melting are found at the beginning of the Alleröd. It must be assumed that, initially, melting proceeded very slowly—a fact which in the depressions led to the formation of peat bogs dated from the beginning of the Alleröd (Fig. 1, Lake Mikołajki—Więckowski, 1966, Lake Wągiel—Stasiak, 1966). At the decline of the Alleröd,

Lakes Mamry and Sniardwy came into existence; at the same time, lakes developed in the middle of the Alleröd (Lake Kruklin, 1966) were increased in their surface area.

In order to picture more accurately the process of dead ice melting, there will be described in detail the Lake Mamry meltwater basin. Lake

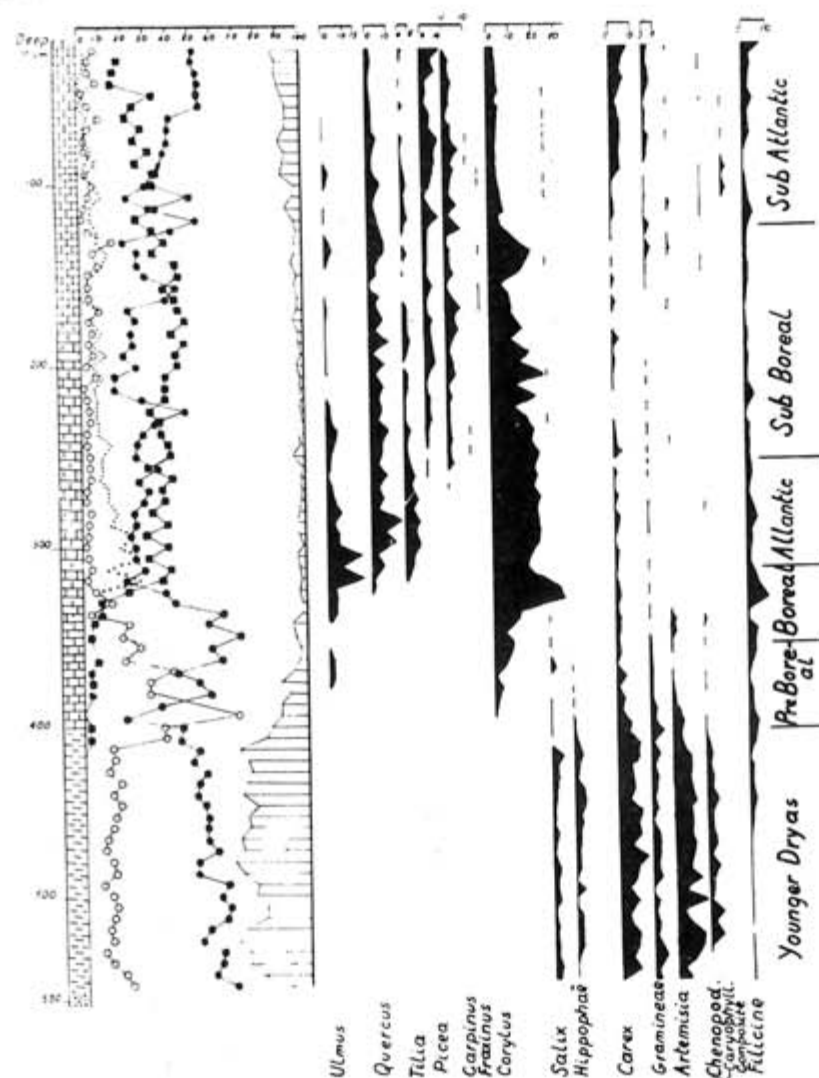


Fig. 2. Pollen diagram from Lake Mamry deposits (central part)

Mamry, second in size in the Masurian Lake District, consists of 5 basins connected into one large lake basin. Investigations were made in the northern part of this lake, in the basin of the proper Lake Mamry (this being the deepest of all), where in 1962 K. Więckowski extracted by means of his core sounding equipment a profile of bottom deposits some 5.5 m long, from below a 32 m water layer. Another profile examined palynolo-

gically was taken by the present author in 1963 at the shore of this lake, on Harsz peninsula. As illustrated in the stratigraphical picture (Fig. 1) and the diagrams attached (Figs. 2<sup>a</sup> and 3), this lake was

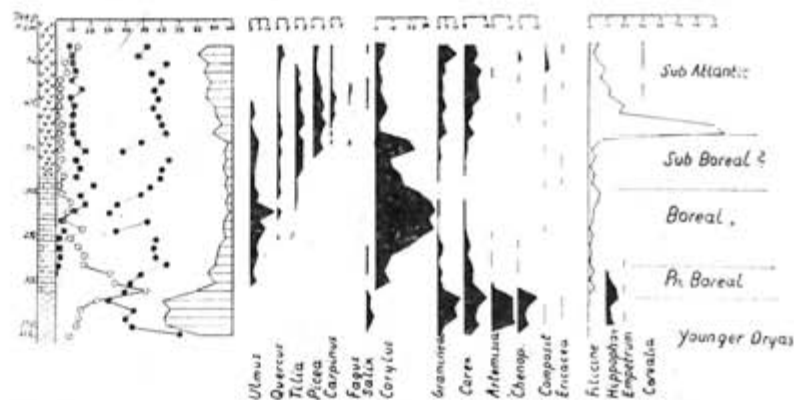


Fig. 3. Pollen diagram from Lake Mamry deposits (marginal zone)

formed at the decline of the Alleröd. In the lowermost thin layer of its deposits (1 cm thick) there appears an abrupt increase in the number of pollen; larger is here the share of tree pollen, with a decrease in the

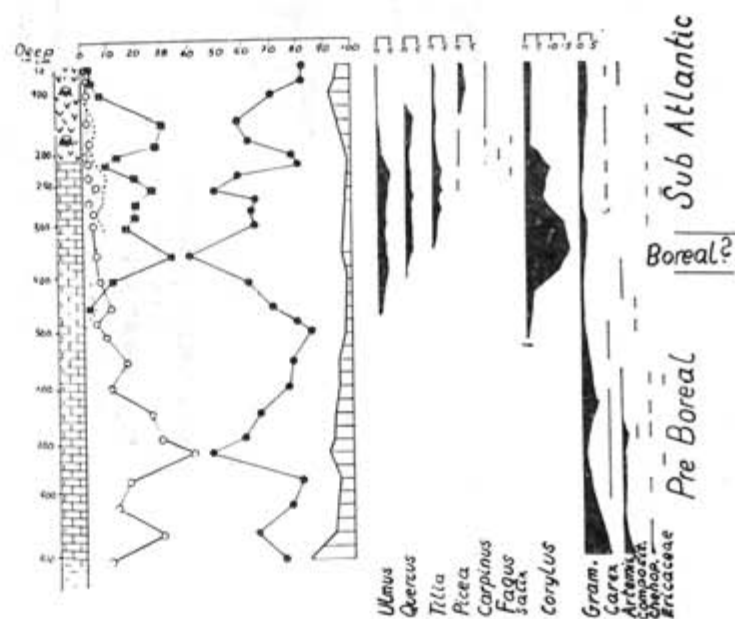


Fig. 4. Pollen diagram from Lake Mikolajskie deposits (marginal zone)

\* In profile No. 2 the period of the climatic optimum is poorly recognizable; this is probably due to the fact, that this profile was extracted from the slope of the basin wall at 42 m depth, and that nearby a depth of 48 m was discovered. Thus it may be assumed, that during most intensive melting a downflow towards deeper spots may have taken place.

number of herbal pollen. The deposit itself is of silty-clayey character, with a predominance of quartz dust, characteristic of the Younger Dryas in the area of the Masurian Lake District (Stasiak, 1966). The frequency of pollen and the distinct decrease in the share of herbal plants in this horizon indicate the Alleröd.

