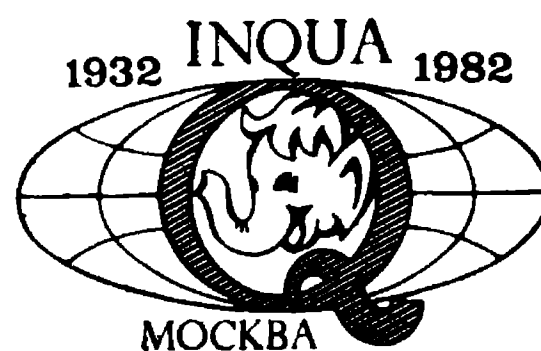


ПЧ
Б.90

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

Paleogeography of Europe

during the last
one hundred thousand years

(Atlas-monograph)



MOSCOW, NAUKA

1982

Палеогеография Европы

за последние
сто тысяч лет

(Атлас-монография)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1982

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М.: Наука, 1982.

В атласе-монографии обобщены данные по палеогеографии Европы в позднем плейстоцене и голоцене, полученные в результате комплексного изучения компонентов природной среды в течение последнего климатического макроцикла (последнее межледниковье, последнее оледенение, послеледниковье). В текстовой части и на цветных картах даются реконструкции ледниковых покровов, состояния морских бассейнов, восстанавливаются особенности распространения многолетней мерзлоты, лёссов, древних почв, растительности, млекопитающих, стоянок первобытного человека. Приводятся некоторые общие реконструкции природной среды. В заключение обсуждаются основные черты климата последнего макроцикла в связи с современным состоянием природной среды. Атлас-монография представляет интерес для широкого круга специалистов — географов, палеогеографов, биологов, палеонтологов, гляциологов, климатологов, археологов. Ил. 94. Библиогр. 450 назв. Табл. 13.

Ответственные редакторы

академик И. П. ГЕРАСИМОВ
доктор географических наук А. А. ВЕЛИЧКО

Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years. M.: Nauka, 1982.

The book summarizes data on the Late Pleistocene and Holocene paleogeography of Europe as revealed by studies of the evolution of individual natural components throughout the last climatic macrocycle (last interglacial — last ice age — postglacial time). In the book are described — and illustrated by coloured maps — the ice sheets reconstructions, sea basins state, loesses, soil and vegetation cover, mammal fauna and archeological sites. Some general reconstructions of the environment as well as various models of glaciation and natural processes are considered. In conclusion general features of the last climatic macrocycle are discussed in connection with the present state of the environment. The book is of interest for many specialists including geographers, quaternary geologists, paleontologists, geocryologists, biologists, climatologists, archeologists.

Editors

academician I. P. GERASIMOV
doctor of geographical sciences A. A. VELICHKO

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЕВРОПЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ СТО ТЫСЯЧ ЛЕТ

АТЛАС—МОНОГРАФИЯ

Утверждено к печати Институтом географии АН СССР

Редактор издательства О. М. Ваникова
Художник А. Г. Кобрин
Художественный редактор Т. А. Алексеева
Технический редактор И. Н. Жмуркина
Корректоры Т. С. Козлова, В. С. Федечкина

ИБ № 21409

Сдано в набор 06.05.81. Подписано к печати 26.10.81. Т-25846. Формат 70×108¹/₈. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура обыкновенная новая. Печать высокая. Усл. печ. л. 45,5 (с приложением). Усл. кр.-отт. 109.2. Уч.-изд. л. 46.5. Тираж 1300 экз. Тип. зак. 388. Цена 8 р. 50 к.
Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий труд является результатом комплексной исследовательской работы большого коллектива советских ученых. По своей форме это атлас-монография, состоящая из серии карт и текста. Широкий охват главных вопросов рассматриваемого времени — от границ и размеров древних материковых ледниковых покровов и бывшего рисунка озерно-речной сети и береговых линий морских бассейнов до характера природы перигляциальной и других внеледниковых зон придает работе палеогеографический характер. Комплексный характер работы заключается во всестороннем использовании новейших геологических, геоморфологических, гляциологических, климатологических, ботанических, педологических и других материалов для характеристики древних природных феноменов, собственных территории Европы в недавнем геологическом прошлом, и выявляются как черты их сходства, так и различия с современными образованиями.

Коллектив советских ученых, проводивших эту работу, включал, кроме палеогеографов, также геоморфологов, гляциологов, почвоведов, биогеографов.

Выполненная работа имела экспериментальный характер, так как в ходе ее использовались построения, которые могут быть названы палеогеографическими реконструкциями (реставрациями) и моделями. Их главная цель заключалась в том, чтобы на основании разнообразных следов древнего рельефа и отложений, остатков бывших почв и растительности, а также других природных реликтов воссоздать в форме текстовых и математических описаний, картографических изображений как отдельные компоненты былой природной среды (ледниковые покровы, характер поверхностных отложений и почв, состав растительности и т. д.), так и природную среду в целом.

Главным научным подходом к таким палеогеографическим реставрациям являлся палеоактуализм, сущность которого заключалась в следующем. Основой палеогеографического истолкования того или иного природного реликта (геоморфологического, педологического, биологического и т. д.) было сопоставление его с аналогичными (сходными) современными образованиями. Исходя из такого сопоставления делались выводы об их свойствах и географическом значении. Однако как само сопоставление, так и палеогеографические выводы, вытекающие из него, корректировались наиболее вероятными количественными и предполагаемыми качественными различиями сравниваемых современных и древних явлений. При этом если первый ряд таких различий (количественных) базировался главным образом на прямых данных, то различия второго ряда (качественные) основывались на косвенных сопоставлениях или на генетической взаимосвязи одного явления с другими. Ниже приводятся некоторые конкретные пояснения использованного подхода.

Весьма важной особенностью работы был определенный выбор единых временных рубежей или срезов для палеогеографических реконструкций. Очевидно, что такими срезами должны были быть временные рубежи, особенно важные для формирования и развития современной природной среды. Исходя из этого принципа исходным временным срезом для реконструкции был выбран последний межледниковый период, во время которого материковые льды на территории Европы отсутствовали, а распределение суши и моря, а также общие черты наземной орографии в главных чертах соответствовали современности. Как показывает проведенное исследование, почти всю Европу в это время занимала лесная растительность двух главных типов — бореального (таежная) и неморального (широколиственные леса) и почвы — аналоги современных подзолистых, псевдоподзолистых и бурых лесных почв. При этом было установлено, что неморальная растительность занимала большую площадь, чем сейчас: северная граница

широколиственных лесов проходила на 5—6° севернее современной, южная — на 1—2° южнее. Типичный ландшафт тундры в это время, по-видимому, полностью отсутствовал на территории Европы. Лесостепи и степи имели более ограниченное распространение (А. А. Величко, В. П. Гричук, Т. Д. Морозова).

Основным временным срезом для палеогеографических реконструкций был принят последний период распространения материковых льдов так называемого валдайского (вислинского, вюрмского) оледенения, в том числе его максимум. На основании палеогеоморфологических данных была реконструирована форма поверхности существовавшего тогда Европейского ледникового щита с проведением гляциоизогипс и изолиний мощностей льда. Последние были вычислены с учетом рельефа ложа и гляциоизостатического погружения (А. А. Асесв, В. В. Бропгулсеев). При этом анализ данных об ориентировке ледниковых шпатов, морфологии подводных желобов и других привел авторов работы к заключению о существовании в это время на территории Северной Европы не только Скандинавского покрова, как это считалось ранее, но также и покровного оледенения в Баренцевом секторе арктического шельфа (М. Г. Гросвальд).

Палеогеографические реконструкции процессов дегляциации последнего Европейского ледникового покрова показали, что оставленный им рельеф хорошо отражает динамические особенности радиального растекания материкового льда. Как выяснилось, активные ледниковые потоки всюду заканчивались лопастями и языками в депрессиях ледникового ложа. Ледоразделы же были расположены на его орографических поднятиях. На основании палеогеоморфологических данных были выделены три главных краевых пояса последовательной дегляциации, обусловленные указанными выше динамическими причинами (Н. С. Чеботарева, М. А. Фаустова).

Исходя из принципа актуализма, была разработана математическая модель последнего Европейского ледникового покрова. Для ее построения были использованы общая теория массообмена, формирующего баланс льда, и статистические зависимости основных гляциологических характеристик (снегонакопления, абляции и др.) от радиационных условий и других факторов, установленные для современного Гренландского ледникового покрова. Численная реализация этой модели для последнего древнего оледенения основывалась на аналогичности — в среднем — формы современных и древних ледниковых покровов, зависимости аккумуляции от размера ледника и абляции от летней температуры воздуха. Последняя величина вводилась в расчет на основе наиболее вероятных палеоклиматических данных. Наиболее общий вывод из проведенного исследования был следующим: использованные для расчета палеогеографические характеристики вполне корректны для того, чтобы количественно объяснить как общее развитие и деградацию последнего Европейского ледникового покрова, так и ряд важных физико-географических явлений, имевших место у края ледника в заданных пространственно-временных пределах (В. Г. Ходаков).

Вместе с тем, исходя из теории движения и термике ледниковых покровов, анализировалось возможное отличие древнего Европейского ледникового покрова от современных. С этой целью проводился анализ основных уравнений, определяющих состояние ледника путем введения в них определенных палеогеографических характеристик. Это позволило показать, что процессы движения и переноса тепла с древнего ледникового покрова характеризовались существенно другими показателями по сравнению с современными ледниками. Поэтому древний покров должен иметь черты, не свойственные последним. Первопричиной подобных различий являлась не-

стабилизацию процессов в древнем ледниковом покрове и особый механизм отвода льда от края (прежде всего наличие обширной области абляции и отсутствие откола айсбергов). Такие различия могли существенно влиять на форму древнего ледникового покрова, трансформируя ее путем выполаживания и уменьшения мощности льда в краевых зонах. Вероятны и другие специфические особенности (И. А. Зотиков).

Как известно, последний ледниковый покров на территории Европы окаймлялся широкой перигляциальной зоной, в которой в условиях криогенеза происходило накопление лёссов и существовала очень своеобразная холодная лесостепь со специфической растительностью и почвами. Лёссовая толща хранит следы одного интерстадиала (24—29 тыс. лет) с погребенными почвами, сходными с современными палевыми мерзлотными почвами Центральной Якутии. Этот интерстадиал предварял главную фазу формирования лёссов, которая характеризовалась слабым преобразованием минеральной массы накапливавшихся субаэральных осадков и не проявлялась деформаций, что свидетельствует о низких влажности и температуре грунтов. Максимальное продвижение на юг многолетней мерзлоты наступило в конце лёссового накопления, когда температура грунта снижалась до $-3-7^{\circ}\text{C}$ (А. А. Величко, В. В. Бердников, В. П. Нечаев). Общий характер растительного покрова в это время, как уже отмечалось, был резко специфичным, в современной растительности Европы его аналоги отсутствуют (В. П. Гричук).

В работе (в различных ее разделах) уделено особое внимание послеледниковому времени, или голоцену. Этот период рассматривается как возможный современный аналог межледникового периода. Поэтому последовательный анализ хода закономерных изменений природной среды в течение голоцена может и должен служить научной базой для прогноза будущих естественных изменений природной среды геологического масштаба. В работе доказывается, что в настоящее время природная среда в Европе находится, вероятно, на заключительных этапах так называемой термогигротической стадии межледниковых эпох, закономерно сменявшихся в прошлом «криогигротической стадией», т. е. начальной стадией ледникового времени (Н. А. Хотинский).

Важнейшей особенностью структуры работы является органическая связь картографических материалов с текстом. При этом карты и схемы, включенные в настоящую работу, несут не только вспомогательную или иллюстративную функцию. Они в данном случае, как и основной текст, содержат определенную научную фактическую информацию (часто более точную, чем текст) и излагают конкретные выводы, дополняющие или даже независимые от текста. Это обстоятельство и дает основание называть настоящую работу атласом-монографией.

В 1973 г. было предпринято предварительное, ротапринтное издание этого труда в форме макета. Это последнее определение имеет различный смысл. Прежде всего, в настоящей работе большую роль играет новый методический поиск, который требовал обсуждения и проверки. Необходимо было расширить компонентные характеристики атласа-монографии. В результате настоящее издание пополнилось картой и текстом, отражающими распространение фауны в позднем валдае (А. К. Маркова). Важным новым элементом работы явились разделы о первобытном человеке (Н. Д. Праслов). Карты, со-

проводимые необходимыми пояснениями, позволяют проследить особенности расселения первобытного человека в позднем плейстоцене в Европе и сопоставить по ряду карт этот процесс с особенностями развития природных компонентов. Тем самым читателю, вероятно, впервые предоставляется возможность рассмотреть проблему взаимодействия природной среды и общества в течение большого интервала времени (поздний плейстоцен) на картографической основе. Наконец, работа пополнилась разделом, содержащим палеоклиматические реконструкции, что имеет большое значение для анализа современного состояния климата.

В процессе работы после выхода макета было проведено дальнейшее совершенствование фактического содержания атласа-монографии. Помимо сбора нового и проверки имеющегося материала, проведенных авторами, коллектив атласа-монографии получил ряд существенных дополнений, поправок и критических замечаний от советских и зарубежных ученых.

Кроме того, Комиссия по палеогеографическим атласам ИНКВА в рамках работы по составлению карты северного полушария для эпохи 18—20 тыс. лет назад взяла на себя труд получить замечания на макеты карт от своих членов и членов-корреспондентов. Замечания были присланы Б. Андерсеном (Норвегия), Н. А. Мерпером (Швеция), С. Портером (США), Б. Френцелем (ФРГ), [Ю. Финком] (Австрия), А. Леруа-Гуран, Ж. Рено-Мисковски, Ж. Сомме, О. Коншон (Франция), А. Писсаром, Р. Папе (Бельгия) и другими.

Часть замечаний, присланных до передачи карт на картофабрику, была учтена, остальные замечания будут использованы Комиссией при подготовке карты северного полушария. Кроме того, в августе 1976 г. комплекс палеогеографических карт Европы, публикуемых в настоящем издании, был обсужден Комиссией по палеогеографическим атласам ИНКВА на заседании в Зеехаупте (ФРГ).

Таким образом, коллективом атласа-монографии была проделана определенная работа по разностороннему критическому обсуждению и совершенствованию методов и результатов проведенного исследования. Тем не менее очевидно, что в условиях современного этапа интенсивного развития научных исследований материалы по палеогеографии Европы постоянно пополняются, поэтому следует заранее высказать большую признательность всем исследователям, которые направят организаторам данной работы свои замечания, дополнения, предложения. Все эти материалы смогут быть учтены при разработке комплекса карт северного полушария в рамках деятельности Комиссии по палеогеографическим атласам ИНКВА, а также при новых попытках создания подобного атласа-монографии.

При подготовке настоящего комплексного труда большая научно-организационная работа была проведена М. П. Брицкиной, [Л. А. Крупениной] А. К. Марковой, В. П. Нечаевым. В научно-технической работе над картами принимали участие О. М. Брегман, А. Ф. Захарова, Н. К. Ивченко, А. М. Окунева, С. Н. Тихова, Л. П. Яшикова. Научное редактирование карт проводилось под руководством И. А. Веденской, Н. Ф. Леонтьева и Г. М. Беляковой. Редактирование перевода на английский язык введения и заключения проведено И. И. Спасской и Л. М. Шевченко.

INTRODUCTION

This monograph is the result of a complex research by a group of Soviet scientists. It is presented as an atlas-monograph consisting of a text and a number of maps. The work is paleogeographical as it embraces an extensive scope of the main events that took place within the period discussed — from the limits and sizes of the ancient continental ice sheets and the former pattern of the lake-fluvial system and coastlines of the sea basins to the character of nature in periglacial and other extraglacial zones. On the other hand, it is complex as it consists in a comprehensive use of the latest geological, geomorphological, glaciological, climatological, botanical, pedological and other data characterizing of old natural phenomena typical for Europe in its recent geological past. Characteristic features of

ancient forms have been compared with those of the present formations in order to show their similarity or difference.

The research was also of an experimental nature, as it used premises that might be called paleogeographical reconstructions (restorations) and models. Their main purpose was to reconstruct — in the form of mathematical descriptions and cartographic representations — both separate components of the former natural environments as a whole and its separate components, i. e., ice sheets, character of surface deposits and soils, the composition of vegetation, etc. For this the authors examined various traces of the old relief and deposits, remains of former soils and vegetation, as well as of other natural relics. Paleoscientism was used as the main scientific approach to such

paleogeographical reconstructions. We understand it as follows. The natural relics (geomorphological, pedological, biological etc.) are interpreted from a paleogeographical point of view on the basis of a comparison with analogous present formations followed by corresponding conclusions on their properties and geographical significance (actualistic method). However, both the comparison itself and its paleogeographical deductions resulting from it have been corrected by the most probable quantitative and assumed qualitative differences between the compared present and old events. Quantitative differences have principally been based mostly on direct data, while qualitative ones — either on indirect considerations or on the genetic affinities of one event with the others. A few factual explanations of the approach used will be given later.

The use of uniform time limits or sections for paleogeographical reconstructions has been very important feature of the research. It is obvious that the sections should be taken at such time limits that have particularly been important for the formation and development of the present natural environment. Hence the last interglacial period during which there was no continental ice within Europe, has been chosen as an initial time section for the reconstruction. In that period the distribution of land and sea, and the general features of land orography fundamentally corresponded to those of the present time. As indicated by the research, at that time almost the entire continent was occupied by forest vegetation of two main types — boreal (taiga) and nemoral (broad-leaved forests), the soils being analogues to the present podzolic, pseudopodzolic and brown forest soils. It has also been established that the nemoral vegetation occupied a greater territory than now; the northern boundary of broad-leaved forests been by 5° or 6° farther to the north; their southern boundary — by 1° or 2° farther to the south. At that time the typical tundra landscapes must have completely been absent in Europe. Forest-steppes and steppes were more limited (A. A. Velichko, V. P. Grichuk, T. D. Morozova).

The last period of continental ice expansion of the so-called Valdai (Vistula, Würm) glaciation, including its maximum, has been accepted as the fundamental time limit in the paleogeographical reconstructions. Paleogeomorphological data helped to reconstruct the surface of the then existing European ice shield and to draw glacial isolines and isolines thickness of the ice. The latter have been computed with due consideration of bed relief and glacioisostatic subsidence (A. A. Aseev, V. V. Bronguleev). Analyzing of data on the orientation of glacial scars, on the morphology of underwater trenches, etc. the authors came to the conclusion that not only ice sheet covered the land at the Northern Europe (as it had been usually accepted) but also a glacier existed also at the Arctic shelf within Barents Sea.

Paleogeographical reconstructions of the deglaciation processes for the last European ice sheet indicate that the relief left by it reflects well the dynamic specific features of the former radial spreading of the continental ice. As it turned out active glacial streams ended everywhere in lobes and tongues in the depressions of the glacial bed. The ice divides occupied its orographic uplifts. On the basis of paleogeomorphological data, three main marginal belts of consecutive deglaciation have been defined. Their emergence was conditioned by dynamic reasons mentioned above (N. S. Chebotareva, M. A. Faustova).

Proceeding from the principle of actualism the authors worked out a mathematical model for the last European glacial sheet. To construct the model, they used the general theory of mass exchange forming the ice balance as well as statistical dependencies of the main glaciological characteristics (snow accumulation, ablation, etc.) upon radiation conditions and other factors established for the present ice sheet of Greenland. A numerical realization of this model for the last old glaciation was based on the analogy (on the average) of the shape of the present ice sheets with that of the ancient ones, and on the dependence of accumulation upon the size of a glacier and that of ablation upon the summer temperature of air. The latter value was introduced into the calculation on the basis of the most probable paleoclimatic data. The most general deduction from the research: Paleogeographical characteristics used in the computations are quite correct to explain quantitatively the general development and degradation of the last European ice sheet, as well as a number of important physico-geographical phenomena that

took place at the edge of the glacier within the given space-and-time limits (V. G. Knodakov).

At the same time, possible differences between the old European glacial sheet and the present sheets were analyzed on the basis of the theory of movement and the thermal conditions of ice sheets. For this purpose an analysis was made of the principal equations determining the state of the glacier by introducing into them definite paleogeographical characteristics. It helped to show that, in comparison with present glaciers, the processes of movement and heat transfer from the ancient ice sheet had been characterized by essentially different analytical expressions. Consequently the old sheet should possess features that are not characteristic of the present glaciers. The first reason for such differences was the fact the processes in the old ice sheet were not been stationary and there existed a special mechanism for the evacuation of ice from the margin (first of all — the presence of a vast ablation area and an absence of iceberg calving). Such differences could substantially affect the shape of the ancient ice sheet flattening it and decreasing its thickness in the marginal zones. There, probably, were also other specific features as well (I. A. Zotikov).

As it is known, the last glacial sheet in Europe was fringed by a wide periglacial zone, in which the accumulation of loesses took place under the conditions of cryogenesis and there existed a very peculiar cold forest-steppe with specific vegetation and soils. The loess strata bear traces of one Interstadial (24 000 to 29 000 years) with buried soils similar to the present pale-yellow frozen soils of Central Yakutia. This interstadial preceded the main phase in loess formation, which was characterized by a slight transformation of the mineral mass in the accumulating subaerial sediments and by a lack of evidence of frost deformations, thus indicating a low humidity and temperature of the ground. The maximum advance of permafrost to the south began at the end of loess accumulation when the temperature of the ground dropped to -3° or -7° C (A. A. Velichko, V. V. Berdnikov, V. P. Nechaev). As noted above, the general nature of the vegetation cover at that time was most specific and had no analogues with the present vegetation of Europe (V. P. Grichuk).

In different parts of the monograph special attention is paid to the postglacial time — the Holocene. This period is regarded as a possible recent analogue of the interglacial period. Therefore, a consecutive analysis of the progress of regular changes in the natural environment during the postglacial time (the Holocene) can and should serve as a scientific basis for forecasting of future natural changes in the environment on a geological scale. The paper proves that at present the natural environment in Europe is, probably, in the final stages of the so-called «thermohygroscopic stadia» of the interglacial epochs, which in the past have been regularly replaced by «cryohygroscopic stadia», i. e. initial stages of the glacial period (N. A. Khotinsky).

Such is the general idea of the contents of this joint research, of the scientific approaches used and of the results obtained. It should only be stressed again that the monograph's essential feature is an organic link between the maps included into the book and its text. The latter, primarily fulfills its usual function, i. e. presents factual material with scientific background and explanation, while the maps and diagrams included in the book do not only serve as auxiliary and illustrative material. Like the text itself, they contain a definite scientific factual information (frequently more precise than the text) and present definite conclusions supplementing the text or, even, independent from it. This fact justifies the name of this paper — **an atlas — monograph**.

A preliminary version of the atlas-monograph was published in 1973 as a preprint. The aims of the publication were various. First of all, the most distinctive feature of the work is its methodical approach: the methods required consideration and testing. Besides, it was necessary to add some characteristics to the atlas-monograph components. Several new maps (accompanied by description) were included, which showed Late Valdai fauna distribution. A very important new section was introduced which deals with the Early Man; the map and the supplementary text allow to juxtapose the Early Man migration over Europe during the Late Pleistocene and Holocene and the natural evolution (by comparison of the series of maps). Thus for the first time the reader could look into the problem of the Nature—Society equilibrium during rather long time interval (Late Pleistocene) on cartographic base.

After the preprint publication the atlas-monograph content was considerably revised. The authors checked the materials and added some new data; besides, some important comments and corrections were made by Soviet and foreign specialists.

Maps were also discussed by members and corresponding members of the INQUA Commission on Palaeogeographic Atlas of the Quaternary within the frame of compilation of the paleogeographic maps of the Northern Hemisphere. Comments on the atlas-monograph maps were sent by B. Andersen (Norway), N. A. Mörner (Sweden), S. Porter (USA), B. Frenzel (FRG), Y. Fink (Austria), A. Leroi-Gourhan (France), J. Renault-Miskowski (France), J. Sommé (France), O. Conchon (France), A. Pissart (Belgium), R. Paepe (Belgium) and others.

Some of the comments (which had been received before the maps were in print) have been taken into account, others will be used by the Commission on Palaeogeographic Atlas for the Northern Hemisphere maps. The Commission discussed the present set of maps at its meeting in Seeshaupt, FRG, in 1976.

The authors of the atlas-monograph thus fulfilled a certain

work on revision and development of the methods and results of the studies. Nevertheless it is obvious that at present the intensive research work constantly produces new data on the paleogeography of Europe; we would like to express in advance our gratitude to all the specialists who will take the trouble to present their comments, corrections and proposals to the editors. The materials will be used for new versions of such atlas as well as for Northern Hemisphere maps prepared within the frame of the INQUA activity.

During the preparation of the present complex work an active role played M. P. Britsyna, L. A. Krupenina, A. K. Markova, V. P. Nechaev.

O. M. Bregman, A. F. Zaharova, N. K. Ivchenko, A. M. Okuneva, S. N. Tihova, L. P. Jashenkova took part in the science-technical work on maps. The science editing of maps held under the supervision of I. E. Vedenskaya, N. F. Leontjev and G. M. Belyakova.

The English texts of introduction and concluding chapter were edited by I. I. Spasskaya and L. M. Shevchenko.

МОРСКИЕ БАССЕЙНЫ И ПОЛОЖЕНИЕ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ¹

Морские бассейны Восточной Европы значительно различаются между собой по гидрологическому режиму, особенностям рельефа дна и побережий, что во многом предопределено разным ходом истории их геологического развития и своеобразием реакции на смены ледниковых и неледниковых условий в четвертичный период. Котловины северных эпиконтинентальных морей — Балтийского, Баренцева и так называемого Печорского испытали непосредственное воздействие ледниковых покровов во время материковых оледенений. Балтийская и Беломорская котловины служили крупными артериями стока льдов в пределах Североевропейского ледникового щита. Шельф Баренцева и Печорского морей также был занят сплошным покровом льда, тесно связанным с материковым ледниковым щитом [Гросвальд, 1967; Гросвальд, Серебрянный, 1970].

Азово-Черноморский бассейн во время оледенения приобретал односторонний сток в Средиземноморский бассейн и преимущественно находился в состоянии регрессии и опреснения. Менее определенной остается картина соотношения оледенений с колебаниями уровня моря для Каспийского бассейна. Наряду с мнением о том, что в Каспийском бассейне максимальному развитию оледенений соответствовала регрессия, трансгрессивные условия устанавливались с началом деградации ледников, существуют и противоположные точки зрения. Во время всех плейстоценовых межледниковий и в голоцене в котловины всех морей Восточной Европы, кроме Каспийского, проникали океанические воды. Максимальные уровни этих трансгрессий в тектонически стабильных условиях не превышали 10—12 м абсолютной высоты. Это принципиально важное положение, установленное К. К. Марковым [Марков, Величко, 1967] на основании балансовых расчетов и подтвержденное для южных морей Ю. М. Васильевым [1968], разделяется всеми авторами настоящего раздела, которые объяснение более высоких межледниковых и голоценовых береговых уровней видят в проявлении тектонических движений (Попто-Каспий) и изостазии (Балтика).

Исходя из изложенных общих представлений, в настоящем разделе и предпринята попытка рассмотреть важнейшие временные срезы истории Балтийского, Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов в позднем плейстоцене и голоцене.

Балтийское море

На микулинское межледниковье приходилась самая значительная из четвертичных трансгрессий в Балтийской котловине. Морские осадки этого времени известны во многих прибрежных районах северной части Европы, в том числе в низовьях р. Эм в Нидерландах, откуда и пошло ее название — «эмская трансгрессия». В этом районе с помощью палеоботанических данных удалось установить сопряженность трансгрессии с климатическим оптимумом межледниковья [Vlerk, Florschütz, 1950].

Эмские морские отложения на западе Ютландии прислонены к морене среднего плейстоцена [Madsen et al., 1928]. Они представлены преимущественно глинами с богатой фауной моллюсков (свыше 120 видов). В составе фауны присутствуют не только бореальные, но и лузитанские элементы. По солено-

сти эмское море сопоставимо с современным морем, по температуре (особенно летом) были на несколько градусов выше. В верхней части толщи глины сменяются песками (тоже с разнообразной фауной моллюсков), которые фиксируют регрессивные условия.

В период максимума трансгрессии эмское море проникало в Балтийскую котловину по узким проливам на юге Ютландии [Brelie, 1951]. М. А. Лаврова [1961] допускала также существование водообмена между Североморской и Балтийской котловинами через Скагеррак, Каттегат и Датские проливы. Действительно, эмские морские межледниковые осадки обнаружены в районе Датского архипелага, на о-ве Рюген и на севере Северо-Европейской низменности, где они перекрыты мореной и нередко нарушены гляциодислокациями [Madsen et al., 1928]. Изучение фауны фораминифер из этих осадков позволило детально проследить смену теплых мелководных обстановок более прохладными и глубоководными в ходе развития трансгрессии межледникового моря [Lafrenz, 1963].

На юге Балтики морские межледниковые отложения, сопоставимые с эмскими, обнаружены в низовьях Вислы (пески с фауной бореально-лузитанских моллюсков), на побережье Гданьской бухты и на Балтийской косе (глины и глинистые алевроиты с фауной бореальных моллюсков). По данным диатомового анализа (Е. А. Черемисинова), в этих фациях обнаружен единый комплекс диатомовых из представителей родов *Coscinodiscus*, *Chaetoceros*, *Diploneis*, *Navicula* и других. По палинологическим данным М. Бремунны, Л. В. Калугиной и Н. Д. Агаповой, рассматриваемые осадки накапливались в период климатического оптимума микулинского межледниковья [Лаврова, 1961; Знаменская, Черемисинова, 1970]. Отсутствие планктонных фораминифер в разрезах морских глин у Эльблонга и Брахлево может служить указанием на ограниченную связь бухты, существовавшей в низовьях Вислы, с открытым морем [Brodnievicz, 1969]. Пик трансгрессии характеризовался в этом районе появлением видов фораминифер, присущих более прохладным и глубоководным условиям.

В районе Финского залива древние морские отложения рисс-вюрма обнаружены на о-ве Суур-Пранги, в устье Луги, а также в древней долине Нёвы и ее притоков — Мги и Тосны [Лаврова, 1961]. Спорово-пыльцевой (М. П. Гричук) и диатомовый (Е. А. Черемисинова) анализы опорных разрезов этих отложений в бассейне Мги дают определенное подтверждение их микулинского возраста, хотя первая (и пока единственная) конечная радиоуглеродная датировка по раковинам — $47\,400 \pm 1400$ лет — оказалась слишком молодой. Однако не исключена вероятность загрязнения этого образца более молодым углеродом [Старик и др., 1964]. Необходимо отметить сильную измельченность и дисперсность обломков раковин в синевато-черных глинах разреза у ст. Горы, где производились сборы на С¹⁴.

М. А. Лаврова и некоторые другие исследователи допускали связь эмского моря по системе мелководных проливов также и с Беломорской котловиной, куда заходила бореальная трансгрессия. Эта точка зрения отражена во многих работах, в том числе и на палеогеографической карте Европы времени микулинского межледниковья, составленной В. П. Гричуком [Последний европейский ледниковый покров, 1965].

Необходимо заметить, что реконструируемая на этой карте конфигурация береговой линии эмского моря спорна. Учитывая данные о высотах рисс-вюрмских межледниковых террас в стабильных платформенных областях, трудно допустить, что уро-

¹ Текст по Балтийскому морю написан Л. Р. Серебрянным, по Черному и Азовскому — Н. С. Благоволиным (голоцен), В. М. Муратовым и А. Б. Островским (поздний плейстоцен), по Каспийскому — Г. И. Рычаговым и О. К. Леонтьевым.

вень эмского моря в Балтийской котловине сильно превышал современный. Почти все показательные разрезы соответствующих морских осадков расположены в прибрежной полосе на высотах не более нескольких метров над современным уровнем моря. Здесь надо отметить группу разрезов на Курголовском полуострове и в низовьях Луги, разрез на о-ве Суур-Прангли, разрезы на юго-востоке Балтики в низовьях Вислы, близ Эльблонга, на Куршской и Балтийской косах, на Калининградском полуострове. Сюда же относится и ключевой район распространения мгинских отложений на востоке Приневской низины.

На территории Балтийского щита известен ряд разрезов с переотложенными морскими осадками, которые рассматриваются как эмские. Некоторые из них приурочены к значительным высотам: Сомеро 90 м, Роухнала 50—65 м, Буллес 88 м. Это, однако, не свидетельствует о высоком уровне межледниковой трансгрессии, принимая во внимание явные признаки гляциального переотложения материала [Donner, Gardemeister, 1971].

Эти данные служат единственным указанием на распространение эмской трансгрессии на территории Швеции и Финляндии, однако не исключено, что переотложению подверглись осадки более молодой трансгрессии, которая имела место в середине позднего плейстоцена. В пользу такого решения вопроса свидетельствуют данные пыльцевого анализа и радиоуглеродного метода, приведенные в упомянутой публикации финляндских исследователей.

Морские отложения, обнаруженные в центральных районах Карельского перешейка и отнесенные к микулинскому межледниковью, имеют абсолютные отметки кровли до 26—35 м [Геоморфология. ., 1969]. Эти районы приурочены к сложно-дислоцированной краевой зоне Балтийского щита, характеризовавшейся повышенной тектонической активностью в поздне-четвертичное время. Существование недавних поднятий там подтверждается стратиграфическими и радиоуглеродными данными. К такому же заключению пришли карельские исследователи (Г. С. Бискэ, А. Д. Лукашев, Г. Ц. Лак и другие).

Нам представляются весьма обоснованными критические замечания Н. И. Апухтина по поводу условий залегания морских межледниковых отложений скв. 55 у хут. Эдази в восточном Приильменье близ Крестцов [Геология. ., 1967]. Эти отложения приурочены к древней долине. Судя по составу диатомовой флоры, седиментация происходила в условиях высокой солености. Первоначально возраст рассматриваемых отложений рассматривался как микулинский. Однако трудно представить, каким образом могла осуществляться ингрессия эмского моря так далеко к югу от Ладожской котловины по очень узкой и длинной Волховской долине. Поскольку указанная находка морских осадков относится лишь к одному пункту, не исключено, что мы имеем дело с отторженцем.

Сопоставление имеющихся данных об эмских морских межледниковых отложениях приводит к заключению об отсутствии веских доказательств значительного повышения уровня эмского моря по сравнению с современным. Отметки кровли рассматриваемых отложений почти всюду не более чем на 10—15 м превышают современный уровень моря. Поэтому нам представляется, что общая конфигурация береговой линии эмского моря мало отличалась от современной. В целом же гляциоэвстатическая природа эмской трансгрессии вполне очевидна, хотя существуют некоторые расхождения в датировках максимального уровня этой трансгрессии. По аналогии с голоценовой (фландрской) трансгрессией и по палинологическим данным этот уровень, вероятнее всего, приходился на вторую половину климатического оптимума микулинского межледниковья.

В связи с таким мнением проблема Беломоро-Балтийского соединения в микулинское время, на наш взгляд, требует дополнительного изучения. По заключению Д. Б. Малаховского, Е. А. Спиридоновой и Е. В. Рухиной [Геоморфология. 1969], именно в области предполагаемого пролива мгинские морские отложения сохранились спорадически, так как они в значительной мере снесены валдайским ледником.

Для уточнения обратимся к сведениям по северным побережьям Печорского бассейна и Западной Сибири, на материале которых, как известно, сформировалась концепция широкого развития бореальной трансгрессии в микулинское время. Изучение распространения различных фаций этих отложений в Печорском бассейне привело к выводу, что типичные бореальные морские слои приурочены здесь только к неширокой прибрежной полосе [Иванович и др., 1973]. Те же авторы от-

мечают, что в течение большей части микулинского времени в Северном Предуралье происходило врезание гидрографической сети. По мнению С. А. Архипова [1971], обобщившего результаты исследований в Западной Сибири, береговая линия казанцевского (т. е. микулинского) межледникового бассейна следовала вдоль побережий Ямальского, Гыданского и Тазовского полуостровов и не вдавалась в вершины Обской и Тазовской губ. Только вдоль нижнего Енисея прослеживаются мелководные прибрежно-морские осадки межледникового времени.

В интервале между микулинским межледниковьем и поздневалдайским максимумом материкового оледенения проявлялась еще одна трансгрессия, более молодая, чем эмская (бореальная, карангатская).

В Балтийской котловине — на западе Литвы и в Калининградской области — в зоне унаследованного тектонического погружения, под верхней мореной, относимой к последнему оледенению, во многих пунктах вскрыты морские межледниковые отложения, которые залегают на морене или на коренных породах и нередко имеют мощность до 10—30 м. Состав диатомовой флоры, изучавшейся М. В. Кабайлене и Е. А. Черемисиновой, дал основание для заключения об осадконакоплении в литоральной зоне опресненного морского водоема. По палинологическим данным О. П. Кондратене [1966] отметила миндель-рисский возраст рассматриваемых отложений и сопоставила их с осадками гольштейнского моря. Однако структурно-геологические и литологические исследования В. Вонсавичюса [1969] не подтвердили эти представления: из 79 разрезов только в четырех допускалось наличие лихвинских (миндель-рисских) отложений, а почти во всех остальных случаях рассматриваемым отложениям приписывался средневалдайский и реже микулинский возраст.

При обсуждении этого спорного вопроса нужно отметить, что само по себе широкое распространение только лихвинских (миндель-рисских) морских, а также континентальных межледниковых отложений, перекрытых одной верхней мореной, близ восточного берега Балтики вызывает определенные сомнения. На этой территории, тем более учитывая ее приуроченность к унаследованной синеклизе, должна быть представлена более широкая возрастная последовательность морских осадков плейстоцена. Поэтому взгляды В. Вонсавичюса [1969] представляются вполне правомочными. Следует также обратить внимание на различия спорово-пыльцевых диаграмм предполагаемых лихвинских осадков из разных разрезов, а также на их резкое отличие от эталонных диаграмм континентальных отложений того же возраста из близлежащих польских разрезов Венгожево (Ангербург) и Прашницы (Прашниц), изучавшихся Гроссом, Зелле и другими палинологами.

Сходные замечания появляются и при рассмотрении вопроса о предполагаемых лихвинских морских толщах на западном побережье Латвии [Коншин и др., 1970]. Палинологические отличия этих отложений от упоминавшихся выше осадков Калининградской области очень большие (практически полное отсутствие пыльцы пихты, малое содержание пыльцы ели и другие). Вместе с тем нельзя не отметить очевидное сходство спорово-пыльцевых диаграмм отложений разрезов Юркалне, Зурас и некоторых других с диаграммами озерно-болотных отложений района Карукюла в юго-западной Эстонии [Пуннинг и др., 1967]. На этом основании была отмечена вероятность развития морской трансгрессии на западе Латвии в середине валдая [Серебрянный, 1971]. Однако вполне вероятно, что здесь, как и в более южных районах восточной Прибалтики, могли сохраняться следы также и микулинской трансгрессии.

По своим масштабам средневалдайская трансгрессия в Балтийской котловине мало отличалась от эмской. По всей вероятности, ее аналогом была трансгрессия моря скерумхеде, осадки которого исследовались в северных и восточных районах Дании. По составу фауны моллюсков (Йессен) были сделаны заключения о более прохладном климате, чем во время эмской трансгрессии [Madsen et al., 1928]. Аккумуляция скерумхедской толщи совпала с эпохой значительного погружения в области Датских проливов и была прервана в связи с наступлением ледникового покрова. Ранее распространенное мнение о приуроченности скерумхедской трансгрессии к концу эмского межледниковья подверглось пересмотру после того, как Г. Веннберг [Wennberg, 1949] привел доказательства ее более молодого возраста («внутриюрмский межстадиал»).

Признаки морской трансгрессии в середине валдая зафиксированы на побережьях морей Европейской Арктики. Особенно убедительны материалы, установленные на востоке Кольского полуострова и содержащие характеристики ископаемой фауны моллюсков и фораминифер [Гудина, Евзеров, 1973]. Датирование серий по C^{14} , проведенное в лабораториях Ленинградского университета, Института зоологии и ботаники АН ЭССР (Тарту) и Института геологии АН ЭССР (Таллин), показало, что осадконакопление происходило между 44 тыс. и 32 тыс. лет назад. Сходные данные получены и для морских осадков, вскрытых в низовьях Мезени и Северной Двины.

Поздний валдай. Время максимального распространения последнего покровного оледенения совпадало с крупной планетарной регрессией Мирового океана с понижением уровня на 125—130 м. Обширные мелководья у берегов Северной Европы были в это время осушены и в значительной части заняты ледниковым покровом.

Пути транспортировки льдов в Балтийской котловине в позднем плейстоцене реконструировались по литолого-стратиграфическим данным А. И. Гайгаласа [1963], А. В. Раукаса [1963], С. В. Яковлевой [1966] и других исследователей. Наиболее ценные результаты дало изучение петрографического состава валунов-индикаторов, причем в ряде случаев непосредственно изучались валуны в образцах морен, собранных из прибрежных районов и со дна Балтийского моря. В итоге удалось составить представление о важнейших ледниковых этапах, оставивших специфические комплексы валунов [Вийдинг и др., 1971]. Эти данные были дополнены специальными исследованиями состава мелкозема и ориентировки удлиненных обломков в моренах, а также замерами ориентировки ледниковых шрамов, что позволило значительно детализировать картину разноса льдов в области Балтийской котловины.

Хотя геолого-геоморфологические исследования показали, что моренные горизонты, выделенные в Балтийском регионе, имеют континентальный генезис, Б. Л. Афанасьев [1967] поднял вопрос о вероятном морском генезисе некоторых морен, ссылаясь на находки в них морских фоссилий. А. Дрейманис [Dreimanis, 1970] специально проанализировал массовые данные о присутствии раковин морских моллюсков в моренах на территории Латвии и пришел к выводу, что все эти раковины находятся во вторичном залегании. Следовательно, находки морских фоссилий в отдельных горизонтах морен не могут считаться доказательством морского генезиса отложений.

Тем не менее в исключительных случаях накопление морен, по-видимому, могло происходить и в ледово-морской обстановке, главным образом во время межстадиалов. Такие условия, например, зафиксированы для разрезов Колка и Вяэна-Йыесуу во время ранневалдайского межстадиала (исследования И. Д. Данилова, Э. Д. Лийвранд, Г. Н. Недешевой, А. В. Раукаса и Т. И. Смирновой с применением литолого-минералогических и микропалеонтологических методов в 1968—1970 гг.). Изучавшиеся отложения, однако, представляют собой не типичную морену, а подморенные алевроиты (Колка) или межморенные алевроитовые глины (Вяэна-Йыесуу). Такие фракции, вероятно, накапливались в опресненных морских бассейнах, отличающихся низкой температурой воды.

А. В. Раукас и Э. Д. Лийвранд [1971] допускают, что в районе Вяэна-Йыесуу ледово-морские условия могли сложиться на заключительных этапах отступления ледника, отложившего нижнюю морену, и в самом начале последнего наступания льдов. Эти локальные данные служат единственным, хотя и весьма ограниченным, аргументом в подтверждение концепции гляциомаринизма применительно к Балтийскому региону. Четко выраженные автохтонные горизонты ледниково-морских отложений здесь не выявлены.

Голоцен. Позднеледниковая история Балтики начинается с плотинных водоемов, смещавшихся вслед за краем убывавшего последнего ледникового покрова. Самые древние плотинные озера возникли на крайнем юго-западе Балтийской котловины еще в данигледальное время. На юге Швеции было установлено существование плотинного оз. Шёбу в начале готигледальца (около 13 тыс. лет назад), когда накапливались скопские морены. Ко времени отступления льдов из Сконе относится развитие солоноватоводного бассейна (арктическое море ломма) на юго-западе Балтийской котловины. Весьма вероятно, что это начальная стадия позднеледникового льдьевого моря, выделявшегося К. К. Марковым [1933,

1935], М. Саурамо [Sauramo, 1958] и другими исследователями.