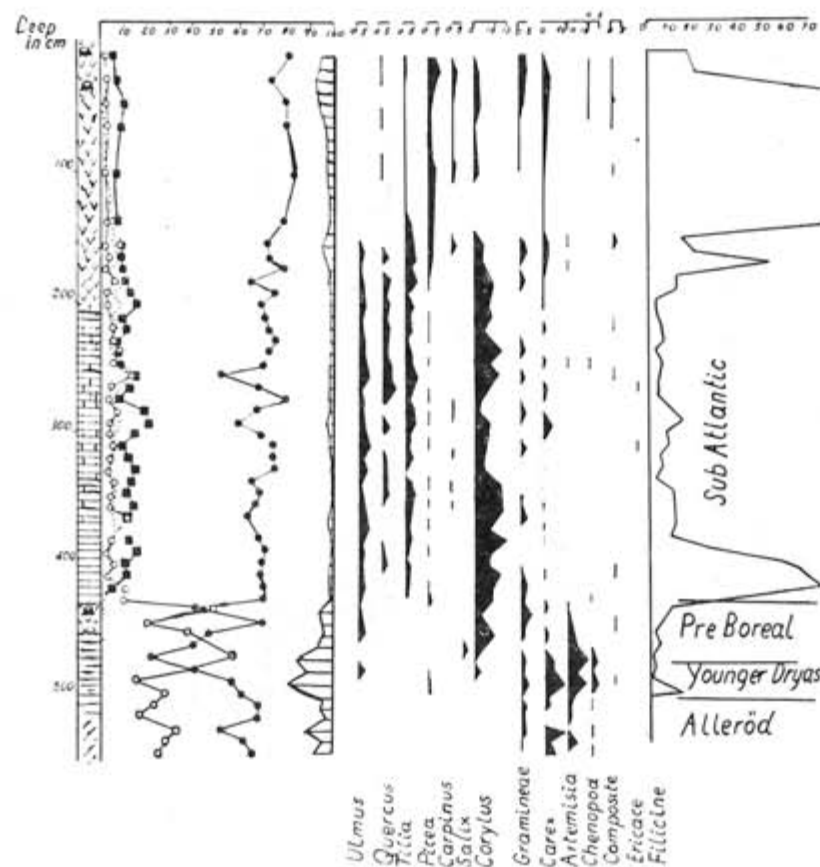


Fig. 5. Pollen diagram from Lake Talty deposits (marginal zone)

It is a remarkable fact worth emphasizing, that the age of the bottom deposits from the central part of the lake is identical with that of the shore deposits. A similar result yielded examinations of the deep parts of Lake Mikolajki and the shore deposits of this lake. Thus, the results of examinations of deposits from central and from shore parts of Lakes Mamry and Mikolajki, as well as stratigraphical observations and palynological examinations made at other basins like: Kruklin, Wągiel, Talty, Wigry and Sajno—all indicate that, in the incipient phase of dead ice melting, the lakes appeared in the shape of shallow extensive sheets of water.

The stratigraphy of the shore deposits of Lake Kruklin shown in Fig. 4 is also characteristic of many other meltwater basins. Bluish-grey

clays from the Younger Dryas, easy to distinguish, are commonly found in soundings made at the lake shore, almost at ground surface.

Palynological examinations of deposits extracted from the shore zones of Lakes: Mamry, Mikolajki and Talty revealed the absence of certain climatic periods in the shore deposits of these lakes (as diagrammatically indicated in Fig. 1). Bore holes sunk within the lake basins, at shore

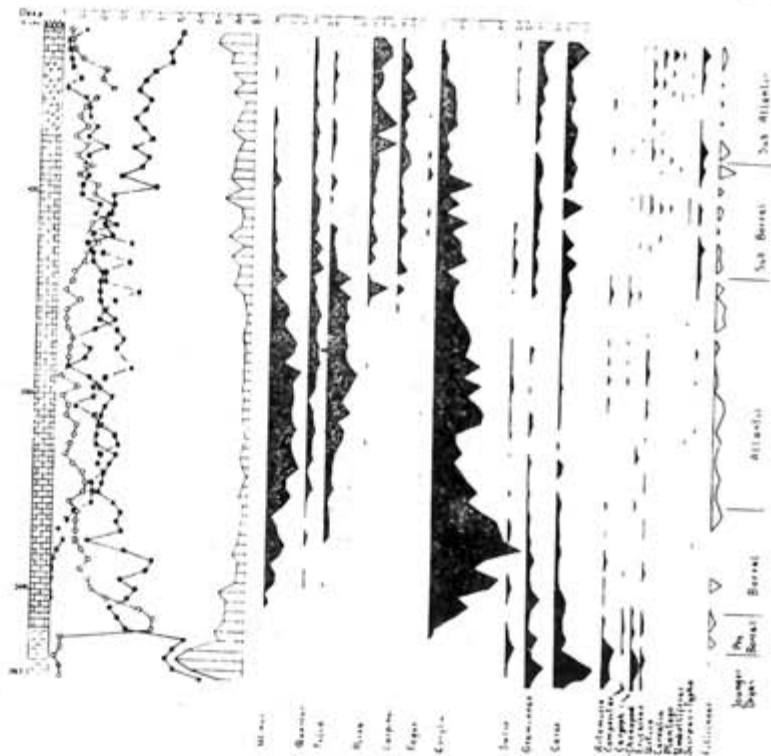


Fig. 6. Pollen diagram from Lake Kruklin deposits (marginal zone)

lines that meanwhile have vanished, show that not all climatic periods are recorded in the shore deposits. Absent in the shore profiles of Lakes Mikolajki and Talty (Figs. 5 and 6) are: the Subboreal, the Atlantic and the Boreal. In Lake Mamry (shore profile Fig. 4) the Atlantic and the Subboreal periods are lacking. In the shore zones of the lakes discussed there lie, directly on top of deposits of the Late Glacial and the Early Holocene, deposits of the Subatlantic period. This fact proves, that in the Subatlantic a considerable rise of the water level took place in the basins, equivalent to an increased extent of the lake surfaces. The absence or presence, respectively, of deposits of individual climatic periods in the shore deposits indicate changes in the surface areas of the lakes. Most complete proved to be a profile from the shore zone of Lake Kruklin (Fig. 7), where a break in the sedimentation of deposits was observed in the Subboreal period (Stasiak, 1963). This observation is fully justified, because 100 years ago the level of the lake water was artificially lowered

some 6 m. With our bore hole located on today's shore of the intentionally lowered lake level, we stand on the margin of the former littoral zone, and due to this our profile resembles those from the lake centres, containing all climatic periods with the exception of the break in sedimentation coinciding with the second half of the Subboreal.

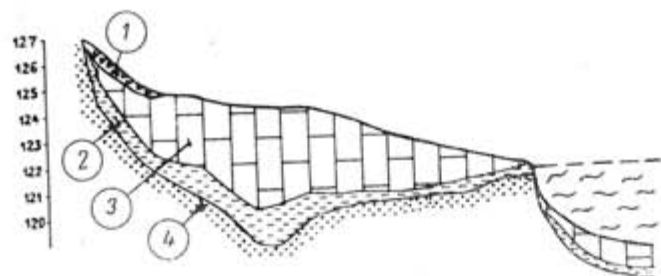


Fig. 7. Geological section across marginal zone of Kruklin Lake  
1 - peat; 2 - clay; 3 - lake marl; 4 - sand

In the Alleröd and the first phase of the Younger Dryas, the lakes took the shape of flooded areas, shallow and extensive, with the extent of their surfaces spread out much wider than today. Much alike they were during the Younger Dryas, when they became shallower still and their surfaces grew smaller; this is indicated by the small thickness of the deposits of the Younger Dryas, found in the shore zones and in some greater lake depths as well. During the Preboreal and the beginning of the Boreal, the lake surfaces decreased only slightly, while in the second-half of the Boreal period the lakes grew much smaller in their surface areas. The shore parts of the basins were usually rather shallow, so that even minor oscillations of the water level left distinct traces.

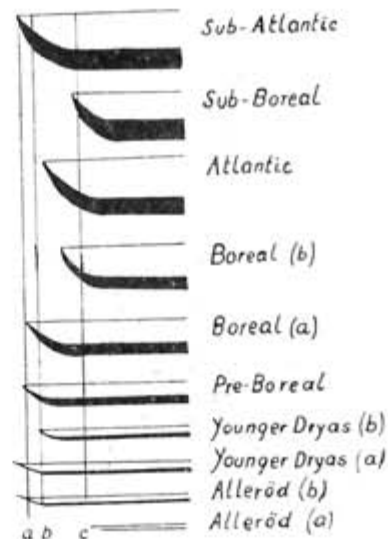


Fig. 8. Scheme of lake basin evolution

Supposed positions of examined profiles in lake marginal zones: a - Mikolajki and Talty, b - Mamry, c - Kruklin

During the climatic optimum, the surfaces of the lakes reached somewhat farther than during the Boreal, but were much smaller than they appear today. Next, in the Subboreal, the lake surface again decreased considerably, so that the lakes covered smaller areas than during the Boreal, but they became much deeper. In

bore holes sunk in the shore zone of the lake depressions one encounters in the deposits of the Late Glacial and the Early Holocene sediments of the Subatlantic period — proof that by then the lake water level had risen considerably. Even so, when considering the water volume held in the

lakes, there may not have been any marked differences compared with the Atlantic period, because meanwhile a considerable amount of bottom deposits had accumulated in the lake basins.

While in fact the majority of the lakes of the Masurian Lake District came into existence as early as the Alleröd, melting of the dead ice masses and formation of the lake depressions occurred in later periods also. As examples of such later development of meltwater basins, Lakes Jegocin and the Karaska peat bog shall now be discussed.

Lake Jegocin is situated south of Lake Sniardwy on the Pisz outwash plain. Here drillings were made in a vanished bay at the western lake shore. The surfaces of Lake Jegocin and some minor lakes in its vicinity, as well as of the neighbouring peat bogs lie considerably lower than the surface of the outwash sheet in which they are located. At Lake Jegocin, the water level is some 10 m lower than the outwash surrounding it. In recent years a considerable decrease in the surface of this lake has been observed, caused by filling in of minor bays with a calcareous gyttia, and by the lake being overgrown with peat-forming vegetation.

As shown by M. Bogacki's (1965) examinations, the total thickness of the outwash sheet surrounding the lake is some 30 m. In the opinion expressed by Bogacki, here the outwash sediments were deposited in two phases: in the Leszno and the Poznań stages, respectively. In bet-

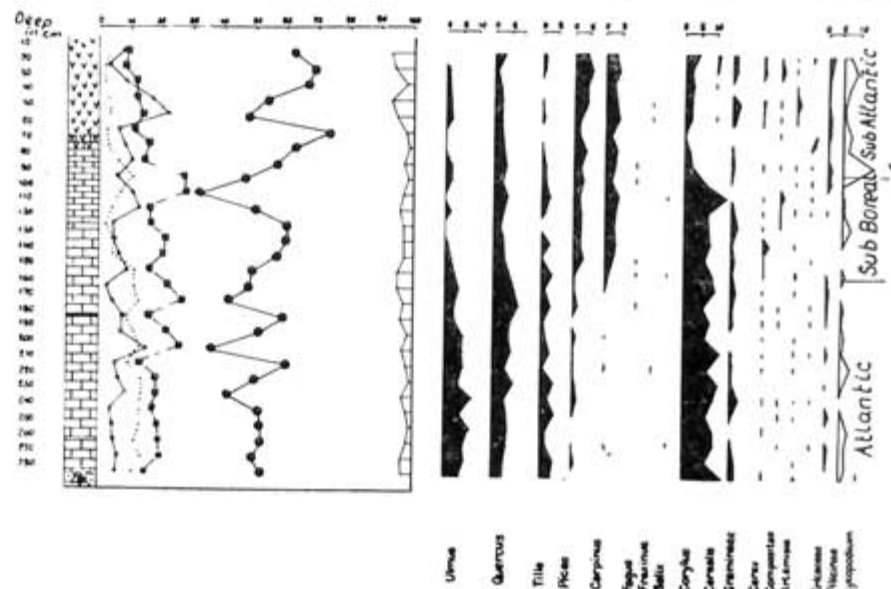


Fig. 9. Pollen diagram from Lake Jegocin deposits

ween the glaci-fluvial material, lenticles of morainic material are encountered. The pollen diagram shown in Fig. 9 indicates, that the meltwater basin of Lake Jegocin is very young, formed as late as during the climatic optimum. Previously, a forest grew at this locality, as shown by a humus layer with tree stumps found at the bottom of the bore holes. Of sim-

ilar young age is the adjoining Kaczarajno depression where palynological examinations were made. Since it is commonly accepted, that in the Polish climate annual temperature variations disappear at about 20 m below ground surface, it may be assumed, that the dead ice block in the basin of Lake Jegocin should be dated from the Leszno stage, and that its thick mantle of outwash material made this ice survive until the middle of the Atlantic period. It should be stressed here that, according

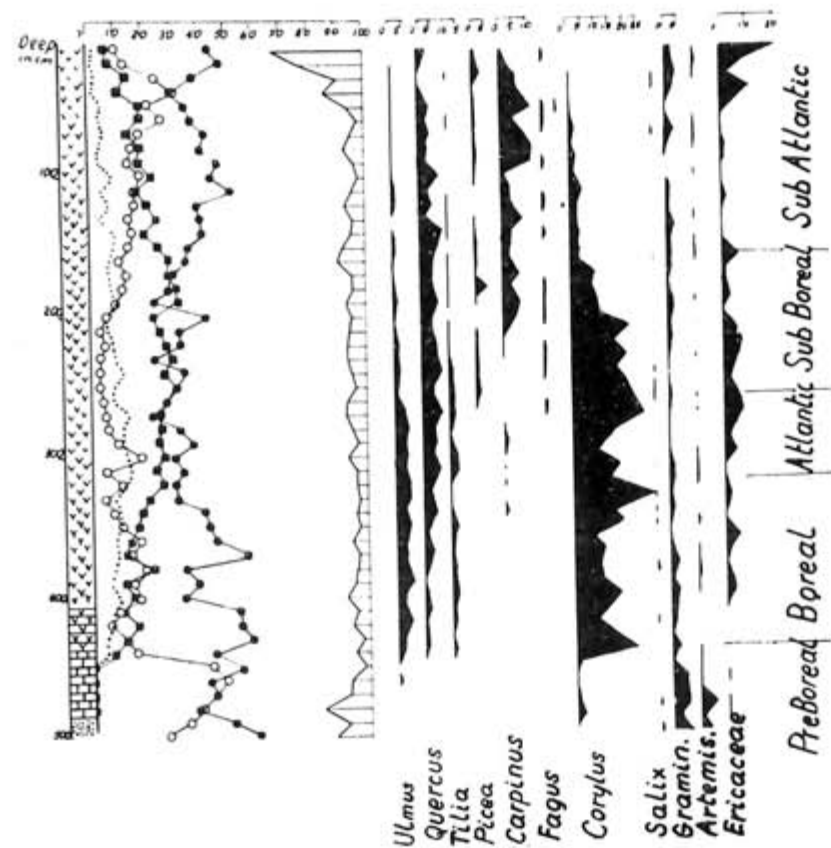


Fig. 10. Pollen diagram from Karaska peat-bog

to S. Z. Różycki (1948), this outwash lies on land with a very low geothermal degree (for Pisz this degree is 1°C to 70 m) — a fact that also might have contributed to preserving the dead ice buried at considerable depth.

The Karaska peat bog is situated in the southern part of the same outwash sheet, NE of Kadzidlo, near the divide between Rivers Rozoga and Omulwia. The outwash thickness grows less from N to S and, after Bogacki, in the proximity of the Karaska peat bog it is 6 m. As can

\* This analysis was made by K. Bitner, the diagram by the present author.

be seen in the diagram shown in Fig. 10\*, melting took place in the Preboreal already. Initially, this depression constituted a lake, but as early as in the Boreal it changed into a peat bog.

In the light of the diagrams presented from the Pisz outwash in which, aside from the age of the meltwater basin, the thickness of the outwash sheet is also recognizable, there results the interdependence between the time when the basin was formed and the thickness of the covering mantle, — in this instance the outwash material.

Opinions as to the very much prolonged melting of buried dead ice blocks in Poland were put forth by W. Okołowicz (1947, 1952, 1961) who, with the chronology of morphological features of areas of the last glaciation as basis, believes ice melting to have proceeded during a very long period if time, depending on the depth to which a block of dead ice had been buried.

The predestination of certain depressions to be filled with peat may be theoretically ascribed to the mantling of the ice with a layer of material thick enough to ensure slow and very much prolonged ice melting.

[Manuscript received: Juni 27th, 1966]

#### REFERENCES

- BOGACKI, M.: 1965. Formation of outwash valleys as in the valley of the Pisa. — *Geographia Polonica* No. 6.
- BREITENFELD, E. u. MOTHES, K.: 1940. Bestandeschichtliche Untersuchungen an masurischen Wäldern. *Schr. Phys.-ökonom. Ges. H. 2*, Königsberg.
- GAMS, H. u. RUOFF, S.: 1929. Geschichte Aufbau und Pflanzendecke des Zehlauerbrüches. — *Schr. Phys.-ökonom. Ges. H. 1*, Königsberg.
- GROSS, H.: 1943. Der ostpreussische Lebensraum in der ausklingenden Eiszeit. — *Der Forschungskreis der Albertus Universität Mitteilungen. H. 2*, Königsberg.
- KONDRACKI, J.: 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. (Sum. Remarks about morphological evolution of the Masurian Lake District). — *Biul. Państw. Inst. Geol. T. 65*, Warszawa.
- KONDRACKI, J., PIETKIEWICZ, S.: 1961. Guide Book of Excursion D North-East Poland. — *INQUA VIth Congress, Poland*.
- KONDRACKI, J., KOROLEC, H., STASIAK, J., SZOSTAK, M., WIĘCKOWSKI, K.: 1965. Histoire des Lacs Mazouriens. — *Abstracts XVI Limnologorum Conventus in Polonia*, Warszawa.
- OKOŁOWICZ, W.: 1947. Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu. (Sum. Reconstruction of climate based on geomorphology). *Przegl. Geogr. T. 21*.
- OKOŁOWICZ, W.: 1952. Kryteria klimatyczne w badaniach geomorfologicznych Niziny północnoeuropejskiej. (Sum. Climatological criteria in geomorphological investigations in the North European lowland). *Biul. Państw. Inst. Geol. T. 65*, Warszawa.
- OKOŁOWICZ, W.: 1961. Disappearance of ice relicts as a factor of development of postglacial morphology in North Poland. — *Abstracts of papers. INQUA VIth Congress, Poland*.