Дальнейшее отступление льдов к северу во время бёллингского межстадиала сопровождалось спуском местных плотинных озер и распространением южно-балтийского приледникового бассейна к востоку. Следы эпизодических местных плотинных озер, обычно занимающих небольшую площадь, сохранились на склонах возвышенностей на абсолютных высотах до 200 м и более. Эти водоемы последовательно соединялись между собой и дренировались в Балтийскую котловину. К сожалению, ввиду ограниченности находок органики в отложениях плотинных озер возникают немалые затруднения при определении возраста рассматриваемых событий, и их интерпретация весьма различна.

На рубеже аллерёда и верхнего дриаса формируется собственно Балтийское ледниковое озеро. Вначале оно имело ограниченную связь с океаном, но после катастрофического спуска к северу от горы Биллиген уровень водоема понизился на 25—30 м и океанические воды проникли в Балтику. Это событие, в свете исследований Окко [Okko, 1965], произошло после образования второй гряды Сальпаусселькя. По варвометрическим и радиоуглеродным данным оно датируется в 8300 лет до н. э. Этот хронологический рубеж отделяет позднеледниковый этап развития Балтики от послеледниковых.

Вторжение вод океана привело к созданию солоноватоводного бассейна, известного под названием Иольдиевого моря. Оно занимало только центральную часть Балтийской котловины, юго-западные и южные районы находились в субэвраль-ных условиях. На западе Эстонии Иольдиевое море существовало между 10 000 и 9300 лет назад, а максимум трансгрессии приходился на 9500—9700 лет назад [Кессел, Пуннинг, 1969].

В этом же районе установлены признаки двух более молодых трансгрессий — эхенейсовой с максимумом около 9000—9200 лет назад и собственно анциловой с максимумом около 8200—8400 лет назад. Эти трансгрессии развивались автономно, независимо от эвстатических колебаний уровня океана. Акватории были ограничены преимущественно центральными районами Балтийской котловины. Вместе с иольдиевой стадией эхенейсовую и анциловую объединяют в единый регрессивный этап развития Балтийского моря. В конце его уровень Балтики сильно понизился и обширные литоральные районы оказались в субэвраль-ных условиях [Серебрянный, 1969]. Во время литориновой трансгрессии Балтика была вовлечена в систему Мирового океана. В развитии этой трансгрессии выделяют несколько стадий. Самая первая из них имела место между 7100 и 6200 лет назад. Около 6500 лет назад установлены признаки промежуточной регрессии. Максимальный уровень трансгрессии в тектонически стабильных южных районах Балтики приходился на 3500—4000 лет назад, а около 3000 лет назад уровень литоринового моря понизился. В литориновое время многие представители ледниково-морской фауны вымерли или значительно сократили свои ареалы. Быстрыми темпами осуществлялось формирование разнообразной эври- и стеногалинной фауны моллюсков и флоры диатомовых. Один из руководящих видов моллюсков *Littorina littorea* проник на север до Аландских островов, тогда как в настоящее время он встречается только в юго-западных районах до Борнхольма.

С литориновым временем связана также резкая перестройка тектонического режима: на юге Балтийской котловины произошло небольшое погружение, на севере — резко усилилось поднятие, что прослеживается в спектрах береговых линий. Высочайшая береговая линия литоринового моря оказалась метакронной. На северо-западе Эстонии она имеет раннеатлантический возраст, на побережье Гданьской бухты — позднесуббореальный. В результате литориновой трансгрессии были нарушены сухопутные связи Центральной Европы со Скандинавией. По окончании этой трансгрессии в связи с обмелением Датских проливов соленость уменьшилась и произошла некоторая деградация термофильной морской флоры и фауны.

Черное море

Плейстоценовая история Черного моря начинается с чаудинского бассейна. Береговая линия этого бассейна совпадала в значительной степени с современной и выходила за ее пре-

делу только в Рионском заливе, на Таманском и Керченском полуостровах, в Северном Приазовье, низовьях Днепра и в дельте Дуная. Чаудинский бассейн был солоноватым и имел односторонний сток в Средиземное море через Босфор и Дарданеллы. Через Манычский пролив осуществлялась связь с Каспием (бакинский бассейн).

В начале среднего плейстоцена Черноморская котловина была занята также солоноватоводным древнеэвксинским бассейном, границы которого были близки к границам чаудинского, но в некоторых районах древнеэвксинский бассейн заливал более обширные территории. Он был связан с хазарским бассейном Каспийского моря через Манычский пролив.

В конце среднего плейстоцена отмечается проникновение в Черноморскую котловину средиземноморских элементов — образуется узунларский бассейн. Его распространение отмечается только в Крымско-Кавказской области, береговая линия, вероятно, проходила внутри современной.

В начале позднего плейстоцена распространялась карангатская гляциоэвстатическая трансгрессия, при которой осолонение (до 30‰) и иммиграция стеногаллиной и термофильной фауны (*Parhia scenescens* (Cos), *Cardium tuberculatum* L., *Scrobicularia plana* и др.) охватили не только Азовское море, но и Манычский пролив вплоть до долины Восточного Маныча [Архангельский, Страхов, 1938]. Карангатская трансгрессия достигала максимальных масштабов в рамках плейстоцена. Ее уровень был на 8—12 м выше современного. Эта трансгрессия достаточно надежно коррелируется с эпохой ресс-вюрмского (микулинского) межледникового, в пользу чего свидетельствуют не только геологические [Федоров, 1963], но и археологические [Muratov, 1969] аргументы. В частности, большая часть кавказских местонахождений мустье связана с покровными отложениями, перекрывающими карангатскую террасу или ее речные аналоги. С этими отложениями связана Ильская мустьерская стоянка на Кавказе, а возможно, и стоянка Староселье в Крыму. В районе Судака в Крыму П. А. Каплиным и Е. Н. Невеским был найден характерный мустьерский накопчик непосредственно в морских отложениях карангатской террасы [Гвоздовер, Невеский, 1961].

Абсолютный возраст раковин из карангатских отложений, определенный ураново-иониевым методом Х. А. Арслановым и Н. И. Тертычным по образцам из террас Западного Кавказа и Керченско-Таманской области, оказался в пределах от $74\,000 \pm 3000$ (ЛУ—404В) до $88\,000 \pm 3000$ лет (ЛУ—403В).

Карангатская терраса и отложения со средиземноморской фауной известны по всему периметру Черноморского бассейна. Вместе с тем надо иметь в виду, что Черноморский бассейн трижды испытал подобного масштаба осолонения и иммиграцию средиземноморской фауны во время апейской, собственно карангатской и сурожской трансгрессий в конце позднего плейстоцена [Muratov et al., 1974].

Границы карангатского моря почти повсеместно были близки к современным. Следы незначительных ингрессий отмечаются только в устьях крупных рек — Дона, Днепра, Буга. Более существенные территории, по-видимому, были захвачены ингрессией в дельте Дуная, Манычском проливе и Рионской низменности.

В карангатское время в нижних частях гор кавказского побережья сформировался покров красноцветных отложений и кор выветривания. Первоначально подобный покров карангатского возраста был обнаружен в районе Лазаревской [Островский, Щеглов, 1969], но в свете последних исследований его можно реконструировать вдоль всего кавказского берега Черного моря от Батуми до Геленджика. Это говорит о том, что во время последнего межледникового климат кавказского побережья был значительно теплее современного. В Крыму и Приазовье климат был несколько прохладнее и суше, чем на Кавказе, но все же существенно теплее современного.

В двух разрезах карангатских отложений — на р. Гумиста и у Нижних Эшер вблизи Сухуми, а также в обрывах Чокракского озера на берегу Керченского пролива известны морские осадки с солоноватоводной каспийской и пресноводной фауной. Они лежат под морскими же отложениями с карангатской фауной, отделяясь от них перерывом, и отвечают первой гидрократической фазе трансгрессии микулинского времени.

Неотектоническими движениями карангатская терраса на отдельных участках (в районе Ахунского поднятия у Сочи) поднята до 30—37 м над уровнем моря. Учитывая, что высота береговой линии карангатского моря превышала современную

на 8—12 м, можно утверждать, что размах неотектонических поднятий на берегах Азово-Черноморского бассейна был незначительным и не превышал 25 м.

В Азово-Черноморском бассейне установлены признаки двух регрессий и одной трансгрессии, которые имели место после карангатской трансгрессии. Ранняя послекарангатская (предсурожская) регрессия, совпавшая с началом позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, достигала отметок 100—110 м. Изучение склоновых отложений этого времени свидетельствует о значительном похолодании и увлажнении климата [Muratov, 1969]. Последующая позднеплейстоценовая сурожская трансгрессия во многом повторила карангатскую. Хотя в сурожское время также выделяются две трансгрессивные фазы, однако первая из них выражена чрезвычайно слабо — разрезы ее осадков вскрываются только в скважинах, в основании переуглубленных речных долин. Гляциоэвстатическая фаза сурожской трансгрессии так же, как и в карангатскую эпоху, вызвала осолонение всего Азово-Черноморского бассейна и Западного Маныча. Сурожский комплекс средиземноморской фауны практически неотличим от карангатского. В. А. Зубаковым приводятся радиоуглеродная датировка 30450 ± 2200 лет (ЛУ—90) по раковинам моллюсков, содержащихся в отложениях сурожской террасы около мыса Тузла на Таманском полуострове. Близкие, но несколько более древние датировки были получены Х. А. Арслановым для других пунктов тем же методом: для Западного Маныча $33\,320 \pm 5200$ (ЛУ—534 В); для Керченского полуострова $34\,030 \pm 900$ (ЛУ—450); ураново-иониевым методом для косы Чушка в Керченском проливе с глубины 11,8—12,5 м — $40\,700 \pm 1200$ (ЛУ—449), а с глубины 14,6—17,3 м — $41\,250 \pm 1340$ (ЛУ—448).

На участках активных тектонических поднятий высота сурожской террасы достигает 18—20 м. В тектонически стабильных участках сурожские отложения залегают на небольшой высоте — порядка нескольких метров выше современного уровня моря.

В Черноморской впадине эпохе последнего оледенения отвечает послесурожская регрессия, во время которой уровень моря снижался на 90—110 м, судя по величинам переуглубления речных долин на Западном Кавказе и по новым результатам бурения в районе Керченского пролива, Азовское море и на этот раз полностью осушалось.

В это время окончательно прекратилась связь Черного моря с Каспием. Черное море испытало при этом значительное опреснение (до 1—2‰). Граница Черноморского бассейна у приглубых берегов крымско-кавказского побережья существенно не изменилась, хотя на отдельных участках береговая линия отступала на 10—15 км. В северной и северо-западных частях бассейна местами были осушены значительные участки материковой отмели.

О климате этого времени косвенно можно судить по характеру отложений на приморских склонах. На склонах гор Большого Кавказа и Восточного Крыма в это время формировались щебнистые и крупноглыбовые шлейфы, характерные для перигляциальных условий сурового климата, а в привходных частях пещер происходили усиленные процессы морозной десквамации. Несомненно, что именно в этот период климатические условия были максимально холодными в позднем плейстоцене, а по мнению А. А. Величко [1973а], и для всего четвертичного периода.

Голоценовая история Черноморского бассейна характеризуется нарастающим скачкообразным повышением уровня моря. С отдельными этапами трансгрессии связаны хорошо различимые горизонты прибрежных осадков с соответствующими фаунистическими комплексами, расположенные на различной глубине реликтовые аккумуляторные формы, а также находящиеся выше уровня моря морские террасы. Наиболее детально изучена история Черноморского бассейна за последние четыре тысячелетия; более ранние этапы исследованы слабее.

Начало голоцена ознаменовалось проникновением во впадину Черного моря соленых средиземноморских вод и быстрым повышением его уровня. Переходный период, в течение которого произошло замещение пресноводной фауны морской, охватывал несколько тысячелетий [Strakhov, 1971]. Это подтверждено радиоуглеродными датировками. Низы древнечерноморских осадков, соответствующие началу трансгрессии, датируются в интервале от 9 тыс. до 7 тыс. лет [Виноградов и др., 1969]. Сходные результаты были получены при послойном датировании колонок донных осадков, собранных экспедицией

на «Атлантиде» [Degens, Hunt, 1971]. По данным Е. П. Невесского [1967], в начальные стадии трансгрессии развивалась довольно интенсивно: за 3500 лет уровень моря поднялся примерно на 18 м со средней скоростью около 5 мм/год. Среди фауны моллюсков этого этапа, по Л. А. Невесской [1965], еще преобладают каспийские (новоэвксинские) виды и встречаются лишь немногочисленные средиземноморские формы. Наибольшее ускорение трансгрессии произошло в период 5000—3500 лет назад. Впервые в голоцене уровень моря поднялся выше современного на несколько метров и образовалась терраса, известная под названием древнечерноморской, новочерноморской, каламитской, первой морской, в отложениях которой встречены раковины стеногалинных моллюсков. Эта терраса широко представлена в различных морфоструктурных зонах и имеет высоту 2—5 м.

Первое определение абсолютного возраста древнечерноморской террасы 3480 ± 60 лет (МО—500) получено в 1970 г. Для этой цели использовались раковины моллюсков, взятые из шурфа, заложенного на древнечерноморской террасе в районе древнегреческого поселения Ольвия на западном берегу Бугского лимана. Здесь на отметках от 1,5—2,0 до —0,8 м по отношению к современному уровню воды в лимане были вскрыты тонкозернистые кварцевые пески с переотложенными солитами и многочисленными раковинами *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cardium edule* L. и единичными экземплярами *Nassa reticulata* L. Наличие культурного слоя VII века до н. э., перекрывающего морские осадки террасы, позволяет контролировать верхний временной предел накопления террасовых отложений в субаквальных условиях.

В последние годы было проведено серийное послонное датирование по C^{14} осадков древнечерноморской террасы в районах Сочи, Адлера, Пицунды (данные А. Б. Островского). В районе Адлера датирован торф в нижней части голоценовой террасы (глубина 30 м), отвечающий, по-видимому, периоду кратковременной регрессии. Его возраст 7850 ± 120 лет (ЛУ—183); торф с глубины 20 м имеет возраст 6970 ± 120 лет (ЛУ—184). Раковины моллюсков из отложений голоценовой террасы района Сочи с глубины 18—19 м имеют возраст 5500 ± 380 лет (ЛУ—195), с глубины 13—14 м — 4560 ± 160 лет (ЛУ—199); с глубины 3—4 м (район Пицунды) — 4170 ± 90 лет (ЛУ—507). Близкие результаты дало датирование по C^{14} торфа в основании древнечерноморской террасы района Гагры [Джанелидзе и др., 1973]. Возраст верхнего горизонта торфа определен в 4460 ± 150 лет, а самого нижнего слоя — 7060 ± 100 лет.

В позднем голоцене произошло довольно быстрое понижение уровня до отметок 4—6 м ниже современного (фанагорийская регрессия) [П. В. Федоров, 1963]. Древнечерноморская терраса повсеместно осушилась уже к VII в. до н. э., и на ней возникли многочисленные поселения.

Последующий этап развития Черного моря и наличие на его берегах еще одной голоценовой террасы (истрийской, по М. Бляху, нимфейской, по П. В. Федорову) является предметом дискуссии. По мнению П. В. Федорова, нимфейская трансгрессия, во время которой уровень моря поднимался на 1,5—2,0 м выше современного, имела место после III—V вв. н. э. и была весьма кратковременной. В отличие от древнечерноморской террасы уровень высотой 1—1,5 м встречен лишь в немногих пунктах (район Чаквы—Зеленого Мыса, отдельные участки побережья Болгарии). В тех местах, где фауна в террасовых отложениях присутствует, она имеет вполне современный облик. Обследование некоторых участков низкой террасы, считавшейся нимфейской, показало, что она имеет более древний возраст (в районе Херсонеса терраса оказалась древнечерноморской) или связана с недавними нагонами и штормами (Западный Кавказ, Болгария).

Новые данные о нимфейской трансгрессии получены К. К. Шиликом [1975] при раскопках в районе древней Ольвии (Бугский лиман). Им было установлено, что трансгрессия была кратковременной и уровень моря не превышал отметки —0,7 м, т. е. не достигал современного. Тем самым подтверждаются наши представления о том, что на берегах Черного моря отсутствуют террасы моложе древнечерноморской.

Вскоре после нимфейской трансгрессии произошло новое падение уровня моря до отметок —3 м [Шилик, 1975]. Детальные исследования в Рионской низменности [Церетели, 1966] и Западном Крыму [Благоволин, Щеглов, 1968] пока-

зывают, что низкий («фанагорийский») уровень Черного моря сохранялся, вероятно, до конца I тысячелетия н. э. Лишь в X в. н. э. началась последняя фаза трансгрессии (Д. В. Церетели называл ее лазской). При этом были затоплены многие античные памятники на берегах Черного моря (в районах Диоскурии, Супсы, Малатквы, Херсонеса). Признаки трансгрессивного поднятия уровня моря в конце I тысячелетия н. э. в общем согласуются с данными о динамике оледенения высокогорного Кавказа [Котляков и др., 1973]. К сожалению, пока мы не знаем, как отражался средневековый этап активизации горного оледенения Кавказа, продолжавшийся до середины прошлого века, на динамике уровня Черного моря.

В последние десятилетия трансгрессия несколько замедлилась: об этом свидетельствуют как наблюдения за динамикой берегов и особенно аккумулятивных форм, так и анализ инструментальных уровнемерных данных [Благоволин, Победоносцев, 1973].

Таким образом, голоценовый этап развития Балтийского и Черного морей характеризуется несколькими трансгрессивными и регрессивными фазами, причем после проникновения океанических вод во впадины Черного и Балтийского морей на рубеже раннего и среднего голоцена эти бассейны развиваются синхронно. Пик голоценовой трансгрессии, когда уровень обоих бассейнов на 3—4 м превышал современный, приходился на позднюю пору среднего голоцена (суббореальный период). Сейчас уже накоплен достаточный фактический материал, чтобы датировать этот пик периодом 3,5—4,0 тыс. лет назад, что полностью подтверждает высказанные ранее предположения [Devirts et. al., 1971]. Имеются также многочисленные доказательства последовавшей вслед за этим быстрой регрессии.

Благодаря хорошей изученности колебаний уровня восточноевропейских морей в голоцене, этот период может рассматриваться в качестве модели подобных же явлений во время плейстоценовых межледниковий.

Каспийское море

Развитие Каспийского бассейна теснейшим образом связано с событиями, происходившими на Русской равнине, и прежде всего с чередующимися оледенениями и межледниковьями. Однако эта связь проявлялась иначе, чем в бассейне Черного моря. Причиной этого является изолированность Каспия от Мирового океана, обусловленная наличием порога между Каспийским и Черным морями. Поэтому сток из Каспийского моря в Азовское и оттуда в Черное мог происходить лишь в тех случаях, когда уровень Каспия превышал уровень Мирового океана, а сток в обратном направлении не происходил никогда. Таким образом, все трансгрессии и регрессии Каспия — чисто гидрократические; ни одна из них не была гляциоэвстатической, и они, как правило, не совпадали с ходом изменений уровня Черного моря.

Как известно, в четвертичной истории Каспийского моря различают ранне- и позднебакинскую, ранне- и позднехазарскую, ранне- и позднехвалынскую трансгрессии и разделяющие их регрессии моря, а также повокаспийскую трансгрессию, имевшую место уже в голоцене. Установлено, что каждая из трансгрессий состояла из нескольких второстепенных трансгрессий и регрессий, так называемых стадий. Большая часть известных стадийальных береговых линий относится, по-видимому, ко времени спада трансгрессий, но сами береговые линии вырабатывались при временных подъемах уровня, осложнявших ход этого спада [Федоров, 1957; Леонтьев, 1959, 1961а; Рычагов, 1970б]. Естественно, что наименее изученными до сих пор остаются, за очень небольшим исключением, самые низкие уровни моря эпох максимального развития регрессий. Из регрессивных уровней более или менее уверенно датируются лишь древние береговые линии послехазарской и послехвалынской регрессий, которые по глубинам и, следовательно, пространственно почти совпадают. Недостаточно исследованы и слабо коррелируются по различным районам каспийского побережья стадийальные береговые линии бакинского и хазарского возраста. Поскольку хазарские трансгрессии непосредственно предшествуют позднеплейстоценовой истории Каспия, остановимся на их характеристике.

Раннехазарская трансгрессия была в истории Каспия одной из самых крупных, судя по распространению нижнехазарских осадков в относительно малоподвижных районах При-

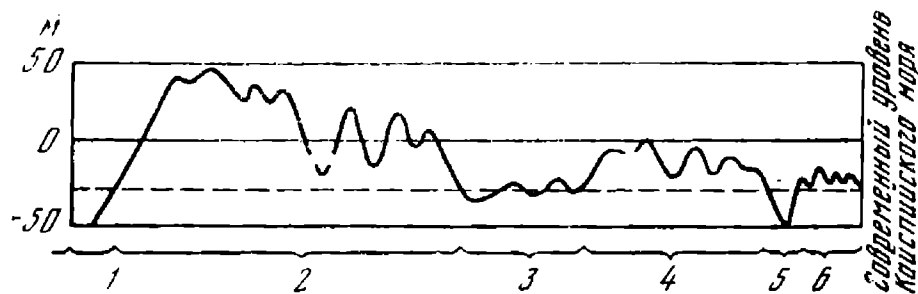


РИС. 1. Схема колебания уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене (горизонтальный масштаб условный)

1 — ательская регрессия; 2 — раннехвалынская трансгрессия; 3 — енотаевская регрессия; 4 — позднехвалынская трансгрессия; 5 — мангышлакская регрессия; 6 — Новакасний

каспия, уровень моря тогда был на 40–50 м выше современного. В период максимального развития этой трансгрессии через Маныч осуществлялась связь Каспия с Азово-Черноморским бассейном. На разных участках побережья Каспийского моря нижнехазарские отложения литологически неоднородны, однако почти повсеместно руководящими формами для них являются *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav., *D. paliwkini* Was., *D. pallasii* Prav. Согласно данным уран-иониевого метода, нижнехазарские отложения, вскрываемые на правом берегу Ачису (Дагестан), имеют возраст 250 тыс. лет (ЛУ–401). Сходные данные — 255 тыс. лет (ЛУ–431) и 300 тыс. лет (ЛУ–344) получены для нижнехазарских отложений Азербайджанского побережья Каспия. Приведенные здесь и далее уран-иониевые датировки получены в лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ. По данным Т. А. Абрамовой [1974], во время максимума развития раннехазарской трансгрессии на побережье Каспия преобладала лесная растительность при значительном участии лугово-степных ассоциаций на свободных от лесов пространствах (междуречья).