- OKOŁOWICZ, W.: 1961. Some aspects of the changes of climate in the last glaciation to the time of disappearance of the ice relicts on the North-European Lowland. — *Abstracts of papers. INQUA VIth Congress, Poland*.
- ROZYCKI, S. Z.: 1948. Note concerning the distribution of the geothermal gradient in Poland and neighbouring countries. — *Spraw. Tow. Nauk. Warszawskiego, Wydz. III*.
- STASIAK, J.: 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. (Sum. History of Kruklin Lake as revealed by the deposits of its litoral zone). — *Prace geogr. IG PAN nr. 42*.
- STASIAK, J.: 1966. Note on the origin of late — glacial lacustrine deposits in North-Eastern Poland. — *Biuletyn Peryglacjalny, No. 16, Łódź* (in print).
- WIĘCKOWSKI, K.: 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. (Sum. The Bottom deposits of the Mikołajki Lake). — *Prace geogr. IG PAN nr. 59*, (in print).
- WIĘCKOWSKI, K.: 1961. Improved Vertical Core Sampler for Collecting the Bottom Sediments Monoliths. — *Bull. De L'Acad. Pol. Des Scien. Serie des sci. geol. et geogr. T. 9, No. 2*.
- СТАСЯК, Я.: 1965. Позднеледниковые озерные отложения северо-восточной Польши. — *Материалы к симпозиуму по истории озер северо-запада, Ленинград*.

### ALTER UND EVOLUTION DER AUSSCHMELZUNGSBECKEN AUF DER MASURISCHEN SEENPLATTE

von

JADWIGA STASIAK

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die an der Ostsee gelegenen Gebiete sowie das ganze von der letzten Vergletscherung erfasste Territorium ist reich an Vertiefungen, von denen die grösseren als Seen oder Torfmoore bestehen. Aus den auf der Masurischen Seenplatte durchgeführten Untersuchungen geht hervor, dass alle bisher eingehend untersuchten Vertiefungen Ausschmelzungsbecken sind. Auf Grund von palynologischen Untersuchungen der Profile, die aus den zentralen und den Uferpartien der Becken entnommen wurden, gelang es, das gleichartige Alter der Ablagerungen der am Ufer und inmitten des Sees sich befindlichen Ablagerungen im Liegenden festzustellen und die Evolutionen der Wasserbecken darzustellen.

Das auf der Zchg. 8 dargestellte Schema der Formierung der Seebecken wurde in Anlehnung an palynologische Untersuchungen der Ablagerungen in der Ufer- und zentralen Zone der Becken hergestellt.

Sämtliche von den bisher erforschten Seen erwiesen sich als Ausschmelzungsbecken und in der ersten Phase ihres Bestehens waren sie flache ausgedehnte Überflutungen (Alleröd). Im Holozän erfolgte eine weitere Formierung und Vertiefung der Seen. In den Uferpartien der Seebecken liegen auf spätglazialen und aus dem Anfang des Holozäns stammenden Ablagerungen subatlantische Sedimente, was von der be-

deutenden Hebung des Wasserniveaus im Subatlantikum zeugt. Wenn man jedoch die Wasseraufnahmefähigkeit der heutigen Becken mit der Aufnahmefähigkeit aus dem Atlantischen Zeitalter vergleichen würde, dann gäbe es keine grösseren Unterschiede, da sich gegenwärtig in den Seebecken eine bedeutende Anzahl von Bodensedimenten angesammelt hat.

Die meisten Seen erschienen auf der Masurischen Seenplatte bereits im Alleröd, die Schmelzungsprozesse und die Prozesse der Formierung von Vertiefungen fanden bis zum Beginn des klimatischen Optimums statt. Die Zeit des Auftretens von Ausschmelzungsbecken hängt von der Dicke des das Eis bedeckenden Materials ab. Die Abhängigkeit zwischen dem Alter der Ausschmelzungsbecken und der Dicke des das Eis bedeckenden Materials ist am Beispiel der zwei auf dem Sandergebiet von Pisz gelegenen Ausschmelzungsbecken dargestellt. Im nördlichen Gebiets- teil, in dem die Mächtigkeit des Sanders ungefähr 30 m beträgt, entstand das Ausschmelzungsbecken des Jegocin-Sees erst im klimatischen Optimum, im südlichen Sanderabschnitt dagegen, wo die Mächtigkeit ungefähr 6 m beträgt, formte sich das Karaska-Ausschmelzungsbecken im präborealen Zeitalter.

## ВОЗРАСТ И ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ВПАДИН МАЗУРСКОГО ПООЗЕРЬЯ

ЯДВИГА СТАСЯК

### РЕЗЮМЕ

В прибалтийских областях Польши, как и на всей территории последнего оледенения, находится большое количество бессточных впадин. Более крупные из них в настоящее время представляют собою озера или торфяники. Из исследований, проведенных на Мазурском Поозерье следует, что все такие впадины, (которые подробно изучались) образовались в результате термокарста. На основании палинологических исследований образцов отложений, взятых из центральных и прибрежных частей водоемов, можно было установить одинаковый возраст нижнего горизонта осадков в обеих частях водоемов и восстановить эволюцию последних. Схема их образования показана на рис. 8.

В первой фазе своего существования (аллерёд) водоемы представляли собой неглубокие, обширные озера. В голоцене продолжалось углубление озер. В прибрежных частях водоемов на позднеледниковых и нижнеголоценовых отложениях лежат субатлантические осадки, что свидетельствует о значительном повышении уровня озер в то время. Однако, если сравнить ёмкость современных водоемов с их ёмкостью в атлантическое время, то вероятно большей разницы не будет, так как

в настоящее время в озерных ваннах накопилось большое количество донных осадков.

Хотя большая часть озер Мазурского Поозерья образовалась уже в аллерёде, процессы вытаивания льда и формирования вани развивались до начала климатического оптимума. Время появления термокарстового озера зависело от мощности отложений над погребенным льдом. Эта зависимость показана на примере двух термокарстовых впадин, расположенных на Пишском зандре. В северной части территории, где мощность зандровых отложений достигает 30 м, озеро Нероцин образовалось во время климатического оптимума, а в южной части зандра, где мощность их снижается до 6 м, торфяно-болотный массив Караска образовался в пребореальное время.

## МОРСКИЕ МОРЕНЫ ЛАТВИИ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ КОРРЕЛЯЦИОННОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Б. Л. АФАНАСЬЕВ, Рига

Первые находки морских раковин *Portlandia arctica* в моренах были сделаны В. Зансом и А. Дрейманисом в 1935 году, в обнажениях левого берега р. Даугавы в 40 км выше г. Риги. Учитывая аналогичные находки в соседних странах В. Занс (1936) высказал предположение о существовании в последнее межледниковье обширного портландиевого моря, связанного на западе с Эмским, а на востоке с Бореальным. Это предположение было принято геологами Прибалтики и привело к следующим стратиграфическим построениям: все морены, в которых встречалась раковина *Portlandia arctica*, рассматривались относящимися к последнему оледенению, так как принималось, что раковины переотложены из осадков последнего межледниковья.

К настоящему времени сделано много новых находок морской фауны и в том числе фауны фораминифер и диатомей, первичное положение которых в моренах не вызывает сомнения, при чем не вызывает сомнения и разновозрастность морен. Все это заставляет пересмотреть утвердившуюся схему одного рисс-вюрмского портландиевого моря и поставить ряд принципиальных вопросов корреляции разрезов и стратиграфии покровного комплекса, которые естественно будут вытекать из признания морского и бассейнового генезиса некоторых морен. Характер таких принципиальных вопросов, вероятно, будет таким же, каким он был в районах Западной Сибири и Большеземельской тундры после установления там морского происхождения моренных суглинков.

Значение настоящей статьи автор видит в необходимости направить усилия геологов четвертичников на сбор новых данных об условиях образования покровного комплекса, его стратиграфии и тектоники, имея в виду, что некоторые морены могут оказаться морскими или бассейновыми с широким диапазоном солености и обстановок. В связи с такой задачей в статье приводится краткое описание находок мор-

ских раковин и диатомей, сделанных до 1965 года и после, и принципиальная схема расчленения четвертичных отложений, учитывающая и морской генезис морен.

#### А. Имевшиеся данные о находках морской фауны в четвертичных отложениях Латвии

Как указывалось выше, первые находки раковин *Portlandia arctica* описаны в работе В. Занса и А. Дрейманиса (1935). Авторы статьи проводили изыскания для проектирования гидроэлектростанции на реке Даугава в районе острова Доле. На левом берегу реки выше острова на протяжении нескольких километров и на острове (I)\* обнажается пачка пород довольно пестрого состава, в которой выделяются 4—5 слоев морен, разделенных песчано-гравийными отложениями и ленточными безвалунными глинами. Раковины *Portlandia arctica* найдены во всех слоях морен и разделяющих их породах. Во всех случаях принято вторичное нахождение фауны, за исключением слоя ленточной глины. Этот небольшой прослой глины рассматривался как морской и относился к мгинскому межледниковью. Соответственно этому прослой морены ниже глины отнесен к рисскому оледенению, а вышележащие слои к W<sub>1</sub>, W<sub>2</sub>, W<sub>3</sub>, W<sub>4</sub> и W<sub>5</sub>.

О новых находках раковин *Portlandia arctica* сообщил А. Дрейманис (1938). Однако, все эти находки связаны с песчано-гравийными отложениями в районе Даугмалис—Томением и на острове Доле. Необходимо отметить, что фрагменты раковины *Portlandia arctica* можно обнаружить почти во всех карьерах, разрабатывающих флювио-гляциальные отложения, поэтому в дальнейшем изложении сведений о таких находках приводиться не будет, хотя и они имеют некоторое определенное значение.

В 1953 году на мысе Колка в Западной Латвии была пробурена гидрогеологическая скважина (2). Керн этой скважины в 1959 году изучался геологом В. Г. Ульст (1964). По приведенным им данным, скважина до глубины 35,6 метра прошла по литториновым пескам с типичной для них фауной. В интервале 35,6 до 66,75 метров были вскрыты плотные коричневые безвалунные глины. В интервале 71,8 до 79,2 м пройдена плотная серая морена с галькой и остатками раковин. Ниже, до глубины 109 м скважина проходила по песчанистому алевриту с примесью органического вещества, содержащему створки раковин.

По определению М. А. Лавровой, здесь встречены: *Portlandia arctica* Gray, *P. arctica* var. *siliqua* Reeve и *Astarte montanica* Dillw. var. *striata*. В этих же алевритах З. Г. Щедрина обнаружила раковины фораминифер: *Elphidium orbiculare* (Brady), *Elph. clavatum* (Cushman), *Elph. incertum* (Willamson) и *Bucella frigidus* (Cushman). Алев-

\* Номера местонахождений фауны на карте.

риты с фауной были отнесены к рисс-вюрмскому межледниковью, а вышележащая серая морена к вюрмскому ледниковью. Абсолютные отметки алевритов — 75—105 м.

В 1954 г. В. Перконс (1957) провел детальное изучение морен в обнажениях по р. Кайбала (4). Здесь прослеживаются три горизонта морен: нижний, плотная серая морена, с раковинами *Portlandia arctica*.

средний — ярко-красная морена,

верхний — серовато-коричневая морена.

Все три естественно рассматриваются как вюрмские.

Абсолютные отметки обнажения +40—60 м.

В 1959—60 гг., при среднемасштабной съёмке были вновь посещены обнажения морен с фауной по реке Даугава, у пос. Саласпилса и по р. Кайболе. По сообщению геолога А. В. Гавриловой, в кайбальских обнажениях, раковины *Portlandia arctica* были найдены и в средней и в верхней моренах. В обнажениях у пос. Саласпилса, так же, вскрываются три слоя морен:

1. бурая морена мощностью 3—5 м.,

2. красноватая морена мощностью 8 м.,

3. пески и алевриты мощностью 3 м.,

4. синеватосерые валунные суглинки мощностью 1 м.,

но фауна была обнаружена только в двух верхних.

Абсолютная отметка обнажений +30—50 м.

Новое местонахождение раковин *Portlandia arctica* в морене было сделано геологом Г. И. Миropовым в береговых обнажениях верхнего течения р. Огре (5) на абсолютной отметке +100—110 м.

Этими сведениями исчерпываются все известные до 1965 года находки раковин *Portlandia arctica* в моренах.

Остается лишь указать, что имелись находки морских диатомей. Одна из них была сделана геологом В. Л. Фридкиным в береговых обрывах Балтийского моря южнее г. Вентспилса. В песках и глинах, со следами гляциодислокаций, обнаружена морская водоросль *Melosira sulcata*. Эти отложения В. Л. Фридкин отнес к морским межледниковым.

Абсолютная отметка обнажения +5—10 м.

Вторая находка связана с рисской мореной, развитой в юго-западной части Курземе. Были исследованы образцы серой морены по скважине 18, пройденной у хутора Эмбуте (9). Геолог Я. Страуме сообщил список морских диатомей:

1. *Melosira numuloides* (Dillw.) Ag.;
2. *M. granulata* (Ehr.) Ralfs.;
3. *M. arctica* (Ehr.) Dicke;
4. *Coscinodiscus lacustris* Grun.;
5. *Stephanodiscus astraco* var. *itermedia* Fricke;
6. *Surirella linearis* W. Sm.;
7. *S. conifera* Skw.;
8. *Campylodiscus clypeus* Ehr.;
9. *Cyclotella commtae* (Ehr.) Klr.; и др.



## Б. Результаты работ 1965 года

Учитывая опыт работ в Большеземельской тундре было принято решение проверить образцы всех морен на присутствие в них фораминифер и на их реакцию по методу профессора Г. Л. Стадника. В этой работе кроме автора приняли участие сотрудники кафедры Полярных стран МГУ, под руководством профессора А. И. Попова и геологи А. С. Саввантов, В. Я. Дзилна, З. Мейран, Я. Страуме, В. С. Бергман и Д. Скрубе. Для определения условий среды осадконакопления методом Г. Л. Стадника было отобрано 30 образцов частично из экспонатов Геологического музея института, частично из обнажений.

Морская обстановка была получена для всех трех морен Курземе в районе Скрунда (западная часть Латвии) для Кайбальской морены, для образцов морены, взятых в выемке Мейранского канала у озера Лубане (II), в скважине Резекне (12). Лагунная обстановка установлена для образцов моренных суглинков р. Индрица (13), некоторых горизонтов по скважине Резекне (12) и р. Сарьянка (БССР) (14). Для всех отложений межледниковых горизонтов получена, как и следовало ожидать, пресноводная обстановка их накопления.

Новых находок макрофауны сделано не было, если не считать находок в песчано-гравийных карьерах, но зато обнаружена микрофауна, особенно обильная в серых моренах Курземе и Видземе. Первый образец для исследований на микрофауну был получен от геолога В. Я. Дзилна из серой (московской) морены западной Курземе из обнажения Салинке (7). Этот образец изучался в г. Воркуте геологом И. Н. Семеновым. В нем оказались следующие фораминиферы хорошей сохранности: 1. *Elphidium subclavatum* Gudina, 2. *Protelphidium orbiculare* Brady, 3. *Gumbelina* sp., 4. *Acarinia* sp. и обломки створок остракод.

По заключению И. Н. Семенова морена, содержащая фауну, отлагалась в эпиконтинентальном море.

Пять образцов морен были получены от геолога А. С. Саввантова из скважины 12 (8), расположенной, так же, в западной Курземе у населенного пункта Вайнеды. На рис. 3 представлена колонка скважины и указаны места отбора образцов и установившаяся в литературе датировка разреза, по данным И. Я. Даниланс и др. (1964). Эти и все последующие образцы были посланы на кафедру Полярных стран МГУ и изучались геологом Г. Н. Недешевой. Фораминиферы обнаружены во всех трех моренах вюрмской, рисской и миндельской, но больше всего, в массовом числе экземпляров, в рисской, чаще описывавшейся как московская.

Фауна	W	R	M
<b>А. Донные фораминиферы:</b>			
1. <i>Elphidium subelovatum</i> (Gudina)		+	
2. <i>Protelphidium orbiculare</i> (Brady)		+	
3. <i>Cibicides borislavensis</i> (Aisenstat)			+
4. <i>Gyroidina</i> aff. <i>soldanii</i> (Orbigny)		+	
5. <i>Bolivina</i> aff. <i>angusta</i> (Pischvanova)		+	
6. <i>Bulimina</i> sp.		+	
7. <i>Reussella regularis</i> (Subbotina)		+	
8. <i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)		+	
9. <i>Cassidulina</i> sp.		+	
<b>Б. Планктонные фораминиферы</b>			
1. <i>Gumbelina gracillina</i> (Andreeva)		+	
2. " <i>plana</i> (L. Ivanova)		+	
3. " sp.			+
4. <i>Globigerinella aspera</i> (Ehrenberg)		+	
5. " ex. gr. <i>bulloides</i> (d'Orb.)	+	+	
6. " <i>involuta</i> (Cushman)		+	
7. " <i>pseudoedita</i> (Subbotina)		+	
8. " <i>evoluta</i> (Subbotina)		+	
9. <i>Acarinina compacta</i> (Gudina)		+	

По мнению Г. Н. Недешевой рисская морена отлагалась в шельфовом море с глубинами 150—200 метров, при низких температурах и низкой соленности.

Препараты из этих образцов были просмотрены, так же, в Зоологическом институте АН СССР З. Г. Щедриной и Н. Н. Субботиной. Все исследователи отметили большое участие третичных форм, совместное нахождение которых с арктическими ставит целый ряд вопросов, и в том числе о источнике и направлении сноса материала и геологическом возрасте морены.

Абсолютная отметка устья скважины +136 м.