Об отложениях, соответствующих регрессии между ранне- и позднехазарской трансгрессиями, почти ничего неизвестно, кроме упоминания о пролювиальных галечниках и конгломератах западной Туркмении, отлагавшихся здесь поверх озерно-аллювиальных каракумских отложений — континентальных аналогов нижнехазарских морских осадков [Федоров, 1963]. О значительной регрессии в конце раннего хазара свидетельствует также залегание верхнехазарских отложений непосредственно на размытых сарматских глинах и известняках в ряде районов дагестанского побережья не только вблизи современного берега Каспийского моря, но и в приурезовой части подводного берегового склона.

Позднехазарская трансгрессия, следовавшая за раннехазарской, была меньше последней.

По нашему мнению, начало позднехазарской трансгрессии совпадало с эпохой московского оледенения на Русской равнине, а ее конец — с микулинским межледниковьем. Этот вывод базируется на имеющихся абсолютных датировках и материалах спорово-пыльцевого анализа. Так, по данным Т. А. Абрамовой [1974], начало позднехазарской эпохи характеризовалось (на севере и особенно на западе Прикаспия) распространением широколиственных лесов, сосняков (преимущественно травянистых) и низинных лиственных древесных ценозов, а на прибрежной равнине — травянистой растительности с широко распространенными группировками ксерофильного разнотравья. Во второй половине позднехазарской эпохи произошло сокращение лесной растительности, отмечается резкая ксерофитизация растительного покрова и преобладание полупустынных и сухостепных формаций.

Судя по определениям абсолютного возраста верхнехазарских и нижнехвалынских отложений (по термолюминесцентному методу), послехазарская регрессивная эпоха, получившая название ательской, имела место от 90 до 70 тыс. лет назад (рис. 1). Принимая такую корреляцию, можно сделать вывод о том, что вторая половина микулинского межледниковья в результате превышения испарения над поступлением воды характеризуется падением уровня Каспийского моря. В это время осушаются обширные пространства шельфа Каспия, происходит интенсивное врезание рек. Так, низовья Волги оказываются переуглубленными более чем на 20 м [Шнитников, 1965]. Усиленная аккумуляция прибрежных наносов в ходе понижения уровня приводит к интенсивному разрастанию береговых аккумулятивных форм в ширину и, как показали наши подводные исследования, позднехазарские прибреж-

ные (пляжевые) отложения распространяются нередко на дне современного Каспия на глубинах до 20 м и более. Ко времени максимума регрессии контур береговой линии замкнутого Каспийского бассейна установился в пределах зоны современных глубин 20–25 м. В Северном Прикаспии в ательское время в долинах Волги и Урала происходило отложение значительных по мощности аллювиальных песков, а на междуречьях — делювиально-пролювиальных суглинков и супесей, желто-бурых, известковых, сильно заглинованных.

Если опираться на термолюминесцентные датировки, то около 70 тыс. лет назад на смену этапу регрессии Каспия приходит новая трансгрессия — раннехвалынская, когда уровень моря поднялся до абсолютных отметок 47–48 м.

Вторая половина раннехвалынского времени ознаменовалась образованием нескольких стадийальных береговых линий. По наблюдениям Г. И. Рычагова [1970б], в районе южнее Махачкалы и в долине р. Шура-Озень, по данным тахеометрического нивелирования, выделяются пять стадийальных нижнехвалынских террас на абсолютных высотах 57, 36, 30, 20 и 15 м. Все террасы преимущественно цокольные, мощность собственно нижнехвалынских отложений с фауной *Discaea protrata* Eichw., *D. parallela* Vog. составляет от 1 до 6 м. Данные других наблюдений [Леонтьев, 1961а] свидетельствуют, что в работе каждой из этих террас предшествовали регрессивные снижения уровня моря на несколько десятков метров. Об этом, в частности, можно судить по глубине залегания базальных горизонтов аллювиальных свит речных террас, сформированных в эти регрессивные эпохи.

Возможно, что частые и значительные колебания уровня моря в раннехвалынское время были связаны с осцилляциями климата в ледниковые эпохи, чередованием эпох похолодания и потепления в гляциальные и интергляциальные фазы. По-видимому, образование стадийальных террас в раннехвалынское время, как и в хазарское, обусловлено именно такого рода осцилляциями. Одним из существенных этапов таких колебаний уровня явилось установление уровня моря на отметках ниже 30 м абсолютной высоты, в результате чего прекратился сток по Манычу. Благодаря этому дальнейшее развитие Каспийского моря, в частности формирование его солености, происходило уже совершенно независимо от Мирового океана и Азовско-Черноморского бассейна. По расчетам Д. Д. Квасова и Т. К. Жаковщиковой [1974], это произошло около 57 тыс. лет назад.

По раннехвалынским осадкам получен целый ряд радиоуглеродных, термолюминесцентных и уран-иониевых абсолютных датировок. Они дают весьма разноречивые результаты. Однако если признать наиболее достоверными датировки по термолюминесцентному методу, возраст раннехвалынской трансгрессии составляет от 70 до 40 тыс. лет. Палинологические исследования [Абрамова, 1974] дают такие характеристики этого времени. Первая половина раннехвалынского времени, по данным спорово-пыльцевого анализа, характеризуется значительным развитием мезофильной лесной растительности с примесью таких бореальных форм, как ель, вересковые, сфагнумы, при некотором участии в растительном покрове лугово-разнотравных ценозов. Такой тип растительности резко контрастирует с полупустынным обликом растительности конца позднехазарского времени и эпохи ательской регрессии и, видимо, указывает на значительное похолодание и увлажнение климата в раннехвалынское время.

Не имея возможности детально останавливаться на рассмотрении каждого этапа раннехвалынского моря, охарактеризуем его берега в эпоху максимума раннехвалынской трансгрессии. Поскольку уровень моря в это время был выше уровня океана почти на 50 м, то береговая линия установилась на большей части своего протяжения в пределах подножий или склонов возвышенностей, окружающих Каспий. Это обусловило почти повсеместное развитие абразионного процесса и соответствующих береговых форм. Кроме того, море ингрессировало в сухие долины, прорезающие склоны Ергеней, Общего Сырта, Подуральского плато и Мангышлака, а также в долины Кобыстана, Куринской впадины, западной Туркмении. Здесь образовались ингрессионные заливы типа риасов и лиманов с абразионными боковыми сторонами и аккумулятивными формами в кутовых частях заливов, а в лиманах (например, у подножья северного чинка Устюрта) также при входах в заливы. Аккумулятивные берега раннехвалынского моря — это берега преимущественно приморских аллювиаль-

ных равнин и дельт (северо-восточное побережье между Общим Сыртом и Подуральским плато, дельты Терека, Самура, Атрека, аллювиальные равнины Куринской впадины, Терек-мейской низменности). По-видимому, сходный характер имело пранское побережье.

Особое место уже тогда занимал залив Кара-Богаз-Гол. О. К. Леонтьевым [1961б] было показано, что ванна этого залива образовалась в позднем плиocene—раннем плейстоцене на месте разветвленной системы риасовых заливов. В позднехазарское время коренные берега Кара-Богаз-Гола приняли в плане очертания, близкие к современным. Во второй половине позднехазарского времени здесь сформировалась мощная пересыпь, отгородившая залив от моря [Леонтьев, 1961б]. Во время раннехвалынского моря пересыпь была в значительной степени размыта, а высокий подъем уровня моря привел к затоплению ее остатков и к тому, что в течение практически всего раннехвалынского времени Кара-Богаз-Гол представлял собой открытый залив, окруженный абразионными берегами с интенсивными проявлениями оползневых процессов.

Как уже отмечалось, вторая половина раннехвалынского времени отличается от первой постепенно усиливающейся ксерофитизацией. Роль древесной растительности становится второстепенной, на первый план выступает степная растительность открытых ландшафтов с группировками ксерофильного разнотравья и преобладанием маревых [Абрамова, 1972]. Это свидетельствует о значительном потеплении климата, что в конечном счете приводит к регрессии моря, обусловленной, как и в предыдущих случаях, значительным усилением испарения и, возможно, сокращением поверхностного стока. Эта регрессия названа енотаевской (от соответствующих слоев коптентального генезиса).

Уровень моря в период максимума этой регрессии установился на отметках около —45 м [Леонтьев, 1961б], т. е. несколько выше, чем в ательскую регрессию. Кара-Богаз-Гол в это время был полностью изолирован от моря и представлял собой замкнутое соленое озеро, в котором происходило интенсивное выпадение соли.

Примерно 19—20 тыс. лет назад енотаевская регрессия сменилась последней плейстоценовой трансгрессией Каспия — позднехвалынской. В период максимума развития этой трансгрессии уровень моря достиг отметок —2 м. Береговая линия, соответствующая максимальной стадии этой трансгрессии, прослеживается почти по всему побережью Каспийского моря. Кроме того, отмечаются по крайней мере три более поздние береговые линии, которые образовались в ходе спада вод позднехвалынского моря и которые располагаются соответственно на высотах около —5, —12 и —16 м. Соответствующие им стадии снижения уровня моря получили название кумской, сартасской и дагестанской [Федоров, 1957; Рычагов, 1977].

Палинологические данные [Абрамова, 1974] показывают, что наступление позднехвалынской трансгрессии сопровождалось значительным похолоданием климата. Спектры отложений первой половины позднехвалынского времени позволяют реконструировать распространение в пределах каспийских побережий лесных формаций с преобладанием березовых и широколиственных лесов, с участками пойменных ольшаников и горных сосняков на склонах предгорий. Среди открытых ценозов преобладали лугово-разнотравные ассоциации. Наиболее характерны эти черты растительности для западного побережья Каспийского моря.

Стадиальность отступления позднехвалынского бассейна в целом соответствует осцилляционному характеру изменений климата на Русской равнине. Как и в раннехвалынское время, выработка стадийных береговых линий происходила в результате второстепенных трансгрессий, осложнявших общий регрессивный ход уровня моря во второй половине поздней хвалыни. По проведенным наблюдениям [Рычагов, 1970а], основанным на изучении разреза верхнехвалынских отложений в долине р. Шура-Озень (Дагестан), эти трансгрессивные «всплески» разделялись низкими стояниями уровня, во время которых последний снижался по крайней мере до современного положения уровня Каспийского моря или даже несколько ниже его.

Берега позднехвалынского моря в период его максимального распространения имели ингрессионный характер в рай-

онах впадины Карагие и Западной Туркмении, небольшие заливы типа риасов отмечались также на берегах п-ова Тюб-Караган. В северном Прикаспии, где был подтоплен эоловый рельеф, сформировавшийся в енотаевскую регрессивную эпоху, образовались берега аральского типа. Широкое распространение имели берега дельт и приморских аллювиальных равнин (главным образом на западном побережье). В районе Кара-Богаз-Гола, как и вообще вдоль чинков восточного побережья, господствовали абразионные берега, но при последующих стадиях перед входом в Кара-Богаз-Гол началось формирование крупной пересыпи берегового бара. Береговые и островные бары формировались также на п-ове Бузачи и на западно-туркменском побережье.

Вслед за позднехвалынской трансгрессией в Каспии имела место глубокая послехвалынская регрессия. Исследования последних лет [Леонтьев и др., 1974] показывают, что уровень моря в послехвалынское время, видимо, снижался до отметок —50 м, что соответствует современному положению изобат 20—22 м.

Так, еще в 1950 г. О. К. Леонтьевым [1951] в районе Дербента и к северо-востоку от Махачкалы на глубинах около 20 м были обнаружены своеобразные подводные формы рельефа, которые были предположительно приняты за гряды коренных пород, перекрытые плащом донных осадков. Изучение одной из таких форм — так называемой Дербентской банки — показало, что она представляет собой реликтовую береговую аккумулятивную форму типа бара, сложенную ракушечным материалом и образованную во время послехвалынской регрессии. В других районах береговая линия мангышлакского (послехвалынского) времени выражена абразионными уступами. По-видимому, такой характер она имеет на подводном склоне североазербайджанского побережья, а также на ряде участков прибрежного шельфа у восточного побережья Каспия.

В целом во время максимального развития регрессии берег моря располагался примерно по 20-метровой изобате, и обширные пространства северного Каспия, а также прибрежные участки шельфа западного и восточного побережий представляли собой в то время сушу. Эти пространства суши пересекались речными потоками, оставившими свои следы в рельефе морского дна в виде затопленных русел-«бороздин» (Уральская, Волжская, Самурская, Мангышлакская). По данным Т. А. Абрамовой [1974], окончание позднехвалынской эпохи характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами с абсолютным преобладанием пыльцы травянистых ксерофитов, главным образом полыни и маревых.

Самая молодая трансгрессия Каспийского моря, сменившая послехвалынскую регрессию, — новокаспийская. Ее начало, судя по данным абсолютного датирования, имело место 8,0—9,0 тыс. лет назад. Сходные цифры (6—8 тыс. лет) получены Е. Г. Маевым [1961] на основе подсчета микрослоистости в колонках донных осадков новокаспийского возраста.

Новокаспийская трансгрессия, так же как и древнекаспийские, характеризовалась ритмическими изменениями положений уровня моря [Леонтьев, 1959]. По-видимому, следует считать, что в новокаспийское время было четыре пика, не считая самого последнего кратковременного довольно высокого стояния уровня моря, имевшего место в начале прошлого столетия [Рычагов, 1974].

Современное низкое положение уровня Каспийского моря и тенденция к его дальнейшему понижению, судя по значительно более продолжительным ритмам изменений уровня Каспийского моря в голоцене, по-видимому, не следует рассматривать как начало новой регрессии. Скорее это эпизод на фоне одного из последних пиков трансгрессии, начавшегося около 1 тыс. лет назад и уже имевшего за это время два «всплеска» — в XIV—XVI вв. и в начале XIX в. Судя по положению уровня около 1000—1200 лет назад, во время так называемой дербентской регрессии (примерно — 32 м), возможное падение уровня до этой отметки может затянуться еще надолго, а при благоприятных обстоятельствах даже смениться некоторым повышением уровня. Однако в эти прогнозы вносит серьезные поправки сокращение стока рек Каспийского бассейна, связанное с усилением использования вод в хозяйственной деятельности человека. Общая тенденция роста влияния этого фактора может существенно повлиять на ход изменений уровня Каспия в нежелательном направлении.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В ВАЛДАЙСКУЮ ЭПОХУ

Сравнительно недавно представлялось, что валдайское оледенение, начавшись сразу после микулинского межледниковья (70 тыс. лет назад), очень быстро достигло границы своего максимального распространения [Рельеф и стратиграфия..., 1961]. Зато период его деградации, когда край ледникового покрова испытывал существенные перемещения, продолжался в течение 60 тыс. лет [Там же, см. рис. 49]. Обращает на себя внимание то, что ранг подвижек рассматривался тогда как одинаковый, выделялись только стадии и межстадиалы.

Позже в связи с появлением радиоуглеродных датировок возраст максимальной стадии валдайского оледенения стал оцениваться в 20 тыс. лет назад [Последний европейский ледниковый покров, 1965]. Характер деградации ледникового покрова в это время представлялся в виде более плавной кривой [Там же, см. рис. 3]. Изменились и представления о масштабах колебаний края ледникового покрова и ранге потеплений между периодами подвижек ледника. Кроме стадий и межстадиалов, стали выделять фазы и межфазы и даже еще более мелкие категории. Детализация схемы деградации последнего ледникового покрова нашла свое отражение в книге «Последний ледниковый покров на территории северо-запада Европейской части СССР» [1969]. Однако палеогеографические условия отрезка времени между микулинским межледниковьем и максимальным распространением льдов валдайского оледенения, т. е. интервала 70—20—17 тыс. лет назад, оставались практически неизвестными, если не считать данных о некоторых потеплениях, например, о верхневолжском, сопоставимом, видимо, с брёрупом на западе, и некоторых других.

Возрастающее количество радиоуглеродных датировок, привязанных к палеоботанически изученным разрезам, позволило выявить сложную последовательность изменения географических условий этого интервала [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969; Вознячук, 1973; Чеботарева, Макарычева, 1974].

Судя по присутствию во многих разрезах остатков флоры, в том числе арктоальпийской, а также следов криотурбаций и ледниковых клиньев в осадках, относящихся к периоду от конца микулинского межледниковья до максимума валдая, климат этого времени в целом был достаточно холодным, испытывал существенные многократные колебания температуры и влажности на фоне постепенного нарастания его континентальности [Гричук, 1969б; Величко, 1973а]. Периоды улучшения и ухудшения климата («волны» потепления и похолодания) разной степени интенсивности, судя по палеоботаническим данным, и разной продолжительности неоднократно сменялись один другим. Однако ограниченные возможности радиоуглеродного метода и пока еще явно недостаточное количество абсолютных датировок и видовых определений ископаемых пыльцы и спор растений сильно затрудняют оценку длительности того или иного «холодного» или «теплого» периода и восстановление общей последовательности изменений климата и растительности всего этого времени. Сложность палеогеографической обстановки валдайской эпохи послужила причиной появления многих схем палеогеографии и хронологии этого времени.

Большая часть схем отражает трехчленное деление валдайской эпохи — ранний, средний и поздний валдай.

Большинство исследователей считают также, что палеогеографическая обстановка валдайской эпохи была сложной и отличалась большой изменчивостью. Нами на основе имеющихся данных было предложено наиболее целесообразным и соответствующим фактическому материалу по Русской равнине разделить валдайскую эпоху на два принципиально отличных в палеогеографическом отношении отрезка, а именно безледный валдай (ранний или нижний, от конца микулина-зема до начала максимального распространения льдов) и ледниковый валдай (поздний или верхний, время начала, макси-

мум и деградации валдайского оледенения). В шкале абсолютной хронологии им соответствуют интервалы от 70 тыс. примерно до 24 тыс. лет назад и от 24 до примерно 9 тыс. лет назад [Чеботарева, Макарычева, 1974; Чеботарева, Данилова-Макарычева, 1976; Чеботарева и др., 1978].

Под безледным валдаем понимается время от конца микулинского межледниковья до момента, когда началось распространение льдов на территорию Русской равнины. В это время на Русской равнине ледникового покрова не было, льды только накапливались в центре оледенения. Логически не исключается, что на отдельных этапах этого продолжительного периода льды выдвигались на окраины Русской равнины. Однако фактические данные, подтверждающие такое заключение, пока отсутствуют. До сих пор не имеется разрезов, в которых на микулинских отложениях залегала бы нижневалдайская морена, а на ней отложения «средневалдайского интервала», охарактеризованные палеоботанически и датированные радиоуглеродным методом. В это время на большей части Русской равнины господствовали перигляциальные условия. Широкое развитие имели криогенные, делювиально-солифлюкционные, эрозионные процессы, шло накопление перигляциальных фаций аллювия, широко распространялась так называемая перигляциальная растительность.

Аналогичные данные имеются и по зарубежной Европе. Они полностью согласуются с изложенными выше в том, что после эемского межледниковья наступило сильное похолодание, не вызвавшее, однако, оледенения на территории Средне-европейской равнины, а также на Британских островах [Zagwijn, 1964; Shotton, 1967].

Ледниковый валдай включает время наступления, развития покровного оледенения на Русской равнине и его деградации. Ледниковый покров, двигаясь из Скандинавии на территории северо-западной части Русской равнины, очень быстро достиг максимальной границы своего распространения (около 17—20 тыс. лет назад). Этому этапу соответствуют горизонт основной морены, формирование ледникового и водно-ледникового рельефа, продолжают развиваться и усиливаться криогенные, делювиально-солифлюкционные, эрозионные и другие процессы.

Природные изменения и хронология безледного (раннего или нижнего¹) этапа валдайской эпохи

Уже сейчас можно наметить последовательность природных изменений, произошедших от конца микулинского межледниковья до максимума валдайского (вислинского, балтийского) оледенения.

На рис. 2 приведена схема хронологии валдайского оледенения, трактующая развитие природных условий этой эпохи. Эта схема отличается от ранее опубликованной [Чеботарева, Макарычева, 1974] большей детализацией первой (большей) половины валдайской эпохи.

Остановимся на рассмотрении этой схемы. Она построена в виде сложного вертикального профиля. На вертикали показано абсолютное время — от конца микулинской межледниковой эпохи (примерно 70 тыс. лет назад) до начала голоцена (примерно 9—9,5 тыс. лет назад). Справа от вертикали расположена кривая изменения природной обстановки (в частности, относительного колебания климата) за это время. Кривая обоснована главным образом палеоботаническими (преимущественно палинологическими) материалами по радиометрически охарактеризованным разрезам (с учетом их стратиграфического положения и геоморфологических условий залегания) и привязана к шкале абсолютного времени. Степень

¹ Этот интервал включает «ранний валдай» и «средний валдай» трехчленных схем.

изученности этих материалов на данном этапе позволяет лишь приблизительно оценить продолжительность или длительность упомянутых выше периодов похолодания и потепления, последовательно сменявших друг друга на протяжении всей валдайской эпохи.

По палеоботаническим (в основном палинологическим) материалам в безледном интервале валдайской эпохи мы выделяем до 12 «волн» (фаз) похолоданий и потеплений [Чеботарева, Данилова-Макарычева, 1976]. Степень обоснованности выделения этих фаз, их продолжительность и возрастные границы, а также детальность их палеоботанических характеристик не равноценны, различны и зависят от полноты имеющейся научной информации. При выборе названий для отдельных фаз («волн») похолоданий и потеплений использовалось географическое название стратотипа, где осадки данной фазы выделяются наиболее четко и более полно охарактеризованы палеоботанически. В других случаях строго соблюдалось правило приоритета названий, данных ранее другими авторами.

Прежде чем остановиться на описании упомянутых фаз безледного этапа валдайской эпохи и реконструкции их природной обстановки, уместно будет отметить их общие характеристики. Спорово-пыльцевые спектры фаз похолодания характеризуются уменьшением содержания пыльцы древесных пород (ели, сосны, березы) и резким, как правило, возрастанием содержания пыльцы карликовой березки, кустарниковых форм ольхи и березы, полыней и маревых. Постоянно отмечаются здесь тундровые виды плаунов, споры селягинеллы, пыльца эфедры. В это время широкое развитие получают разреженные березовые или с примесью сосны и ели леса, березовое редколесье, тундрово-степные ландшафты.

В фазы потепления увеличивается облесенность территории, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры. Они характеризуются увеличением (нередко преобладанием) пыльцы хвойных пород, обилием осок, злаков, спор сфагновых мхов, папоротников. Резко сокращается участие полыней, маревых. Характерны лесные виды плаунов. Но и в фазы потепления (в отдельные их периоды), судя по составу спектров, травянистые ассоциации нередко занимали значительные территории, а климат в целом был более суровым и холодным, чем современный климат данного района.

Наиболее трудны для палеогеографических реконструкций и изучения хронологии самые ранние этапы безледного периода валдайской ледниковой эпохи, так как они как на территории Европейской части СССР, так и на прилегающих территориях изучены слабее других. Материалы по этому периоду весьма ограничены, особенно это относится к интервалу, который находится вне досягаемости радиоуглеродного метода, т. е. от конца микулинского межледниковья и до 50 тыс. лет назад.

Самые древние валдайские отложения Русской равнины, в которых были зафиксированы следы первых двух волн похолодания, наиболее надежно выделяются в отложениях, залегающих, как правило, в единой озерной толще, не имеющей следов перерыва в осадконакоплении, выше микулинских слоев, соответствующих зоне М₂, по В. П. Гричуку [1973]. Сопоставление их с датированными отложениями разрезов зарубежной Европы, находящимися в аналогичных стратиграфических соотношениях с земскими межледниковыми осадками, позволяет более или менее уверенно предположить их образование в интервале 70—50 тыс. лет назад.

Первое похолодание, имевшее место на Русской равнине после микулинского межледниковья, названное группой ленинградских геологов [Геоморфология и четвертичные отложения. ., 1969] «курголовской стадией», зафиксировано в осадках скв. 20 (Курголовский п-ов), у с. Микулино Смоленской области, на о-ве Суур-Прангли в Эстонии, у д. Йонёнис на юго-востоке Литвы, у деревень Нижняя Боярица, Мурава, Борхов ров в БССР, Рыбацкое, Черменино, Лошаково на р. Малая Коша и многих других пунктов (рис. 3). В Белоруссии первое валдайское похолодание получило название аландского («аландская стадия») [Вознячук, 1973] и было условно сопоставлено Л. Н. Вознячуком с «курголовским стадиялом» Д. Б. Малаховского [Геоморфология и четвертичные отложения. ., 1969]. В рассматриваемой схеме оно названо курголовским похолоданием.

Как свидетельствуют палеоботанические материалы, кли-

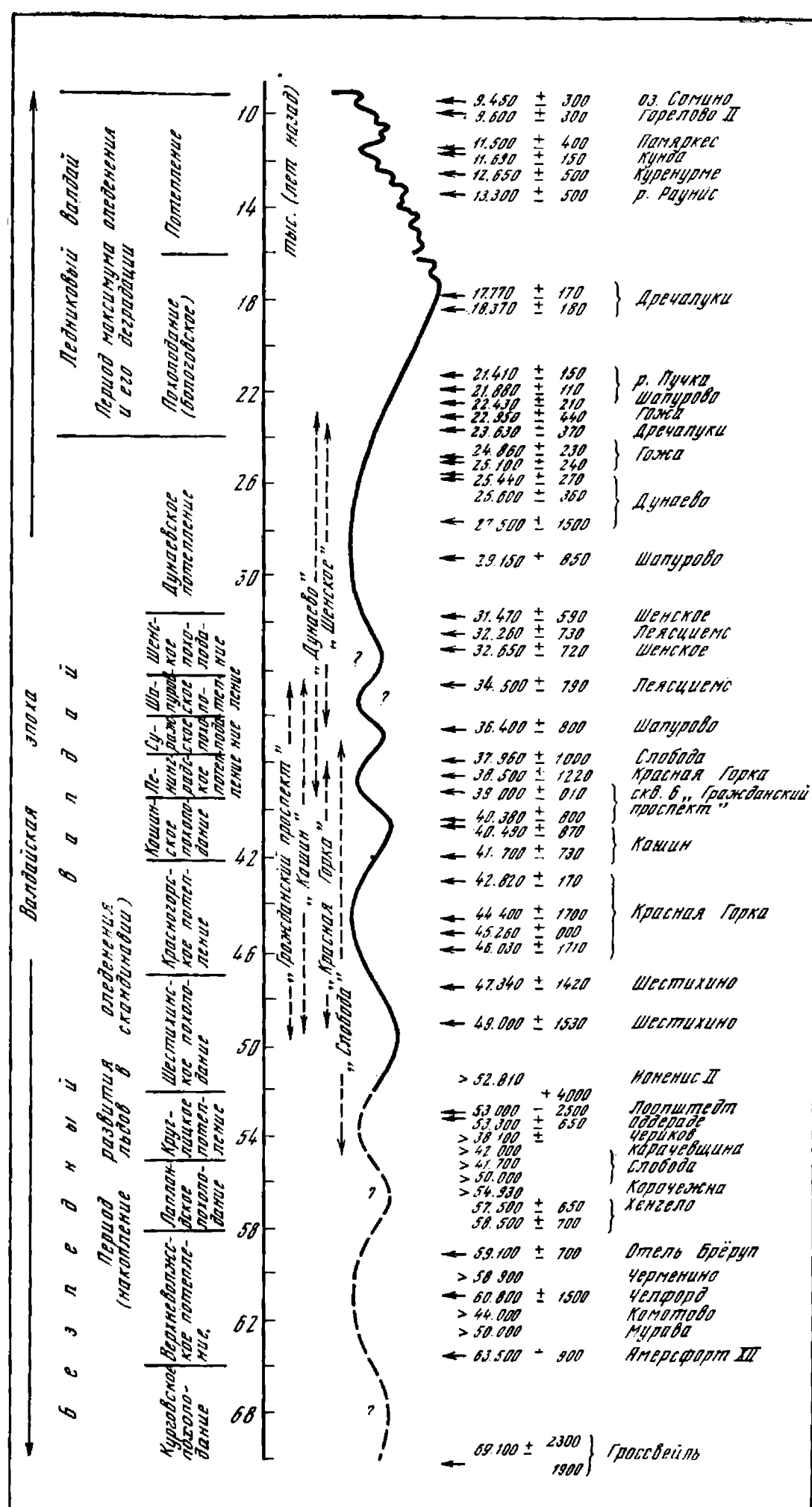


РИС. 2. Схема климатических изменений и их вероятные хронологические рубежи на северо-западе Русской равнины в валдайскую эпоху

матические условия этого отрезка времени были достаточно суровыми. Так, в озерной толще у с. Микулино, в слоях, отвечающих курголовскому похолоданию, отмечается высокое содержание пыльцы берез (до 60%), среди которых основное место занимают кустарниковые формы (до 50%). Увеличивается содержание недревесной пыльцы (до 20% и больше), среди которой характерно присутствие полыней и маревых, а среди спор отмечены плауны тундровых видов — *Lycopodium pungens* La Pyl, *L. appressum* (Desv.) Petr., а также плаунка *Selaginella selaginoides* (L.) Link. В соответствующих осадках (слое песка, лежащего на микулинских гиттиях и торфе) у д. Пущари на Витебской возвышенности отмечается высокое содержание карликовой березки (до 54%) в составе пыльцы древесных пород, постоянно присутствуют споры селягинеллы, *Lycopodium appressum* (Desv.) Petr., *Botrychium boreale* (Fr.) Milde и другие [Рельеф и стратиграфия..., 1961]. В разрезе Суур-Прангли (севернее Таллина) первое валдайское похолодание характеризуется увеличением в соответствующих ему спорово-пыльцевых спектрах пыльцы трав и кустарничков, а также пыльцы березы (почти до 100%),

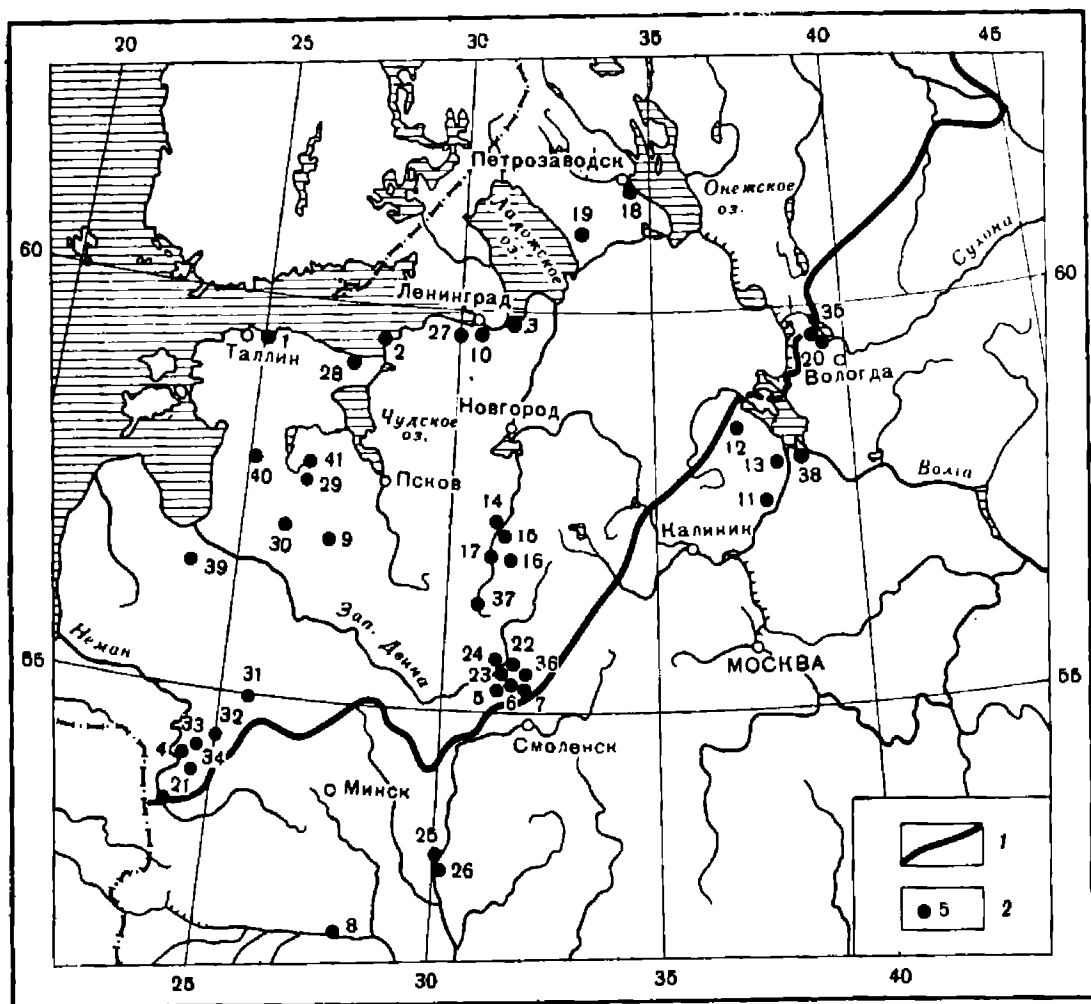


РИС. 3. Картограмма расположения опорных разрезов отложений валдайской эпохи

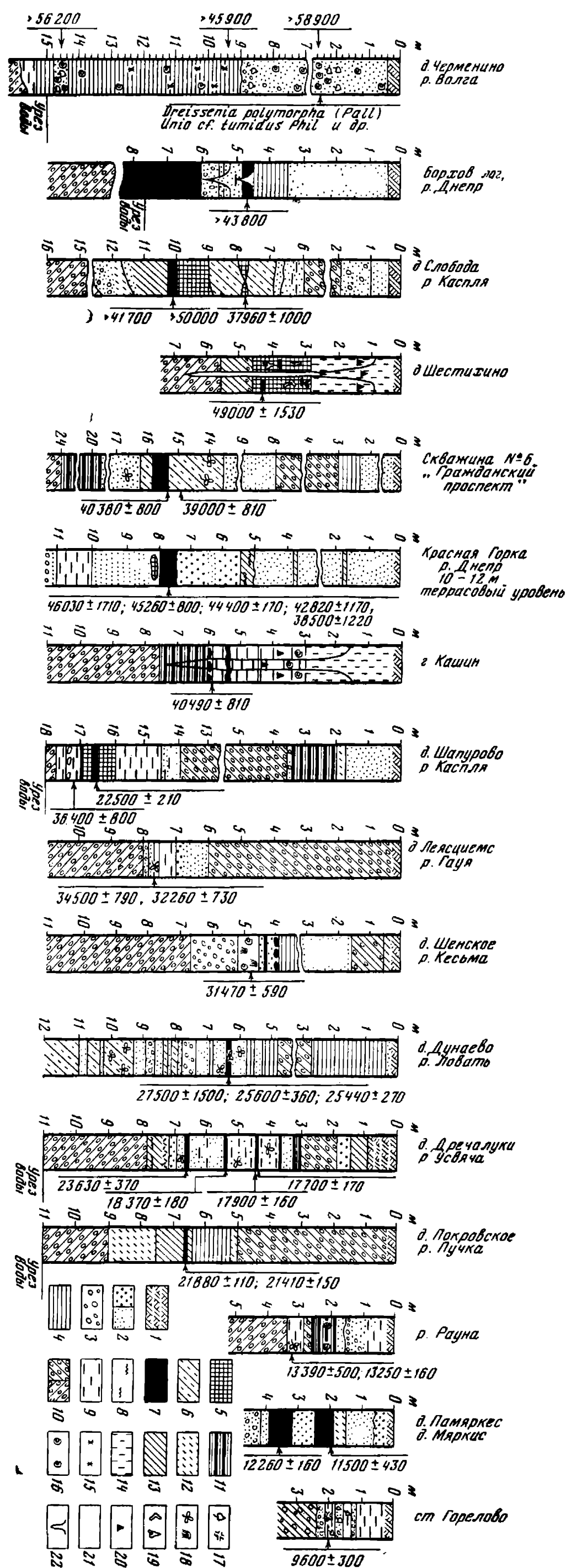
I — граница максимального распространения валдайского оледенения; II — опорные разрезы: 1 — у Таллина—Прангли, 2 — скв. 20 (Курголовский п-ов), 3 — Синяино, 4 — Йоненис, 5 — Пушкири, 6 — Боярщина, 7 — Микулино, 8 — Дорошевичи, 9 — Леясциемс, 10 — Гражданский проспект, 11 — Кашин, 12 — Шенское, 13 — Шестишино, 14 — Дунаево I, 15 — Дунаево II, 16 — Полибино, 17 — Волоковское, 18 — Петрозаводск, 19 — Олонец, 20 — Пучка, 21 — Гожа, 22 — Шапурово, 23 — Слобода, 24 — Дречалуки, 25 — Красная Горка, 26 — Борхов, 27 — Горелово, 28 — Кунда, 29 — Куренурме, 30 — Раунис, 31 — Антавеляй, 32 — Памяркас, 33 — Ула, 34 — Рудня, 35 — Пучка, 36 — Понизовье, 37 — Леоново, 38 — Черменино, 39 — Гауя, 40 — Карукюла, 41 — Пээду

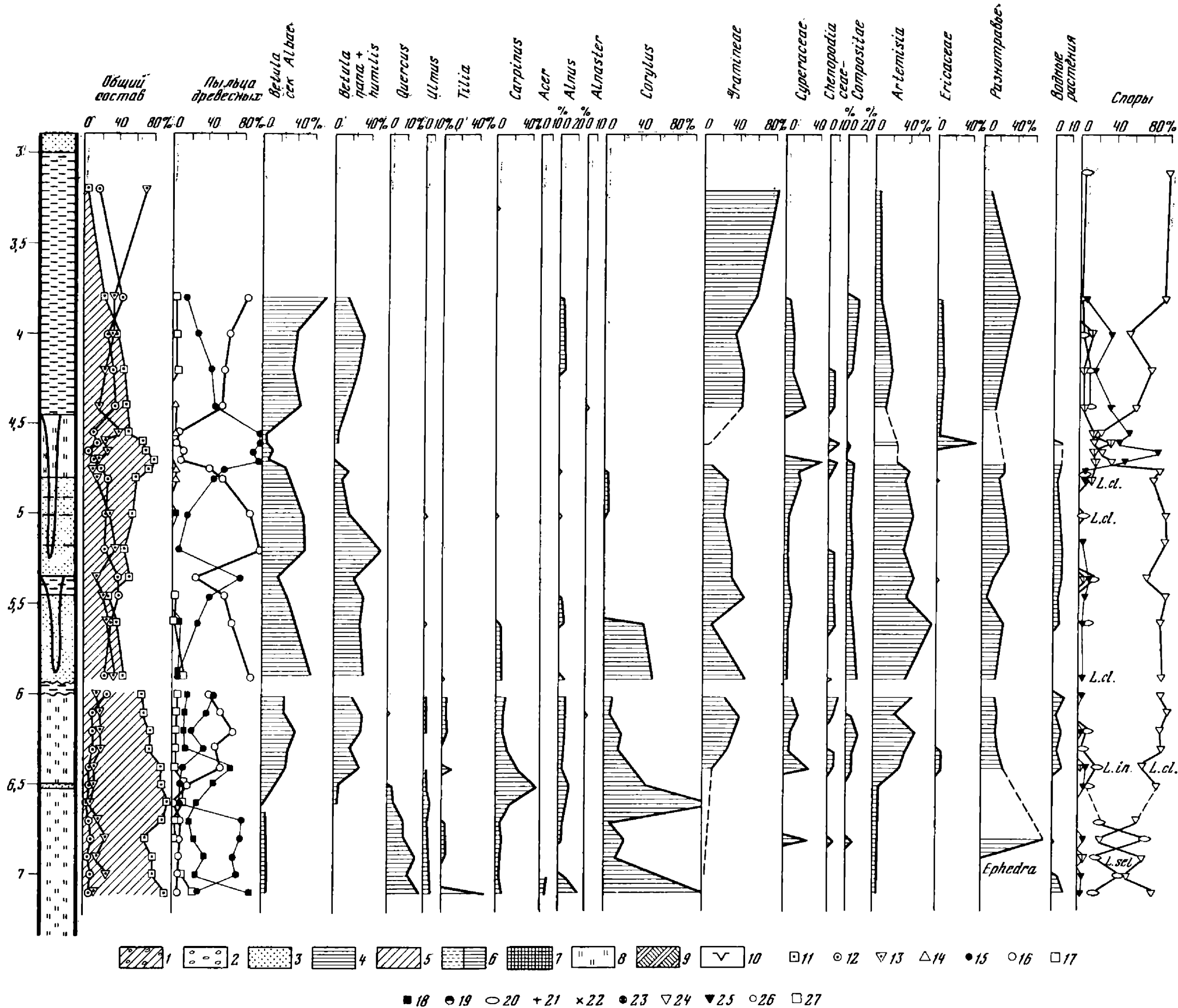
представленной преимущественно кустарниковыми видами. В составе травянистой пыли господствуют полыни и маревые [Лийвранд, Вольт, 1966]. В осадках скв. 3 у д. Йоненис, отвечающих курголовскому холодному времени, появляется пыльца кустарниковых берез, эфедры, споры *Selaginella selaginoides* (L.) Link. [Кондратене, 1965]. Осадки, отвечающие курголовскому похолоданию, нередко (ряд разрезов на Немане [Вознячук, 1961], разрез у д. Борхов близ Речицы [Махнач, 1971; Чеботарева и др., 1979] и др.) несут следы криогенного преобразования (рис. 4). Имеются случаи, когда криогенными процессами затронуты и нижележащие микулинские осадки. После курголовского похолодания на Русской равнине имело место некоторое потепление, отраженное в осадках большей части тех же разрезов.

Это потепление известно в русской литературе как «верхневолжский интерстадиал» [Москвитин, 1950; Рельеф и стратиграфия..., 1961], «тарасовский межстадиал», или «тарасовский ранневалдайский интерстадиал» [Вознячук, 1961, 1973], «межстадиал Йоненис I» [Кондратене, 1965]. В нашей схеме мы называем его «верхневолжским потеплением». Это потепление было, видимо, коротким. В отложениях этого периода господствуют остатки таких древесных пород, как ель, сосна, древовидные березы, а также споры лесных плаунов, хотя отмечены также представители и перигляциальных флор. На Витебской возвышенности в это время, по данным

РИС. 4. Колонки опорных разрезов отложений позднего плейстоцена северо-западной части Русской равнины

1 — современная почва; 2 — песок; а) грубозернистый, б) мелкозернистый; 3 — пески с гравием и галькой; 4 — глины; 5 — гиттия; 6 — суглинки и супеси; 7 — торф или прослой растительного детрита; 8 — маломощные линзы торфа; 9 — алевроиты; 10 — морена разного возраста и состава; 11 — глины ленточные; 12 — супеси; 13 — суглинки; 14 — покровные лессовидные суглинки и супеси; 15 — харовые водоросли; 16 — ископаемая фауна; 17—18 — растительные остатки и древесина; 19 — конкреции; 20 — трубчатые сидеритовые конкреции; 21 — датировки абсолютного возраста; 22 — мерзлотные клинья





В. П. Гричука [Рельеф и стратиграфия..., 1961], растительность имела северотаежный облик (ели — 20%, сосны — 60%). Климат интервала продолжал, видимо, оставаться достаточно суровым. Об этом можно судить по находкам в его осадках большого количества пыльцы маревых и других растений, не свойственных современным лесам, как, например, пыльцы такого ксерофита, как эфедра (в разрезе у Плеса, В. П. Гричук, М. П. Гричук, 1959).

Полученные в последнее время новые палинологические и литологические, в том числе микроморфологические, материалы по опорным разрезам нижневалдайских отложений в долине Днепра в Белоруссии — по разрезам Борхов ров, Крупелка у д. Зборово, «Красная Горка» близ д. Турск — позволяют пополнить наши представления о палеогеографических условиях образования осадков этого возраста [Чеботарева, Тюрина, 1977; Чеботарева и др., 1979].