Большой интерес вызывает серия образцов из уже упомянутого обнажения в верхнем течении р. Огра, у впадения в нее ручья Личупе (10). В 1965 г. это обнажение было изучено геологом Лат. Гос. Университета Г. Эберхардом и сотрудниками Института Геологии А. С. Саввантовым, И. Г. Коншиным, В. Я. Стелле и др. Разрез обнажения представлен на рис. 1. Слои 1 и 8 сложены красной бурой мореной, слои 2, 4 и 6 — серой мореной, слои 3, 5 и 7 — пески. Во всех слоях серой морены и в песках найдены раковины *Portlandia arctica*, но особенно много и хорошей сохранности в верхней части

слоя 2. Здесь же встречено и огромное количество раковин фораминифер. По определению Г. Н. Недешевой в образцах из этого обнажения встречены следующие формы:



Рис. 1. Обзорная карта местонахождения фауны в моренах

Фауна	Слой	
	2	8
1. <i>Elphidium subclavatum</i> (Gudina)	+	+
2. <i>Protelphidium orbiculare</i> (Brady)	+	
3. <i>Florilus</i> sp.	+	
4. <i>Buccella hannai arctica</i> (Voloshinova)	+	
5. „ <i>frigida</i> (Cushman)	+	
6. <i>Quinqueloculina</i> sp.	+	

Особенно многочисленны раковины *Elphidium subclavatum*. Они встречены в количестве 823 в 1 см<sup>3</sup>. Абсолютная отметка обнажения +110—120 м.

Совершенно новым и неожиданным является установление фораминифер в образцах морены, обнажающейся в бортах Мейранского канала (II) в Лубанской низменности (фото 1). Здесь буровато-серая морена расслаивается идеально горизонтальными прослоями песка и гравия, насыщенными валунами. Эти валунные горизонты описывались как «валунные мостовые». Среди фораминифер определены те же виды, что и в Личунской морене.



Фото 1. Снимок стенки выемки Мейронского канала

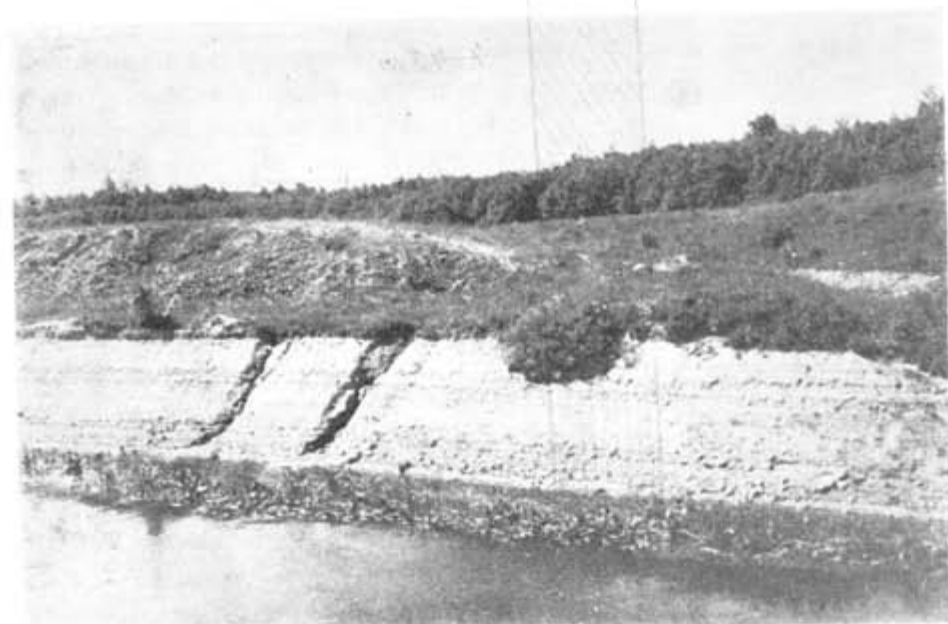


Фото 2. Деталь стенки

*Elphidium subclavatum* (Gudina), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Buccella hannai arctica* (Voloshinova).

Абсолютная отметка обнажения +110—115 м.

Таковы новые данные о морской фауне в моренах Латвии. Их очень мало и хотя они еще во многом носят характер случайных сборов, все же с несомненностью говорят о присутствии горизонтов морских морен в разрезе плейстоцена Латвии.

### В. О стратиграфическом значении морских горизонтов

Имеющиеся данные еще не дают возможности строить геохронологическую шкалу покровного комплекса, это вопрос будущего, но уже сам факт присутствия морских горизонтов совершенно меняет принцип

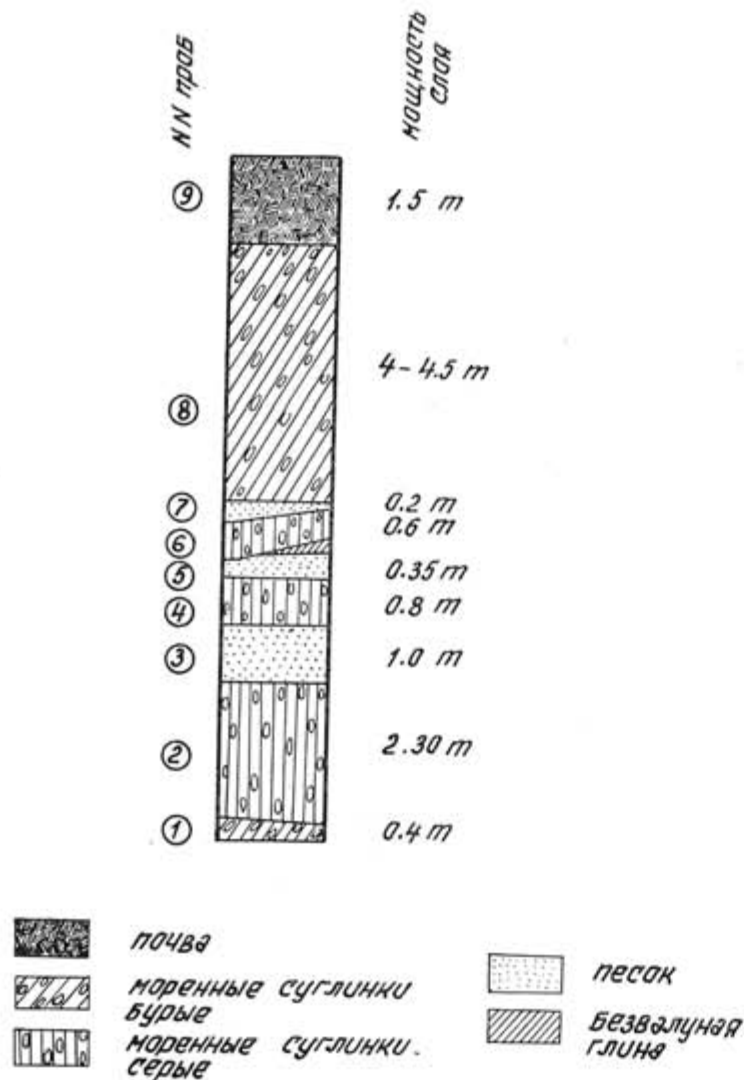


Рис. 2. Разрез обнажения Личупе

расчленения этих отложений. Теперь уже нельзя при построении разрезов пренебрегать высотными отметками слоев с фауной. Даже с учетом возможных неотектонических изменений, все же на небольших расстояниях, они должны приблизительно выдерживаться.

С накоплением нового материала будет выработана и стратиграфическая шкала. Теперь же можно сделать лишь несколько методических замечаний, которые помогут направить внимание исследователей на узловы вопросы при построении региональной стратиграфической шкалы. К таким вопросам следует отнести следующие:

1) Прежде всего, надо отказаться от представлений об отсутствии какой-либо слоистости в покровной толще и принять, как очень важное, наличие в разрезе определенных стратиграфических уровней, приблизительно сохраняющих абсолютные отметки залегания.

2) Надо признать, что вся толща формировалась при общей тенденции к опусканию, сопровождавшемуся колебаниями, вызывавшими трансгрессии и регрессии с выработкой абразионных уступов и платформ.

Общую величину опускания следует принять в 500—600 м. Эта величина определяется амплитудой от самого низкого уровня, отмеченного для погребенных долин рек Лиелупы, Даугавы и Мемеле равного —200 м и самого высокого уровня г. Гайзинкали +312 м, вершина которой сложена озерными глинами.

Самый низкий уровень погребенных долин это примерно уровень моря к началу формирования покровного комплекса. Это скорее всего та максимальная регрессия, которую Г. У. Линберг (1965) называет предпоследней и считает плиоценовой.

Анализ поверхности коренных пород позволяет наметить несколько абразионных уступов и платформ. Очень отчетлива Видземская платформа и Видземский уступ и Курземский или Привентский уступ и два уровня погребенных долин Правента до —100 и Прадаугава —200 м.

3) Максимальная трансгрессия, вероятно, связана с горизонтом серой «рисской» морены, особенно, богатой фауной. Это Летижская, Личупская и Лубанская морена на отметках 70—110 м. Уровень моря был на 150—200 м выше, т. к. этими цифрами устанавливается примерная глубина моря. Следовательно, абразионный уступ этого времени следует искать в коренных породах на отметках около +200, +250 м.

4) После достижения максимума опускания, территория Латвии начала подниматься так же с колебаниями. Общее поднятие составило 300 м и не достигло начального уровня, отмеченного днищами погребенных долин. В ходе поднятия выработывался современный рельеф. Остановки и временные опускания привели к выработке нескольких эрозионных уровней, и речных и морских террас. На геоморфологических профилях и геологических разрезах можно уверенно наметить уровни +100 м (Лубанский), +40—60 Кайбальский и Гауйский и речные террасы +20—30, +10—15 и +5—7 м. Менее отчетлив уровень +200 м (Алаукстский).