По исследованиям сотрудников ИГ АН СССР (Н. С. Чеботаревой, Д. Б. Орешкина и других) разрез Борхов ров (окрестности Речицы)¹ вскрывает строение сниженной части 15–16-метровой надпойменной террасы Днепра. В цоколе этой террасы имеются два горизонта торфа, разделенные и перекрытые песками и глинами. Несколько выше по течению реки в строении цоколя этой террасы принимает участие морена, падение ее поверхности вниз по течению реки позволяет предполагать, что она подстилает озерно-болотную толщу, вскры-

РИС. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых расчисткой 4 на правом берегу р. Днепр у «Борхова рва». Анализы Л. В. Курьеровой, материалы Н. С. Чеботаревой

1 — морена; 2 — гравий, галька; 3 — песок; 4 — песок глинистый; 5 — суглинок; 6 — глина; 7 — гиттия; 8 — торф; 9 — почва; 10 — мерзлотные клинья; 11 — пыльца древесных пород; 12 — пыльца травянистых растений; 13 — споры; 14 — ель; 15 — сосна; 16 — береза; 17 — ольха; 18 — сумма пыльцы широколиственных пород; 19 — злаки; 20 — осока; 21 — полыни; 22 — маревые; 23 — разнотравье; 24 — зеленые мхи; 25 — сфагновые мхи; 26 — папоротники; 27 — плауны; L. cl. — *Lycopodium clavatum* L.; L. in. — *Lycopodium inundatum* L.; L. sel. — *Lycopodium selago* L. Цифры в колонках обозначают номера слоев

вающуюся по склонам Борхова рва и в основании террасы Днепра близ устья Борхова рва.

Спорово-пыльцевая диаграмма, полученная Л. В. Курьеровой, в целом сходна с диаграммой, полученной Н. А. Махнач, однако благодаря более детальным исследованиям повторная диаграмма несет большую информацию (рис. 5). Особенно это касается валдайских отложений, так как для них определение видового состава берез, споровых растений представляется особенно важным.

Диаграмма нижнего слоя торфа, как это впервые было показано Н. А. Махнач, обладает всеми чертами, характерными для микулинского межледниковья, — высоким содержанием пыльцы широколиственных пород (по Л. В. Курьеровой — до 85%), обилием пыльцы орешника (до 270%), а также хорошо выраженной последовательностью времени кульминации содержания пыльцы широколиственных пород.

Выше по разрезу отложения содержат холодную флору. Они относятся к валдайской эпохе. Для этого отрезка диа-

¹ Открыт В. М. Мотузом, палинологическое исследование впервые проведено Н. А. Махнач [1971].

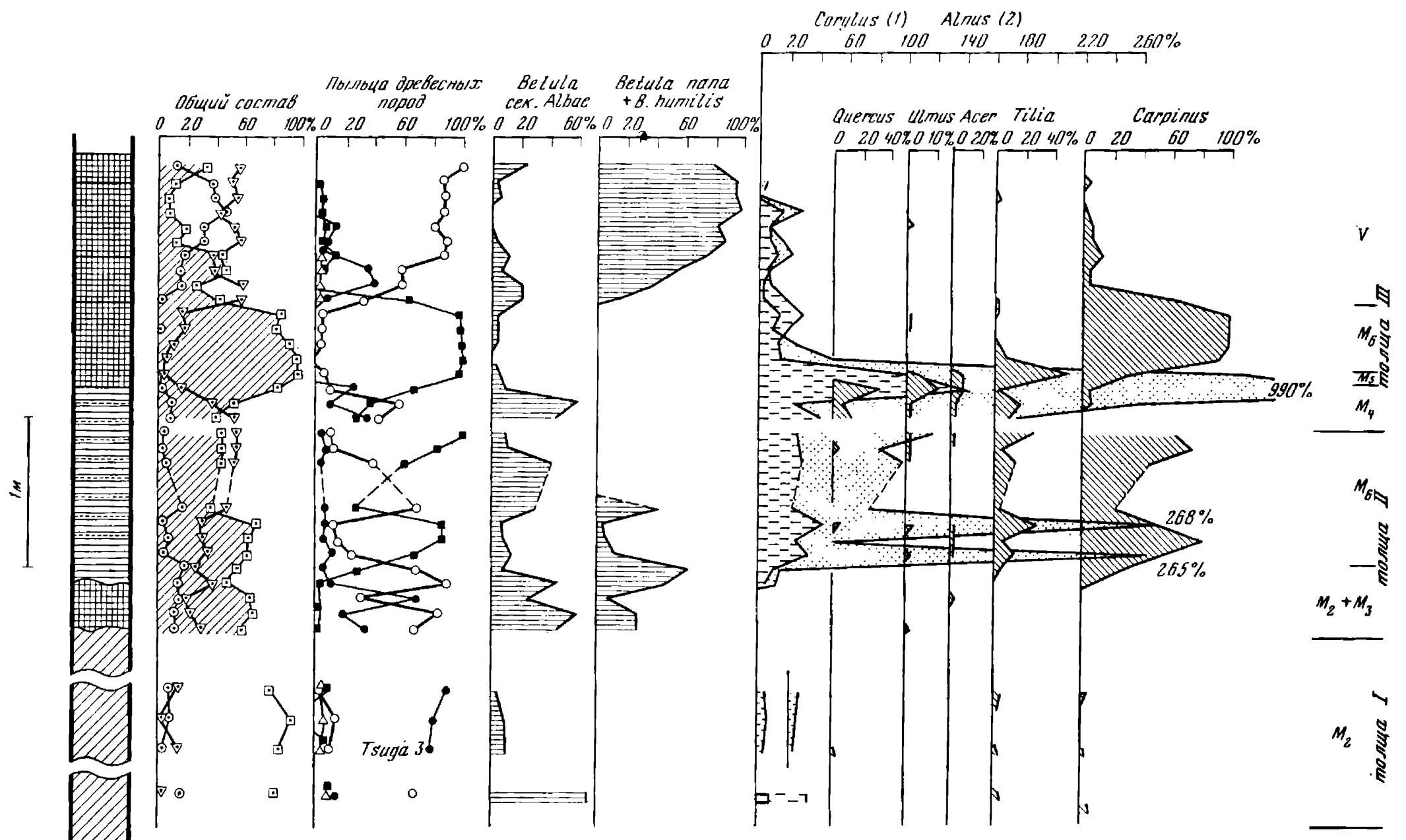


РИС. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых расчисткой 2 на левом берегу Днепра выше дер. Зборово (урочище «Крупелка»). Анализы Л. С. Тюриной, материалы Н. С. Чеботаревой.

Условные обозначения см. рис. 4

граммы отмечаются два периода похолодания, разделенные периодами потепления. Спорово-пыльцевые спектры похолоданий содержат до 80—90% пыльцы березы, среди которой кустарниковые виды составляют 32—52%. Присутствует пыльца ольховника. Среди пыльцы травянистых растений доминирует пыльца полыней (до 67% в период первого похолодания), злаков (до 40—50%), разнотравья (до 30—40%). Присутствуют споры *Botrychium boreale* (Fr.) Milde, *B. luparia* L., *Lycopodium clavatum* L., *L. selago* L., отмечается обилие зеленых мхов (76—98%). В период потепления, зафиксированного спорово-пыльцевой диаграммой в верхнем слое погребенного торфа, резко сокращается содержание пыльцы березы (до единиц процентов), ее кустарниковые формы не обнаружены. Содержание пыльцы сосны увеличивается до 84%. Резко уменьшается содержание злаков, разнотравья, полыней, лебедовых. Вместе с тем пыльца вересковых достигает 43%. Среди споровых господствуют сфагновые мхи. Наряду с ними отмечены споры *Botrychium boreale* (Fr.) Milde — представителя тундровой флоры, что указывает на существование перигляциальных условий в этот период.

Полученный Л. В. Фирсовым для образца торфа из этого горизонта возраст составляет $43\,800 \pm 1000$ лет назад (СОАН — 1619), а для содержащейся в торфе древесной трухи — $26\,170 \pm 165$ лет назад (СОАН — 1620). Л. В. Фирсов считает эту датировку минимальной ввиду омоложения за счет более молодой древесной трухи, содержащейся в торфе. Учитывая стратиграфическое положение этого верхнего слоя торфа (выше микулинского нижнего горизонта торфа), данные спорово-пыльцевого анализа и новейшие датировки брёрупских и амерсфортских осадков [Grootes, 1977], сопоставляемых с верхневолжским потеплением, можно предполагать, что описанное выше потепление является верхневолжским, а похолодания, которые оно разделяет, соответственно курголовским и лапландским.

Исследования климата этих похолоданий, проведенные Л. В. Курьеровой способом построения климатограмм по методу В. П. Гричука [1969а], показали, что климат в период первого (курголовского) похолодания был относительно более

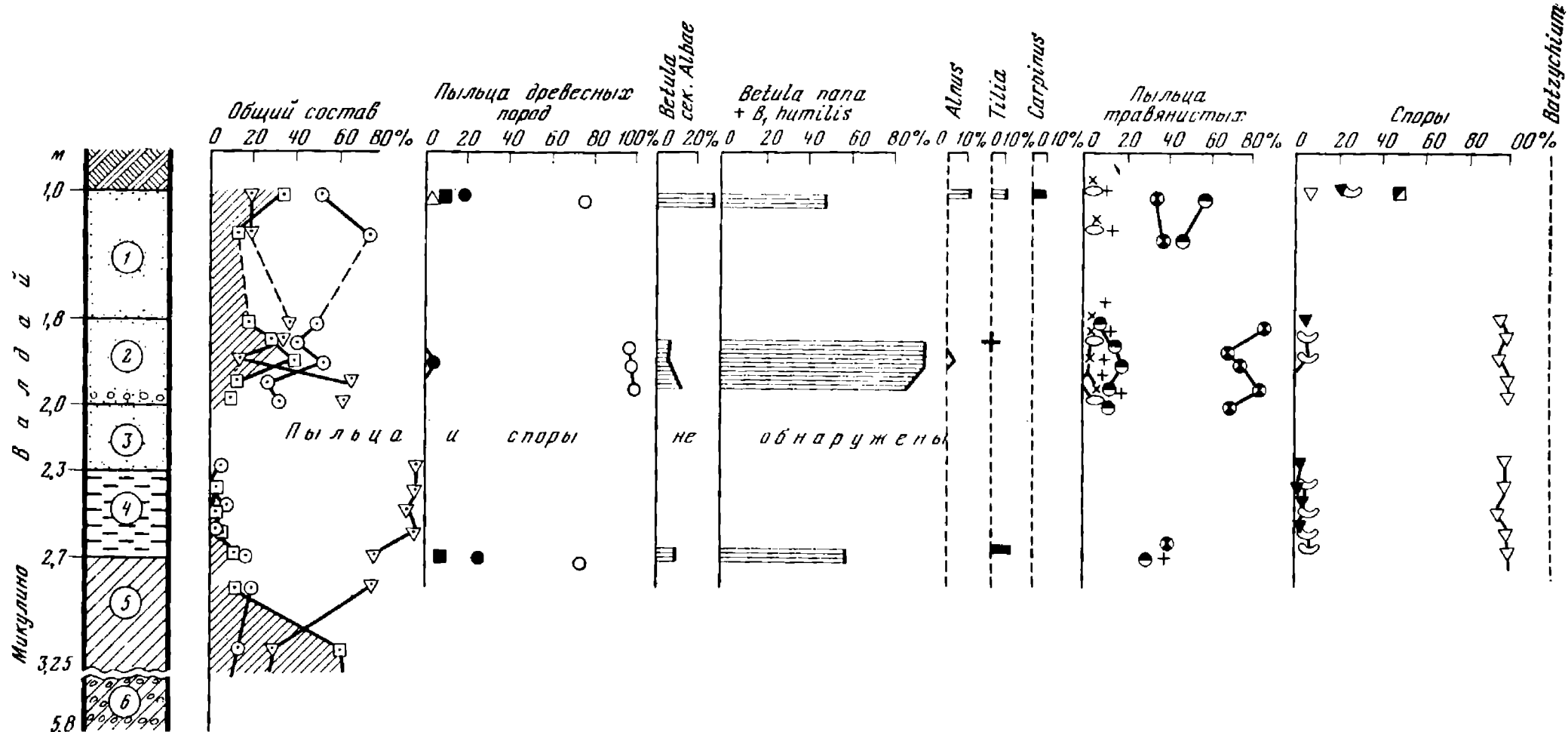
теплым и влажным, чем во время второго (лапландского) похолодания.

Разрез Крупелка у д. Зборово (окрестности Рогачева) приурочен к 18—20-метровому террасовому уровню Днепра, названному Л. Н. Вознячуком четвертой надпойменной позднемосковской террасой. Здесь отложения валдайской эпохи представлены озерными старичными осадками, которые залегают непосредственно на морене или на микулинских межледниковых осадках и приурочены к понижению поверхности морены. В их составе отмечены пески, супеси, глины, суглинки. Данные их палинологического и литологического изучения свидетельствуют о холодных условиях осадконакопления.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца травянистых растений и спор. В составе древесной пыльцы господствует береза (65—100%), среди которой кустарниковые формы и карликовая березка достигают 48—95% (рис. 6, 7). Присутствует в небольшом количестве пыльца сосны, ольхи, единичные зерна липы, граба. В группе трав отмечена пыльца полыни (до 37%), разнотравья (до 37—38%), злаков (до 27—56%), маревых (до 4%), осок (до 5%). Споры представлены главным образом зелеными мхами. Присутствуют споры *Botrychium* sp. (до 3%). В период накопления этих озерных старичных отложений в составе растительности широкое развитие получили травянистые ассоциации. Среди древесных пород господствующее положение занимали кустарниковые формы берез. Спектры, несомненно, отражают существование здесь в это время растительности перигляциального типа. Отнесение этих осадков к валдайской ледниковой эпохе, более того, к ранним ее этапам, возможно благодаря нахождению в этом же обнажении, в расчистке I, толщи, где ниже аналогичных (валдайских) отложений залегают микулинские отложения, содержащие типичную микулинскую межледниковую флору.

Формирование отложений разреза у д. Зборово, содержащих холодную гляциальную флору и подстилаемых осадками микулинского возраста, следует отнести к ранним этапам валдайской эпохи, видимо, к самому ее началу — ко времени курголовского похолодания.

Литологические, главным образом микроморфологические исследования, проведенные Н. В. Ивановой, подтвердили выводы, сделанные на основании палинологических исследований. Так, нижний горизонт торфа и гиттий в разрезе Борхов, а также гиттий в разрезе Крупелка, характеризующиеся обилием хорошо разложившейся растительной органики, пре-



обладанием выветрелых зерен полевого шпата, роговой обманки, зеленых слюд, накапливались в условиях теплого и влажного межледникового климата. Для лежащих выше отложений, в том числе для горизонта разделяющего торфа в разрезе Борхов ров, а также для глинистых отложений, залегающих выше микулинских осадков в разрезах Крупелка, Красная горка, типичны иные особенности микростроения осадков. К ним относятся слабая степень выветрелости первичных минералов, возникновение вторичных микроструктур — расслоенность, микрополигональность — признаки суровых климатических условий осадконакопления, свойственные ледниковым эпохам.

Верхневолжское потепление на основании стратиграфического положения осадков этого времени (выше микулинских слоев) сопоставляется с потеплением, выделенным многими исследователями Дании как брёруп (включая сюда и более ранние фазы, выделяемые под названием рёдебекского, или амерсфортского межстадиала). К сожалению, абсолютный возраст верхневолжского потепления точно еще не установлен. Согласно данным Х. А. Арсланова [1975], возраст древесины и торфа из разрезов этого времени был определен как более 44 тыс. лет назад (ЛУ—101А, Комотово) и более 50 тыс. лет назад (ЛУ—100, Мурава).

Палинологические данные, относящиеся к отложениям, накопившимся во время первого (курголовского) ранневалдайского похолодания, подтверждают существующее теоретическое представление о холодном, но влажном климате, наступившем после окончания микулинского межледникового. Второе (лапландское) похолодание оказалось не менее холодным, но существенно суше. О суровости климата во время обоих похолоданий свидетельствуют литологические данные и следы мерзлотных структур [Чеботарева и др., 1979]. Последние образовались во вторую половину первого похолодания и в начале второго. Обращает на себя внимание, что разделяющее их верхневолжское потепление было, по-видимому, несколько более существенным, нежели все остальные потепления, имевшие место в интервале от конца микулинского межледникового и до максимума валдайского оледенения [Арсланов и др., 1971а, Чеботарева, Макарычева, 1974].

Во время верхневолжского потепления часто накапливались торф, гиттии, ранее относимые ко второму климатическому оптимуму микулинского межледникового (разрезы Мурава (БССР), Плёс, Боярщина и другие). В общем пыльцевом спектре в это время господствовала пыльца древесных пород, представленная главным образом сосной, древовидной березой с примесью ели. Примечательно почти резкое уменьшение, а иногда и исчезновение в это время пыльцы кустарниковых видов берез, хотя элементы перигляциальной флоры продолжают существовать. Все это несомненно свидетельствует об улучшении в это время климатических условий.

Итак, кроме курголовского похолодания и верхневолжского

РИС. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма валдайских отложений, вскрытых расчисткой I на левом берегу Днепра выше дер. Зборово (участок «Крупелка»). Анализы Л. С. Тюриной, материалы Н. В. Ивановой

Условные обозначения см. на рис. 4

потепления отложениями начальных этапов валдайской эпохи фиксируется еще одно — лапландское похолодание [лапландская стадия, по Вознячуку, 1973] и одно потепление — круглицкое («круглицкий интерстадиал», по Вознячуку, 1973; межстадиал Йонёнис II, по Кондратену, 1965]. В осадках, отвечающих лапландскому похолоданию, исчезают элементы таежной флоры и возрастает содержание пыльцы кустарниковых форм берез, в том числе и карликовой, появляются споры *Lycopodium appressum* (Desv.) Petr., *Botrychium boreale* (Fr.) Milde и другие. Отложения лапландского похолодания и круглицкого потепления отмечены в ряде палеоботанически охарактеризованных разрезов (у д. д. Тарасово, Карачевщина, Клевица, в урочище Круглица, у с. Микулино, в скв. 3 у д. Йонёнис).

Для торфяников «круглицкого интерстадиала» Х. А. Арслановым [Вознячук, 1973] получены следующие радиоуглеродные датировки: более 38 100 лет назад (ЛУ—81В, Чериков); более 41 700 лет назад (ЛУ—81А, Слобода); более 42 тыс. лет назад (ЛУ—77А, Карачевщина); более 50 тыс. лет назад (ЛУ—309В, Слобода). Поскольку «ранневалдайские межстадиалы», следующие за микулинским межледниковьем (разрезы Йонёнис II, Корожечна, Черменино и другие), имеют запредельный возраст, привязку к шкале абсолютного возраста и датирование (в известной мере условное) двух нижних похолоданий и двух потеплений на нашей схеме пришлось производить на основании корреляции с зарубежными разрезами со сходным стратиграфическим положением (выше эемских межледниковых осадков), имеющими конечные датировки [Vogel, Zagwijn, 1967; Grootes, 1977] ¹.

Выделяя ранние похолодания безледного периода, разделенные потеплениями, мы сталкиваемся с трудностями определения их места в геохронологической шкале, поскольку их абсолютный возраст, т. е. более 50 тыс. лет назад, находится за пределами возможностей радиоуглеродного метода. Этим методом для них можно получить только запредельные датировки, а другие методы абсолютной хронологии для четвертичных отложений пока слабо применяются. Абсолютное датирование ранних похолоданий и потеплений здесь производится условно на основании корреляции с зарубежными разрезами, для которых имеются такие датировки. Стратиграфические и палеоботанические данные позволяют самое первое верхневолжское потепление безледного периода сопоставлять с брёрупским межстадиалом с включением его ранних фаз,

¹ Новейшие датировки брёрупских и амерсфортских осадков были получены в интервале 64—58 тыс. лет назад [Grootes, 1977].

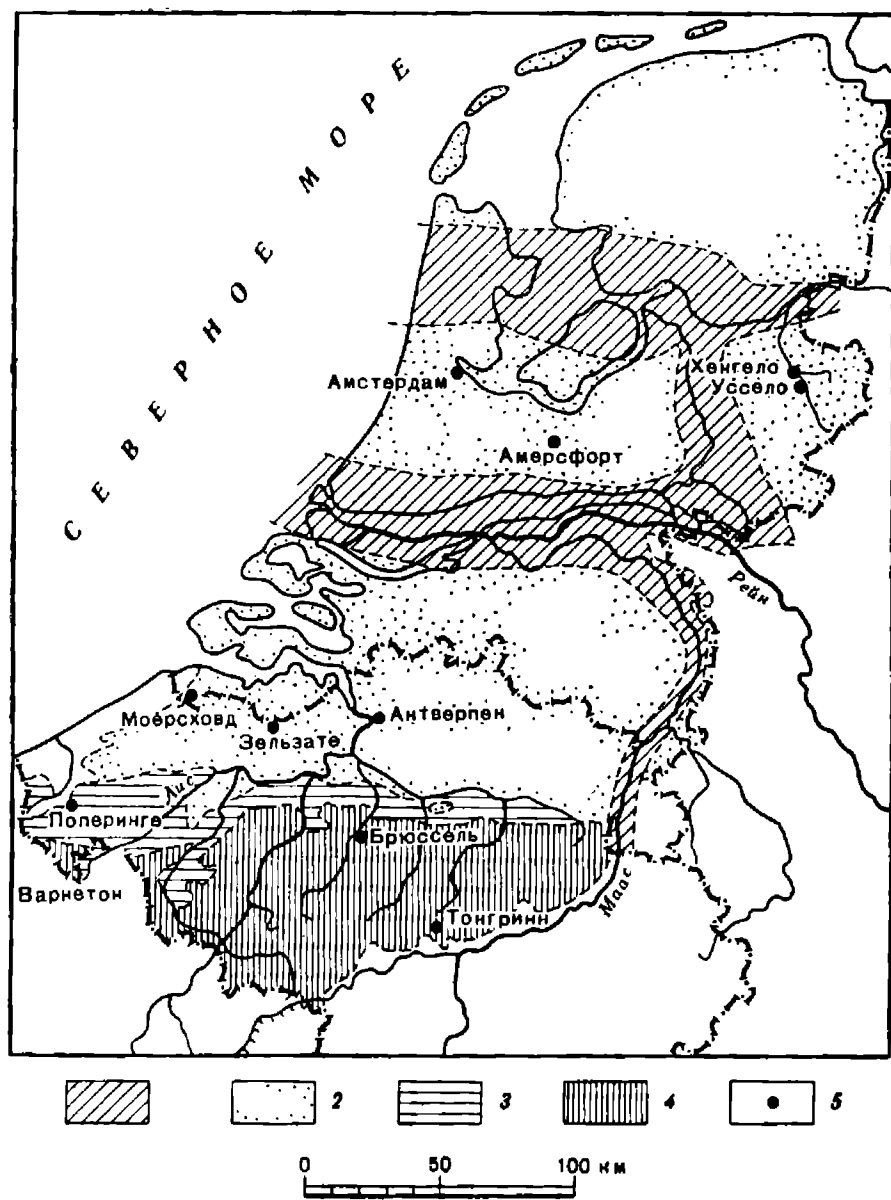


РИС. 8. Картограмма позднеплейстоценовых отложений на территории Нидерландов и Бельгии [по Zagwijn, Раере, 1968]

1 — грубые флювиальные отложения Рейна и Мааса (крефтенгейская формация Нидерландов); 2 — эоловые пески, частично перекрытые голоценовыми отложениями; 3 — переходная область; 4 — лессы; 5 — опорные разрезы отложений позднего плейстоцена

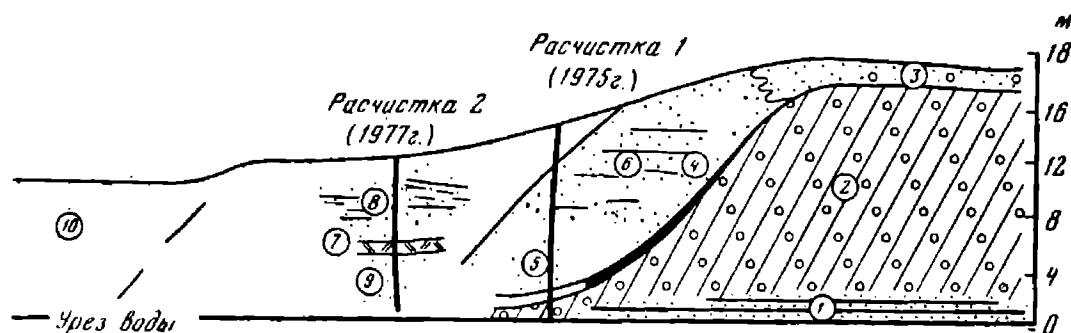


РИС. 9. Продольный профиль левого берега Днепра (урочище «Красная Горка»).

Составила Н. В. Иванова по материалам Н. С. Чеботаревой (Чеботарева и др., 1979) и Н. В. Ивановой (1977 г.)

1 — алевриты; 2 — морена красно-бурая и голубовато-серая; 3 — пески, в основании с галькой; 4 — погребенная почва; 5 — гиттия; 6 — песок желтый горизонтально-слоистый (аллювий третьей (?) надпойменной террасы); 7 — торф; 8 — песок желтый горизонтально-слоистый (аллювий второй надпойменной террасы); 9 — песок светло-серый (аллювий второй надпойменной террасы); 10 — песок желтый (аллювий первой надпойменной террасы)

выделенных под названием амсфортского межстадиала, а круглищное потепление — с межстадиалом оддераде. Отложения лапландского похолодания можно сопоставить (в известной мере условно) с прослоем торфа с дриасовой флорой в разрезе у г. Хенгело, имеющей две конечные датировки порядка 57—58 тыс. лет назад [Zagwijn, 1961] (рис. 8).

Исходя из этого, мы допускаем возможность в предложенной схеме первое (курголовское) и второе (лапландское) похолодания и первое (верхневолжское) и второе (круглищное) потепления поместить на нижнем отрезке геохронологической шкалы валдайской эпохи, а именно в интервале примерно 70—52 тыс. лет назад.

Л. Н. Вознячук [1973], всесторонне изучив «интерстадиальные» образования раннего валдайского возраста, пришел к выводу, что ледниковый покров в «ранневалдайскую» (раннюю) мегастидию не имел больших размеров и почти целиком занимал площадь в границах позднеледниковой фазы салпаусселья и даже меньшую. Сходное мнение о размерах «раннего оледенения» в валдайскую эпоху высказывает И. К. Иванова [1977] на основании материалов по придне-

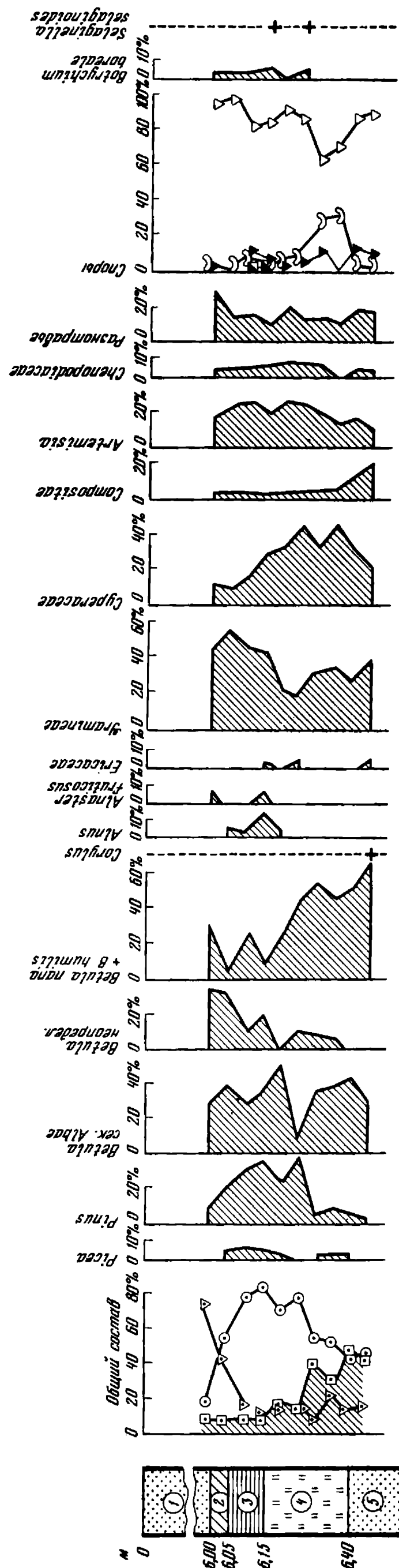


РИС. 10. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений старичной линзы 10—12 метрового террасового уровня Днепра (урочище «Красная Горка»). Анализ В. С. Дерюгиной, материалы Н. В. Ивановой

Условные обозначения см. рис. 4

стровским разрезам. Это не противоречит нашим представлениям о палеогеографической обстановке начальных этапов валдайской эпохи.

Выделение фаз потепления и похолодания второй половины безледного периода валдайской эпохи (с 50 тыс. лет назад) базируется на многочисленных всесторонне изученных разрезах. Возраст встречающихся здесь осадков находится уже в пределах точности, допускаемой при применении радиоуглеродного метода.

Следующая за круглицким потеплением фаза шестихинского похолодания, а также все последующие потепления и похолодания можно датировать уже более уверенно. Их выделение опирается на палеоботанически и радиометрически изученные разрезы, занимающие определенное стратиграфическое положение. Исследование осадков из этих разрезов уже не находится за пределами возможностей радиоуглеродного метода. И тем не менее из-за недостаточного количества радиоуглеродных датировок установление возрастных рубежей для потеплений и похолоданий на этом отрезке безледного периода валдайской эпохи неодинаково обосновано, а в некоторых случаях является условным.

Климатические условия шестихинского похолодания находят отражение в осадках из разреза у ст. Шестихино Ярославской области. Образец из прослая торфа с «холодной» флорой из этого разреза дал датировку $49\,000 \pm 1530$ лет назад (ЛУ—14В), причем этот возраст в лаборатории считается минимальным. Из торфа верхних слоев разреза позже была получена новая датировка $47\,340 \pm 1420$ лет (ЛУ—340А) [Арсланов, 1975]. Это похолодание зафиксировано в озерных осадках у д. Слобода на р. Каспле в Белоруссии [Арсланов и др., 1973]; в ленточных глинах у г. Кашина Калининской области [Арсланов и др., 1970]; в разрезе (слой 9) у Красной Горки на Днепре в районе г. Рогачева [Арсланов и др., 1971]; в слое глин нижней части (глубина 20—24 м) разреза скважины 6 «Гражданский проспект» в Ленинграде [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969]. Спорово-пыльцевые спектры в основном свидетельствуют о суровых и холодных условиях; в это время широкое распространение получили березовое редколесье и тундрово-степные ассоциации. Присутствие в составе спор тундровых видов плаунов, зеленых и сфагновых мхов и др. указывает на развитие болот и «тундроподобных формаций».

Опираясь на абсолютные датировки осадков из разреза у ст. Шестихино и палеоботанические данные по этим осадкам, шестихинское похолодание можно, видимо, на данном этапе наших знаний поместить в интервал абсолютного времени 52—47 тыс. лет назад.

Данные о палеогеографических условиях описанного похолодания и предшествовавшего ему потепления дополняют результаты по впервые изученным расчисткам разреза в урочище «Красная Горка», относящегося к 16—18-метровому террасовому уровню в долине Днепра, который Л. Н. Вознячук считает третьей надпойменной, перигляциальной террасой [Чеботарева и др., 1979]. Здесь Н. С. Чеботаревой в 1975 г. были вскрыты отложения старичной линзы, залегающей непосредственно на морене, т. е. стратиграфически значительно ниже другой, ранее детально изученной белорусскими исследователями линзы старичных осадков. Эти осадки приурочены к 10—14-метровому уровню (вторая надпойменная терраса, по Л. Н. Вознячуку) и датированы Х. А. Арслановым в пределах 38—46 тыс. лет назад. Отложения вновь открытой старичной линзы залегают стратиграфически ниже, и, следовательно, они древнее 45—46 тыс. лет назад.

По данным спорово-пыльцевого анализа, полученным В. С. Дерюгиной [Чеботарева и др., 1979], здесь зафиксирована растительность перигляциального облика, поэтому можно думать, что во время накопления этих осадков были холодные климатические условия. Спорово-пыльцевые спектры разделяются на две зоны: нижняя часть их характеризует разреженные березовые леса, чередующиеся с безлесными пространствами, в верхней части пыльца древесных пород почти совсем исчезает, преобладают споры и травянистая пыльца — злаки, разнотравье, полыни, маревые, что указывает на еще большее похолодание. В это время существовали только открытые травянисто-моховые ландшафты. По всему разрезу присутствует много спор зеленых мхов, отмечены споры *Vortyichium* sp. Нижняя часть отложений этой линзы, судя по стратиграфическому положению и возрасту, вероятнее всего,

относится к концу круглицкого потепления, а верхняя — к началу шестихинского похолодания.

За волной шестихинского похолодания следует время нового улучшения климата — красногорское потепление. Оно было выделено Л. Н. Вознячуком [Вознячук и др., 1971] под названием «красногорской фазы валдайского мегаинтерстадиала» по названию вышеупомянутого известного разреза Красная Горка. На спорово-пыльцевой диаграмме разреза это потепление достаточно четко выражено (пыльцевая зона II, слой 8 е, 8 ж). Радиоуглеродные датировки, полученные для этого горизонта (пыльцевая зона II), следующие: $38\,500 \pm 1220$ (ЛУ—99), $42\,820 \pm 1170$ (ЛУ—112), $44\,400 \pm 1700$ (ЛУ—174), $45\,260 \pm 800$ (ЛУ—133В) и $46\,030 \pm 1710$ (ЛУ—164). Они позволяют красногорское потепление более или менее уверенно помещать в интервал между 47—42 тыс. лет назад, но, возможно, оно закончилось и несколько позже.

Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, лесной покров даже в период относительно оптимальных условий не был сомкнутым, что может свидетельствовать о климате данного потепления как более суровом и континентальном, чем современный [Махнач, 1971].

Новые палинологические исследования с определением видового состава берез, проведенные В. С. Дерюгиной [Чеботарева и др., 1979], позволяют уточнить палеогеографическую обстановку времени накопления осадков старичной линзы 10—14-метровой террасы, а также и подстилающих ее песков (рис. 9, 10). Выясняется, что так как кустарничковые березы играли большую роль, то в общем составе пыльцы древесные породы занимали меньшее место, чем это представлялось ранее. В течение накопления осадков старичной линзы происходили некоторые колебания климата. Так, во время накопления нижней части торфа было, видимо, несколько «теплее», чем во время накопления верхней части торфа, гиттий и суглинков. Это потепление отвечает, вероятнее всего, потеплению на диаграмме Н. А. Махнач.

Этот период потепления, красногорского, судя по радиоуглеродным датировкам, можно сопоставить с первой (снизу) эпохой потепления, зафиксированной на спорово-пыльцевой диаграмме разреза «Гражданский проспект», и с «теплым интервалом» Кашинского разреза, отмеченным пыльцевыми спектрами на глубине 6—6,5 м.

Вслед за красногорским потеплением пыльцевые диаграммы разрезов отмечают новое ухудшение климата — кашинское похолодание. Оно было выделено нами по четко выраженному пику «холодных спектров» на пыльцевой диаграмме разреза Кашин на глубине 5,3—6,0 м [Чеботарева, Макарычева, 1974]. Здесь осадки этого времени представлены нарушенными мерзлотными процессами темно-серыми алевроитами с прослоями торфа. В одном из них, для которого Х. А. Арслановым были получены датировки $41\,700 \pm 730$ лет назад (ЛУ—15В) и $40\,490 \pm 870$ лет назад (ЛУ—15С), были найдены кости и зуб, принадлежащие, согласно определению Э. А. Вангенгейм, мамонту позднего типа [Арсланов и др., 1970]. Это похолодание фиксируют спорово-пыльцевые диаграммы разрезов «Красная Горка» (зона III), «Гражданский проспект» (глубина 15—16 м), д. Дунаево (от глубины 10,5 м и ниже) [Вознячук и др., 1971; Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969].

Судя по палинологическим данным, растительность этого времени представляла разреженные хвойно-березовые леса (с большим участием кустарничковых форм берез) или березовые редколесья с *Betula nana* L., чередующиеся или включающие значительные площади, занятые ассоциациями открытых местообитаний — ассоциациями «степного облика» или болотными и «тундроподобными» формациями.

О возрастных рубежах этого похолодания в настоящее время можно судить, опираясь только на две отмеченные выше абсолютные датировки разреза г. Кашина и две датировки разреза «Гражданский проспект» (скв. 6). При этом последнее, а именно $40\,380 \pm 800$ лет назад (ЛУ—22) и $39\,000 \pm 810$ лет назад (ЛУ—63), дают приблизительно представление о верхнем рубеже кашинского похолодания, так как первая из этих датировок относится к слою, который фиксирует наиболее холодные условия этого интервала, а вторая, судя по пыльцевой диаграмме, падает уже на начальные этапы следующего за этим похолоданием нового потепления, названного нами по месту расположения разреза ленинградским. Датировки разреза у г. Кашина дают некоторое основание для

суждения о нижнем рубеже кашинского похолодания, который проходил, видимо, не раньше 41—42 тыс. лет назад. Следует отметить, что данное этому похолоданию название (по разрезу Кашин), может быть, не совсем удачно, так как хотя оно и четко выделяется на спорово-пыльцевой диаграмме Кашина, датируется достаточно определенно по осадкам ленинградского разреза «Гражданский проспект».

Кашинскую волну похолодания сменяет, как отмечалось, вновь начавшееся улучшение климата — ленинградское потепление, сразу же изменившее характер растительности Русской равнины. Это потепление отражено совершенно четким отрезком спорово-пыльцевой диаграммы разреза «Гражданский проспект» на глубине 12—15 м, на котором в спектрах зафиксировано (по сравнению с предыдущей эпохой похолодания) резкое уменьшение пыльцы травянистых растений и быстрое увеличение содержания пыльцы древесных пород, в составе которых преобладают сосна и ель. Среди пыльцы травянистых растений доминируют осоки, резко уменьшается содержание полыней. Наблюдается существенное увеличение спор сфагновых мхов и папоротников, свидетельствующих о начале нового этапа облесения в истории растительности и об увеличении влажности климата.

Ленинградское потепление отражено также спорово-пыльцевыми диаграммами разрезов: Кашин — горизонт темно-серого алевролита на глубине 5—5,30 м; Дунаево на р. Ловать слой супеси с растительными остатками, глубина 9,0—10,5 м; Слобода (Белоруссия) — нижняя часть разреза [Арсланов и др., 1973]. Нижняя возрастная граница этого интервала может быть приблизительно датирована, по-видимому, датой $39\,000 \pm 810$ лет (ЛУ—63), полученной для осадков разреза «Гражданский проспект». Верхнюю границу можно установить косвенно, сопоставляя фазы растительности более полных диаграмм («Гражданский проспект», Дунаево) с таковыми других (менее полных) разрезов, имеющих более молодые, чем 39 000 лет, датировки, например, верхний прослой торфа с «холодной» флорой в разрезе Слобода — $37\,960 \pm 1000$ (ЛУ—98), осадки слоя 8д (пыльцевая зона III) в разрезе «Красной Горки», фиксирующие почти безлесную фазу растительности и холодный климат — $38\,500 \pm 1220$ (ЛУ—99).

Следовавшее за ленинградским потеплением непродолжительное суражское похолодание сменилось немного позже новым, видимо тоже непродолжительным, шапуровским потеплением. Они были выделены исключительно на основании палинологических данных по разрезам у деревень Слобода (около Суража, на р. Западная Двина, БССР), Шапурово, нижняя часть (выше д. Слобода, БССР), «Красная Горка», Шенское (р. Кесьма, Калининская область), Дунаево. Зафиксированы они также в виде небольших пиков потепления и похолодания на спорово-пыльцевых диаграммах «Гражданского проспекта» и Кашина. Датирование этих похолоданий и потеплений на данном этапе чрезвычайно затруднено из-за почти полного отсутствия абсолютных датировок в этом интервале. Лишь радиоуглеродная датировка $37\,960 \pm 1000$ лет назад (ЛУ—98), полученная Х. А. Арслановым для верхнего криотурбированного малоомощного горизонта торфа в разрезе у д. Слобода, и датировка слоя торфа в нижней части разреза Шапурово — $36\,400 \pm 800$ лет назад (ЛУ—923) позволяют очень приблизительно судить о возрасте упомянутых похолоданий и потеплений. Поэтому возрастные рубежи этих двух интервалов на кривой выделены в известной мере условно. Только получение новых датировок по этим разрезам может помочь более точно решить вопрос о возрасте и ранге этих похолоданий и потеплений.

Более уверенно выделяется сменявшее шапуровское потепление шенское похолодание. Оно хорошо фиксируется на пыльцевых диаграммах разрезов у д. Шенское, Дунаево, около Леясциемса (р. Гауя, Латвия). Особенно важную роль в изучении палеогеографических условий этого интервала сыграло исследование озерно-болотных осадков около Леясциемса, для которых были получены абсолютные датировки $32\,260 \pm 730$ лет (ЛУ—159) и $34\,500 \pm 790$ (ЛУ—311В), позволяющие судить о возрастных рубежах этого похолодания. Спорово-пыльцевые спектры, в составе которых преобладает пыльца травянистых растений и спор (отмечено обилие мегаспор селягинеллы), а среди «древесных» — пыльца карликовой березки, свидетельствуют о широком развитии безлесных ландшафтов, о перигляциальных условиях этого интервала [Арсланов и др., 1975].

Дунаевское потепление, пришедшее на смену шенскому похолоданию, предшествовало времени максимального развития валдайского оледенения. Оно называется так по р. Дунаево на р. Ловать (Новгородская область), где осадки этого времени залегают на левом и правом берегах реки под мореной валдайского оледенения и наиболее полно отражают его природную обстановку. Это потепление хорошо фиксируется в слоях разреза Дунаево на левом берегу на глубине от 6 до 7 м и отражено на пыльцевой диаграмме в виде третьего (самого верхнего) пика потепления «дунаевского (соминского) интерстадиала», который выделяется ленинградскими исследователями [Геоморфология и четвертичные отложения. . ., 1969].

Палеоботанические данные свидетельствуют о господстве в период дунаевского потепления лесной растительности. Это были, судя по диаграмме пыльцы древесных пород, преимущественно хвойные сосново-еловые и еловые леса с участием березы и ольхи, и лишь в отдельные отрезки времени в лесных формациях увеличивалось участие березы, нередко и кустарниковых видов. В составе растительного покрова в целом более широко были распространены травянистые группировки с господством осок, злаков, разнотравья, что наряду с елью указывает на некоторое увеличение влажности климата этого периода.

Дунаевское потепление отражено в осадках разреза Шенское (верхняя «фаза потепления», глубина примерно 4,5—5,0 м), Кашин (глубина около 4,5 м); по-видимому, это потепление зафиксировано также в верхней части разреза Шапурово [Махнач, 1971]. Радиоуглеродные датировки, дополняя палинологическую характеристику, свидетельствуют о большей продолжительности этого теплого интервала по сравнению с более ранними. Начальные его этапы фиксируются датами $31\,470 \pm 590$ (ЛУ—167) и $32\,650 \pm 720$ (ЛУ—339), полученными для отложений в разрезе Шенское [Арсланов, 1975]. Датировки из отложений самого разреза у д. Дунаево на левом берегу — $27\,500 \pm 1500$ (ЛУ—28А), $25\,600 \pm 360$ (ЛУ—28В), $25\,440 \pm 270$ лет назад (ЛУ—28С) относятся к более поздним его этапам.