Для Кайбальского уровня характерно присутствие морских суглинков, несомненно морских в долине р. Даугава, и, вероятно, бассейновых, а, возможно, и ледниковых на севере Видземской низменности.

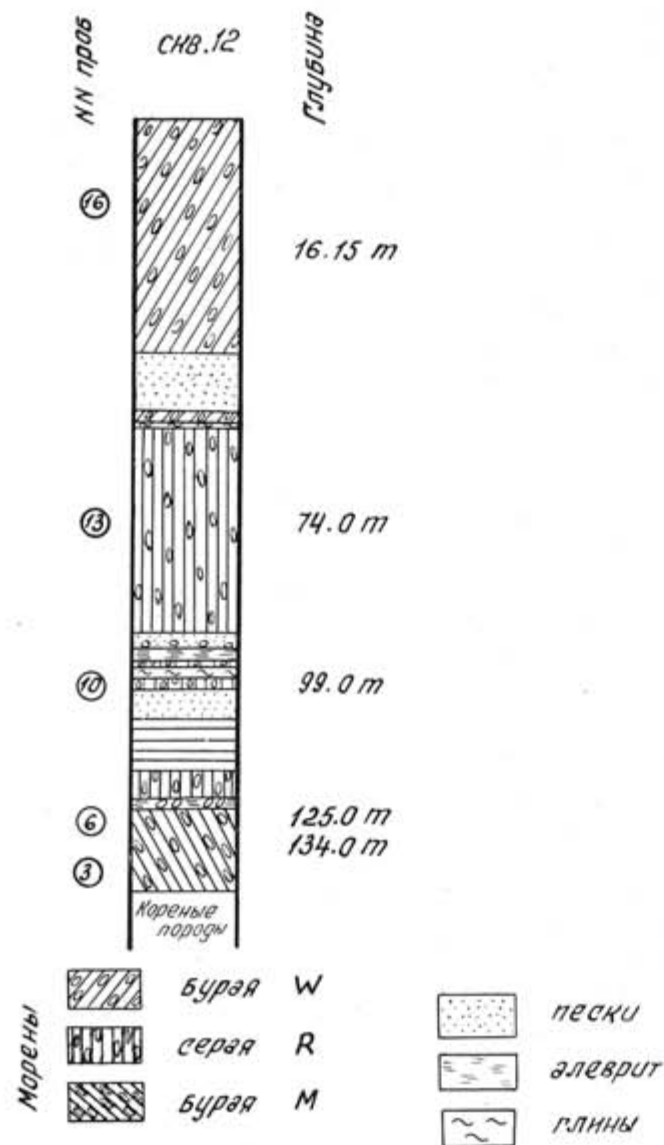


Рис. 3. Разрез скважины 12 у Вайнелы

В основании разреза этой толщи в долине р. Гауя у с. Леясциемс обнаружены остатки *Alces alces* L.\*, надежно датирующие вмещающие отложения как W<sub>2</sub>. Внутри толщи, в долине р. Раунис обнаружен слой с остатками дриасовой флоры, для которой радиоуглеродный метод дает 13390±500 л. н.

\* По определению В. В. Щегловой. Абсолютный возраст определен по методу И. Г. Пидопличко.

5) Эрозионным уровням следует придавать большее значение, чем это делается сейчас, так как нужно всегда иметь в виду их вероятное планетарное значение и возможность корреляции, даже с отдаленными районами. Можно указать на поразительное совпадение этих уровней с такими районами как Великобритания, северо-восток Европейской



Рис. 4. Схема расчленения покровного комплекса Латвии

части СССР, Западная Европа, Средиземное море и др. Так, для долины р. Темзы отмечаются уровни в футах 700, 400, 200, 100, 50, 25, а для Большеземельской тундры в метрах 160, 80, 40, 20, 10, 5 и из них два первые озерно-морских, четыре последних речные и морские террасы.

В качестве принципиальной схемы стратификации для покровного комплекса Латвии может быть рекомендована схема рис. 4. Основные принципы построения будут сводиться к следующему: на рис. 4 видно,

что отложения комплекса должны быть подразделены на две серии: первая — образовавшаяся при общем, хотя и колебательном погружении территории и вторая, образовавшаяся при общем, хотя и колебательном поднятии территории. Первая серия (левая сторона рисунка) должна иметь общую мощность 500—600 м и иметь обычную для осадочных толщ стратификацию, при которой осадки более молодые располагаются выше. Самыми ранними (древними) будут отложения погребенных долин — Правенты, Прадаугавы и др. Самыми поздними (молодыми) будут отложения, слагающие водоразделы — г. Гайзинкали и др.

В целом, эту серию можно было бы назвать Прибалтийской. Она естественно разделяется на свиты, отвечающие ритмам колебаний (трансгрессивная и регрессивная ветви). В частности все известные межледниковья будут отвечать регрессивным частям ритмов.

Вторая серия (правая сторона рисунка) представляет серию вложенных эрозионных уровней и речных и морских террас с их озерными аллювиальными и морскими осадками. Каждая более молодая свита будет занимать гипсометрически более низкое положение. Эту серию можно было бы назвать Латгальской по названию района, где особенно ярко выражены эрозионные уровни. Число свит и здесь будет соответствовать ритмам колебаний. Уже сейчас можно говорить, что число свит будет не менее шести и в числе их хорошо датированные: Кайбальская (40—60-метровый уровень), Земгальская, состоящая из серии слоев образованных балтийским озером и литориновым морем (пяти-метровый уровень). Определение возраста остальных уровней это задача ближайшего будущего.

Большое значение для решения поставленных задач имело бы сопоставление разреза Латвии с разрезами соседних стран, и прежде всего с Норвегией, представляющей собой центральную область оледенения и с Нидерландами, которые как и Латвия располагались в краевой зоне оледенения.

При ознакомлении с четвертичной историей Норвегии поражает то обстоятельство, что имеются ясные следы лишь одного последнего оледенения. Именно поэтому все четвертичные отложения делятся на две группы (серии): 1 — четвертичные образования более древние, чем последнее оледенение и 2 — последнее оледенение и поздние и последледниковые отложения и образования.

Осадки первой серии имеют широкое развитие на шельфе и прибрежной равнине. Они имеют значительную мощность и сложены, главным образом, морскими моренами, слоистыми песками и глинами. В толще осадков шельфа выделяют нижнюю морскую морену и пачку пород последнего межледниковья. Предполагают, что береговая линия в период образования межледниковых осадков была на 150—200 метров ниже современной. Отложения этой серии встречаются на отметках от минус 200 до плюс 160 метров над уровнем моря.

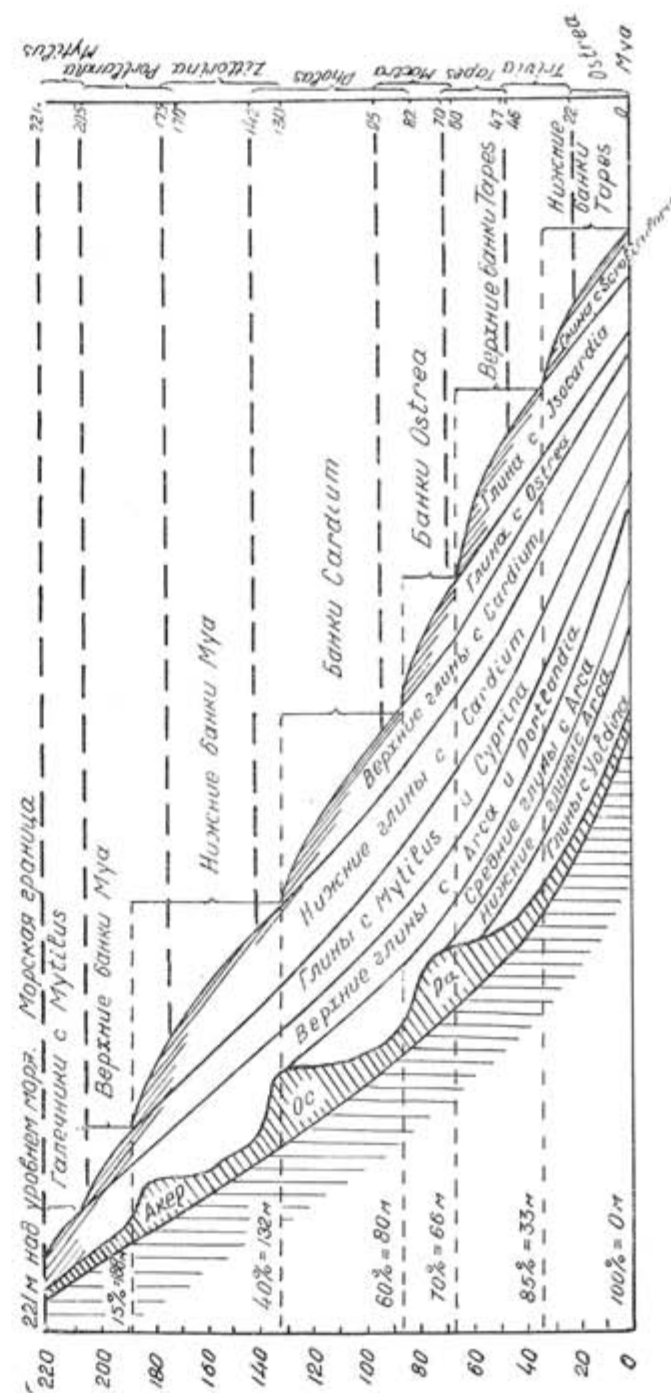
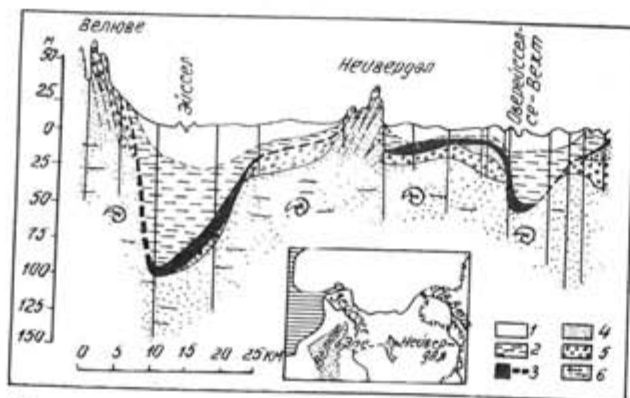


Рис. 5. Схема расчленения осадков последнего оледенения и последледниковья Норвегии

Руководящими являются раковины *Cyprina islandica*, встречаются так же *Pectes islandicus*, *Mytilus edulis*, *M. modiolus*, *Portlandia arctica* и другие. Валунный материал, как правило, принесен издалека — с юга и востока. Имеются, так же, гальки бурых углей, вероятно, принесенные из Англии. Последнее оледенение (вюрмское) имело характер сетчатодолинного с пьедонтным покровом низменности. Но и в этот период море сохранялось и ограничивало движение ледника. Наиболее ранняя



Разрез плейстоцена от Велюве до северного Оостваардспласа (из книги «Геология Нидерландов» 1959)

- 1 — глина и более молодые отложения
- 2 — флювиогляциальные отложения
- 3 — основная морена (валунная глина) (Дренте)
- 4 — флювиогляциальные отложения
- 5 — каричневые пески с гравием (Неспе)
- 6 — преимущественно морские белые пески с галечником (Тексел и древнее)

Рис. 6. Разрез четвертичного комплекса Нидерландов

конечно-моренная гряда выражена лучше других и известна как гряда Ра. Исследования показали, что ядро гряды везде сложено глинами с морскими раковинами, содержащие редкие валуны. Сверху гряда покрыта тонким слоем галечника. Такое же строение имеют и другие более поздние гряды. В связи с таким строением предполагается, что эти гряды были образованы на дне моря и значительно им переработаны. Очень интересна схема трансгрессий поздне- и послеледникового времени составленная Эном, (рис. 5), поскольку она учитывает высоты уровней древних береговых линий и основных моренных гряд — Ра, Ос и Акер.

Самым интересным (примечательным) в этой схеме — это последовательное снижение уровня моря начиная с отметки 220 метров или последовательное поднятие территории на эту же величину.

Еще больше сходства в строении покровного комплекса с Нидерландами. Здесь покровный комплекс четко делится на две серии. Нижняя серия сложена преимущественно морскими осадками. Состав фауны позволяет выделить несколько периодов похолодания и потепления. Первое похолодание, после теплой третичной эпохи, отмечается в от-

ложениях «амстель-подерл» появлением фораминифер из группы *Elphididae*, *Cassidulina* и *Bullimmina*.

Ранее эти отложения рассматривались как плиоценовые. Верхняя серия начинается «основной» рисской мореной, выше которой лежат морские земские отложения и более молодые. Верхняя серия образовалась в пониженных участках рельефа, вложенных в отложения нижней серии. Взаимоотношение обеих серий иллюстрируется рисунком 6, заимствованным из упомянутой книги «Геология Нидерландов».

В заключении этой краткой статьи хочется выразить уверенность, что решающую роль в новых исследованиях будет играть изучение микрофауны в мореноподобных отложениях, тщательное изучение строения покровного комплекса и неотектоники территории, основанной на картировании реперных морских и бассейновых горизонтов и уровней.

[Поступило: 21.VIII.1966 г.]

#### ЛИТЕРАТУРА

- АФАНАСЬЕВ, Б. Л., БЕЛКИН, В. И.: 1965. О третичном возрасте нижних горизонтов рыхлого покрова Большеземельной тундры. Сов. Геология, 6.
- БУРК, Х. Д. М. и др.: 1959. Геология Нидерландов. М.
- ГРИНБЕРГ, Э. и УЛЬСТ, В. Г.: 1960. Четвертичные отложения. В томе XXXVIII Геология СССР. М.
- ДАНИЛАН, И. Я., ДЗИЛНА, В. Р. и др.: 1964. Стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений Латвии. Сб. Вопросы четвертичной геологии. В. III, Рига.
- ЗАГОРСКАЯ, Н. Г., КАВЯЛАЙНЕН, В. П. и КУЛАКОВ, Ю. Н.: 1965. К вопросу о возрасте отложений Усть-Енисейской серии. Основные проблемы изучения четвертичного периода. АН СССР, М.
- ЛИНДБЕРГ, Г. У.: 1965. Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода. Основные проблемы четвертичного периода. Изд. Наука, М.
- ПЕРКОНС, В.: 1957. К вопросу стратиграфии плейстоценовых отложений Латвийской ССР. Труды регион. совещ. по изуч. четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс.
- УЛЬСТ, В. Г., МАНОРЕ, Я. Я.: 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений Запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. Вопросы четвертичной геологии. Изв. АН Латв. ССР, Рига.
- ЦЕННЕР, Ф.: 1963. Плейстоцен. Изд. Ин. лит., М.
- ХОЛЬТЕДАЛЬ У.: 1957. Геология Норвегии. Изд. Ин. лит. М.
- DREIMANIS, A.: 1938. Faunas Yoldia arctica atradnes Latvija. Daba un Zinatne, № 1, Riga.
- ZANS, V. and DREIMANIS, A.: 1936. Ein Fund von Portlandia (Yoldia) arctica Gray in Lettland. Latv. Biol. biedr. raksti, sej V.
- ZANS, V.: 1936. Das letztinterglaziale Portlandia—Meer des Balticums. Helsinki.

# SEA MORAINES OF LATVIA AND THEIR POSSIBLE CORRELATIONAL AND STRATIGRAPHIC IMPORTANCE

By

B. AFANASYEV

## SUMMARY

*Portlandia arctica* sea shells were first found in the moraines of Latvia in 1935. V. Zans regarded these shells to have been entrapped by the glacier of the last glaciation from the Riss-Würm sea interglacial deposits. In this connection the presence of the *Portlandia arctica* shells acquired a stratigraphic importance being a reason to consider the shell-containing moraines to belong to the Würm complex. There was recently established the presence of sea diatoms and foraminifera in multiage moraines, the condition of whose burial leave no doubt as to the marine origin of the deposits comprising them. The presence of sea moraines in the section of the covering complex is of great importance for the understanding of the history of development of Baltic countries at the Quaternary time, it also puts forward a number of new questions and methods of investigation of these deposits.

# DIE MEERESMORÄNEN LETTLANDS UND IHRE POTENTIELLE KORRELATIVE UND STRATIGRAPHISCHE BEDEUTUNG

von

B. L. AFANASJEW

## ZUSAMMENFASSUNG

Die ersten Funde von Meeresmuscheln *Portlandia arctica* in den Moränen Lettlands wurden im Jahre 1935 gemacht. V. Zans war der Meinung, dass diese Muscheln vom Gletscher der letzten Vereisung aus der Riss-Würm Meereseisbildungen umgelagert sind. In diesem Zusammenhang gewinnt das Vorhandensein von *Portlandia arctica* eine stratigraphische Bedeutung in dem Sinne, dass Moränen, die Muscheln enthalten, zum Würm-Komplex gehören. In letzter Zeit ist das Vorhandensein von Meeresdiatomeen und Foraminiferen in Moränen verschiedenen Alters festgestellt worden, deren Bergungsverhältnisse für den marinen Ursprung der sie enthaltenden Ablagerungen sprechen. Das Vorhandensein von Meeresmoränen hat eine grosse Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Baltischen Länder im Quartär und hebt eine Reihe neuer Probleme hervor.

Подписано к печати 8.IX.1967 г. ЛВ 01308

Бумага 70×108/16=9,5 бум. л.—25,6 н. л.

+ 8 вклеек 25,35 уч. изд. л.

Цена 1 руб. 98 коп.

Тираж 1000 экз.

Набрано и отпечатано в гос. типографии «Пярнале».

Вильнюс, ул. Латако, 6.

Заказ № 1760.