К дунаевскому интервалу относятся и другие разрезы бассейна Ловати. Это отложения у д. Дунаево на правом берегу, у д. Полибино [Чеботарева и др., 1971а], у д. Волоковое [Данилова-Макарычева, Фаустова, 1975]. Однако сравнение спорово-пыльцевых диаграмм этих разрезов с диаграммой датированных осадков у д. Дунаево из-за отсутствия датировок первых позволяет лишь предполагать, что их осадки накапливались в самом конце периода дунаевского потепления, захватывая уже и время начальных этапов нового похолодания.

Дунаевское потепление сопоставляется с брянским (паудорфским) интервалом (временем), выделяемым по ископаемым почвам в перигляциальной зоне Русской равнины как «главный теплый интервал внутри валдайской эпохи», имевший место в промежутке времени между 29 и 25 тыс. лет назад [Величко, 1973а]. Почва, образовавшаяся во время оптимума брянского интервала, имеет, по мнению указанного исследователя, ряд специфических перигляциальных черт (криогенное оглеение), возможно, формировавшихся на фоне постоянной мерзлоты.

Резкое ухудшение климатических условий, усиление суровости и континентальности климата перигляциальной зоны в конце брянского интервала (о чем свидетельствуют черты нарушения первоначального строения почв этого времени мерзлотными процессами и появление на их поверхности микррельефа типа пятен-медальонов) отражены в спорово-пыльцевых спектрах ряда разрезов с более поздними абсолютными датировками, чем брянская почва. К их числу относятся Пучка (Вологодская область) с датировками $21\,410 \pm 150$ (ЛУ—18Б) и $21\,880 \pm 110$ (ЛУ—18А) лет назад [Арсланов и др., 1970]; Дречалуки на р. Усвяче (окрестности Суража Витебской области) с датировками $17\,770 \pm 170$ (ЛУ—95А), $17\,900 \pm 160$ (ЛУ—95В), $18\,370 \pm 180$ (ЛУ—96А), $23\,630 \pm 370$ (ЛУ—97А) лет назад и другие. Стратиграфически осадки всех этих разрезов располагаются под мореной максимальной стадии валдайского оледенения. Их палеоботаническая характеристика свидетельствует о суровых приледниковых условиях их образования, которые создавались, видимо, вдоль надвигавшегося фронта ледникового покрова, который в это время, вероятнее всего, вышел уже за пределы котловины Балтийского моря.

Таким образом, осадки этих разрезов накапливались в конце того длительного времени на Русской равнине, которое разделяло микулинское межледниковье и максимальную стадию валдайского оледенения. Не исключено, однако, что на отдельных этапах валдайской эпохи и раньше льды выдвигались на окраину равнины.

Вывод о суровости природных условий в конце этого безледного периода согласуется с полученными А. А. Величко на основании данных палеопедологии представлениями о климате этого времени в перигляциальной зоне (см. раздел автора и А. А. Величко в настоящей работе).

Как известно, в Западной Европе отложения наиболее древних стадиялов и межстадиялов вислинского оледенения, имеющих в окрестностях г. Амерсфорт на р. Эм, весьма основательно изучались В. Загвейном [Zagwijn, 1961]. Здесь одновременно вскрываются межледниковые эемские отложения, а также сложная серия песчано-глинисто-торфянистых отложений. Эта серия осадков четко отражает происходившие в начале вислинской эпохи ритмичные колебания климата. Волны похолодания — «стадиялы» — сменялись волнами потеплений — «межстадиялами». Для первого «холодного» горизонта, представленного песчано-глинистыми отложениями, отмечаются следы криотурбаций. Все периоды похолоданий характеризовались так называемой перигляциальной растительностью — в общем составе спектров преобладала пыльца трав, древесная пыльца представлена здесь только кустарниковыми видами берез. Характерно присутствие большого количества пыльцы ив. Во время потеплений нередко накапливались торфянистые отложения, однако хотя они и свидетельствовали о некотором потеплении климата, тем не менее сохраняли остатки растений, произраставших, по мнению В. Загвейна, во время весьма прохладного, даже сурового климата.

Эти палеоботанические данные позволили В. Загвейну, а позже Лидтке [Liedtke, 1975] утверждать, что в интервале времени между окончанием эемского межледниковья и максимальным распространением льдов (вислинского) оледенения имели место холодные климатические условия, знаменовавшие собой начало ледниковой эпохи. По новейшим публикациям [Grootes, 1977], накопление осадков самого древнего амерсфортского потепления (межстадияла) произошло $67\,500 \pm 1800/1400$ лет назад, следующего — брёрупского — около 63 тыс. лет назад и потепления оддераде — $60\,100 \pm 900/800$ лет назад. Эти датировки являются дополнением к спискам датировок, полученным ранее Х. Шнееклотом [Schneekloth, 1964] и Д. Фогелем [Vogel, Zagwijn, 1967]. Имеющиеся «неувязки» по оценке возраста этих отложений требуют осторожного их использования. С уверенностью они могут приниматься лишь как минимальные.

Таким образом, радиоуглеродный метод еще недостаточно точен, что создает трудности при временном сопоставлении указанных выше потеплений и похолоданий, выделяемых в Западной Европе, с похолоданиями и потеплениями, установленными на Русской равнине. Однако следует отметить, что известные межстадиялы — амерсфорт, брёруп и оддераде помещаются в тот же промежуток времени, в котором выделяются на нашей схеме вышеупомянутые верхневолжское и круглидское потепления и курголовское и лапландское похолодания (70—52 тыс. лет назад). Это находит подтверждение и в стратиграфическом положении этих слоев — выше эемских межледниковых слоев. Последние, как известно, хорошо сопоставляются с микулинскими отложениями Русской равнины.

Предлагаемая Лидтке [Liedtke, 1975] схема расчленения вюрма (вислинской эпохи) на первый взгляд ничем не отличается от традиционной трехчленной схемы вюрма, принимаемой большинством исследователей. Этот исследователь выделяет: 1) ранний вюрм (Frühwürm), в течение которого были три потепления — амерсфортское, брёрупское и оддераде; 2) средний вюрм (Mittelwürm) также с тремя потеплениями — моэрсхофт (Moershof), хенгело (Hengelo)¹ и денекамп (Denekamp). Отложения среднего вюрма встречаются в одних и тех же разрезах, по мнению Лидтке, они отвечают паудорфу или ориньякскому потеплению. В качестве третьего подразделения вюрма он выделяет верхний вюрм (Hochwürm).

Проведя анализ всех имеющихся материалов, в том числе

кривой В. Дансгарда [Dansgaard et al., 1969], позволяющих реконструировать палеогеографические условия вюрма, Лидтке пришел к выводу, что вместо термина «вислинское оледенение» (именно так большинство европейских исследователей называет время, следующее за эемским межледниковьем) следует пользоваться термином «вислинское холодное время» (Weichsel-Kaltzeit). Этим самым Лидтке подчеркивает кратковременность и отличие собственно периода оледенения (Weichsel-Eiszeit) на территории Среднеевропейской равнины (его продолжительность была не более 10—15 тыс. лет) от холодного, безледного, длительного периода, ему предшествовавшего. Эти соображения, высказанные им, очень сходны с нашим мнением, подробно изложенным в работе 1974 г. [Чеботарева, Макарычева, 1974]. Мы предлагаем производить деление валдайской (вислинской) ледниковой эпохи на два, а не на три принципиально отличных отрезка (части): 1) 70—24 тыс. лет назад — безледный валдай (ранний или нижний) и 2) 24—9,4 тыс. лет назад — ледниковый валдай (поздний или верхний). И это оправданно, так как налицо принципиальное сходство палеогеографической обстановки между ранним (или нижним) и средним валдаем схем трехчленного деления валдая (вюрма), с одной стороны, и резкое отличие от позднего (или верхнего) — с другой.

Ниже мы рассматриваем хронологию природной обстановки второй части валдайской эпохи.

Природные изменения и хронология ледникового (позднего или верхнего) этапа валдайской эпохи

Как уже отмечалось, 18—20 тыс. лет назад разросшийся скандинавский ледниковый покров достигал своего максимального развития. В это время он, по мнению М. Г. Гросвальда, по-видимому, смыкался с покровами Британского архипелага и шельфа Баренцева моря [Структура и динамика. ., 1977].

На Валдайской возвышенности и в прилегающих к ней районах отложения максимальной стадии валдайского ледникового покрова названы бологовскими. Они сопоставляются с отложениями грудаской стадии в Литве, лешненской на севере Польши и бранденбургской на территориях ГДР и ФРГ. Вблизи границы валдайского (северобалтийского, вислинского) оледенения бологовскими слоями сложены ледниковые формы рельефа.

Однако не везде граница этого валдайского оледенения маркируется краевыми формами рельефа, связанными с бологовской (бранденбургской, лешно) подвижкой. Так, например, как установлено К. Гриппом [Gripp, 1964], в Шлезвиг-Гольштейнии местами узкие языки льдов франкфуртской подвижки прорывали цепи краевых образований бранденбургской (бологовской) подвижки, оставляя там свои краевые образования. Сходное мнение высказывают польские ученые по поводу Куявии (ПНР), где максимальное распространение льдов было во время познаньской подвижки.

До недавних пор считалось, что после отступления льдов от границы максимального распространения в результате потепления наступили межстадиальные условия. Этот межстадиал был назван березайским [«Рельеф и стратиграфия. .», 1961]. Однако более поздние исследования показали, что в промежуток времени между бологовским и последующим едровским (познаньским, франкфуртским) этапами наступания льдов была только безлесная растительность, поэтому В. П. Гричук [1969в] считал возможным отнести березайские осадки лишь к межфазиальному интервалу. Аналогичное мнение по поводу ранга этого промежутка времени имеется у польских и у немецких (ГДР) исследователей [Последний европейский ледниковый покров, 1965]. Отложения едровской подвижки большинство исследователей сопоставляют с отложениями жегальской фазы в Литве, познаньской в Польше и франкфуртской в ГДР и ФРГ. Эти отложения представлены валунными суглинками и супесями, водно-ледниковыми отложениями. Зона краевых образований едровской подвижки расположена вблизи зоны максимальной подвижки, а иногда, например, на северо-восточной окраине Молого-Шекснинской низины краевые образования этих подвижек трудно отделимы друг от друга. Мощность отложений едровской подвижки в зоне краевых образований достигает нескольких десятков метров.

¹ Гротес [Grootes, 1977] дает для отложений у г. Хенгело датировки $57\,500 \pm 650$ и $58\,500 \pm 700$.

Оценка ранга потепления, наступившего после едровской подвижки и предшествовавшего вепсовской (поморской, померанской) подвижке, была предметом дискуссии в 60-х годах. Опорным разрезом осадков этого промежутка времени считался разрез озерно-болотных отложений у д. Зярвинос на р. Уле вблизи г. Варена в Литовской ССР [Кондратене, 1963]. Эти отложения залегают в виде линзы на песках, которые связывались с предшествующей жегяльской подвижкой льдов [Вайтекунас, 1969a]. Перекрывающие пески озерно-болотные осадки исследователем сопоставлялись с аукштайтской (вепсовской) подвижкой. В сходных стратиграфических условиях залегают озерно-болотные осадки в ряде других разрезов в окрестностях г. Варена. В пользу изложенного мнения свидетельствуют радиоуглеродные датировки: $16\,260 \pm 640$ (Mo-302) [Виноградов и др., 1966] и $18\,350 \pm 950$ лет назад (Vs_1-4) [Шулия и др., 1967].

Датировки этих отложений, полученные в радиоуглеродной лаборатории Института зоологии и ботаники АН Эстонской ССР [Пуннинг и др., 1967], показали меньшее значение, позволяющее сопоставлять указанные осадки с более молодыми межстадиалами — бёллингом и аллерёдом. Разрез у д. Зярвинос с датировками столь различного значения вряд ли целесообразно считать стратотипом для отложений, накапливающихся перед вепсовской подвижкой. При этом надо учитывать, что с помощью геологических методов невозможно получить однозначный ответ на вопрос о том, имелась ли непосредственная связь песков, перекрывающих упомянутые озерно-болотные осадки, с краевыми образованиями аукштайтской (вепсовской) подвижки, а подстилающие пески увязывать с жегяльской подвижкой.

Известные в литературе [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969] разрезы, осадки которых можно было бы сопоставить с этим интервалом времени, также не репрезентативны. Кроме того, для них нет радиоуглеродных датировок. Имеющиеся в распоряжении польских исследователей [Halicki, 1960; Последний европейский ледниковый покров, 1965] материалы позволяют считать интервал между подвижками стадии лешно и познаньской за межфазиял (он известен как мазурский). Отложения этого времени содержат флору редколесий и холодолюбивую фауну моллюсков.

Ученые ГДР [Ludwig, 1960; Серек, 1972] относят к интервалу времени между франкфуртской и померанской подвижками озерные осадки и частично ленточные глины, вскрытые северо-восточнее Шверина в карьере у Брюэль и Бланкенберга, содержащие остракоды, а также пыльцу березы и сосны¹. Отсутствие в этих осадках остатков органического материала не позволило произвести определение абсолютного возраста. Соотношение ленточных и озерных осадков с краевыми образованиями померанской подвижки трудно установить однозначно, хотя А. Цепек и склонен расценивать потепление между франкфуртской и померанской подвижками как межстадиальное, назвав его бланкенбергским. Таким образом, ни на территории Русской равнины, ни на территории Среднеевропейской равнины пока не имеется материалов для доказательства межстадиального характера интервала между едровской и померанской подвижками. Косвенным доказательством несколько большей длительности этого «теплого» интервала по сравнению с другими интервалами между подвижками является произошедшее во время померанской подвижки изменение структуры ледникового покрова, а также изменение направления движения льдов.

Вепсовская (поморская, померанская) подвижка², имевшая место около 15 тыс. лет назад, маркируется наиболее ярко выраженными краевыми образованиями. По мнению многих исследователей, льды в это время были наиболее активны. Отличительной чертой краевых образований является исключительное обилие озер, как крупных, так и мелких. В большом количестве встречаются рытвинные озера, которые представляют собой наиболее углубленные части гляциодепрессий. В ходе

постепенного убывания ледника вепсовской подвижки выделяется серия фазальных и осцилляционных полос краевых образований. Как отмечают некоторые исследователи, краевые образования вепсовской подвижки нередко под острым углом срезают краевые образования предшествующей едровской. В Польше такое явление отмечалось Галоном и Ропко [Структура и динамика..., 1977], а на территории Русской равнины Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой [Cebotareva, Faustova, 1975].

На Русской равнине крупным этапом вепсовской подвижки был крестецкий. В зонах краевых образований последней ей соответствует особый горизонт основной морены [Фаустова, 1972]. Местами между мореной, относящейся к собственно вепсовской подвижке, и мореной крестецкой фазы обнаружены озерно-ледниковые и озерные осадки. Палеоботаническая характеристика последних весьма фрагментарна, радиоуглеродные данные для них отсутствуют. Все это затрудняет определение времени их накопления. В советской литературе он известен как мстинский межстадиал [Рельеф и стратиграфия..., 1961], или мстинский межфазиял. Его аналоги в зарубежной литературе нам неизвестны. После крестецкой подвижки край льда снова испытал регрессию, что произошло около 13 500 тыс. лет назад. Осадки этого возраста имеются в двух разрезах на р. Раунис (бассейн р. Гауи). Разрезы расположены в области, покрывавшейся льдами следующей лужской подвижки вблизи дороги Веслава—Цесис и близ хут. Рацини [Савваитов и др., 1964]. Осадки, вскрытые в этих разрезах, представлены сильно перемятыми алевроитами, глинами, песками с растительными остатками таких холодолюбивых растений, как *Dryas octopetala* L., *Salix polaris* Whinb., *Betula pampa* L. и другие. В другом разрезе, около Капини (Латвийская ССР), сходном по геоморфологическим, стратиграфическим и другим данным с разрезами на р. Раунис, кроме перечисленных растительных остатков, были обнаружены еще остатки *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Поскольку произрастающая растительность раунисского интервала указывает на весьма суровые климатические условия, этот интервал следует считать межфазиялом. На территории Ленинградской, Новгородской и других областей как будто бы в том же стратиграфическом интервале, т. е. между отложениями лужской и крестецкой подвижек, ленинградскими исследователями [Рельеф и стратиграфия..., 1961] выделяются плоские межстадиальные слои. Однако детальные палеоботанические исследования с применением эколого-географического анализа позволили позже усомниться в правильности оценки этого ранга как межстадиального [Апухтин, Саммет, 1967].

К подвижкам ледникового покрова перед потеплением бёллинг на территории Русской равнины относятся краевые образования лужского и неевского этапов. Первые из них образовались, видимо, около 13 тыс. лет назад. Положение краевой зоны лужского этапа прослеживается вдоль современного водораздела бассейнов рек Финского залива и оз. Ильмень. Основная полоса краевых образований устанавливается в верховьях Плюссы, Луги и других рек. Продвижение льдов неевской подвижки, по мнению О. М. Знаменской [Структура и динамика..., 1977], произошло в среднем дриасе, однако присутствие в Приневской низине около с. Горелова отложений с датировкой $12\,150 \pm 390$ лет назад позволяет сомневаться в правильности этого мнения. К межстадиалу бёллинг относят отложения, образовавшиеся в интервале времени от 12 750 до 12 150 лет назад. Отложения этого межстадиала могут быть выделены по радиоуглеродным датировкам или по палеоботаническим данным в тех разрезах, где они непосредственно связаны с отложениями аллерёда или голоцена. Палеоботанически они охарактеризованы в довольно большом числе разрезов.

Во время межстадиала бёллинг Русская равнина, за исключением северо-востока, по-видимому, уже освободилась от ледяного покрова. Начала появляться древесная растительность. Основное развитие получила сосна. Но, судя по присутствию в моховом покрове *Selaginella selaginoides* (L.) Link, климат был более холодным, чем в настоящее время. Для Среднеевропейской равнины также отсутствуют однозначные данные о стратиграфическом положении бёллинговых отложений. Т. Хуртиг [Hurtig, 1969] помещают их между розентальской и вельгастерской и «G» подвижками; Ф. Брёзе [Bröze, 1972] — между вельгастерской и северорюгенской «Н». По мнению Н. Мёрнера [Mörner, 1969], бёллинг имел место позже. Последнее мнение, по-видимому, более отвечает действитель-

¹ Результаты более детального палинологического исследования этих осадков нам не известны.

² Промежуток времени между формированием бранденбургских и померанских конечных морен немецкие исследователи [Liedtke, 1976] называют германским гляциалом (Germani-glacial), а время между формированием померанских конечных морен и конечных морен, обозначаемых как конечные морены «Н», даниглиялом (Daniglacial).

ности, так как на Раппинской низменности на о-ве Рюген имеются озерные осадки, не перекрытые мореной. Их возраст $12\,101 \pm 600$ лет назад [Kliewe, Lange, 1968].

Наступившее вновь похолодание среднего дриаса (между стадиями бёллинг и аллерёд) было значительным. Согласно данным В. П. Гричука, оно отразилось на спорово-пыльцевых диаграммах даже в центральной части Русской равнины.

Аллерёдское потепление (11 960—10 760 лет назад) относится к числу наиболее существенных потеплений на заключительном этапе последнего ледникового покрова.

Слои этого межстадиала представлены во многих разрезах и хорошо выдержаны. С помощью радиоуглеродного метода удалось установить, что по всей Европе в интервале примерно 11—12 тыс. лет назад было потепление, обусловившее отступление края ледникового покрова.

Аллерёдские слои принято считать маркирующими при расчленении позднеледниковых отложений. Однако было бы ошибочно думать, что их выделение представляет простую задачу. Выделение аллерёдских слоев с помощью палеоботанических исследований возможно лишь при наличии в исследуемом разрезе голоценовых отложений, а также слоев, связанных с верхним дриасом. Для диаграмм аллерёдского межстадиала характерно резкое увеличение пылицы древесных пород по сравнению с лежащими выше и ниже отложениями. Кроме ели, в это время обычны древовидная береза и сосна.

Отложения аллерёда в отличие от других позднеледниковых отложений представлены торфянистыми осадками, гиттиями, глинами, обогащенными органическим веществом. Среднейюльская температура на территории южной Прибалтики уже достигала 11—12° [Кабайлене, 1965]. В это время в озерах создались благоприятные условия для заторфовывания. К концу аллерёда в результате окончательного вытаивания погребенных льдов и значительного опускания в связи с этим дна озер торфянистые отложения были перекрыты терригенными осадками. Потепление в аллерёде стимулировало «деградационную подвижку» льдов в позднем дриасе, во время которой образовались широко известные в литературе гряды сальпаусселькя.

Похолодание позднего дриаса фиксируется новым появлением в составе растительности холодных и ксерофитных элементов флоры (*Betula nana* L., *B. cf. humilis* Schrank, *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Ephedra* sp.).

Что же касается положения краевой зоны ледникового покрова в это время, то на территории Европейской части

СССР она располагается лишь своей небольшой частью. Основные гряды, маркирующие край ледникового покрова, это известные гряды сальпаусселькя, которые в основном протягиваются по территории Финляндии. Поэтому стадию позднего дриаса называют еще стадией сальпаусселькя¹.

После позднего дриаса наступило некоторое кратковременное потепление, названное Н. А. Хотинским половецким. Оно сменилось новым похолоданием, которое было последним веянием ледникового покрова. Поскольку первые датировки, полученные для этого интервала, относятся к разрезу оз. Сомино близ Переславля, он получил название переславского [Нейштадт, Хотинский и др., 1965].

О том, что это похолодание было достаточно сильным, свидетельствует тот факт, что оно нашло отражение в точках, даже весьма удаленных от центра оледенения. Ряд разрезов с осадками этого времени известен в восточной Финляндии, в Приневской низменности [разрез Горелово II, Гричук, 1969б], а также во множестве разрезов центра Русской равнины и в других местах. В Приневской низменности в это время существовала заболоченная лесотундра, а на соответствующих позициях рельефа здесь произрастали ассоциации с участием *Dryas octopetala* L., *Botrychium boreale* (Fr.) Milde [Гричук, 1969б]. Эти свидетельства достаточно сильного похолодания, имевшего место 9600—9400 лет назад, позволили Н. С. Чеботаревой еще в 1968 г. поставить вопрос о пересмотре палеогеографического значения стадии сальпаусселькя, которую большинство исследователей считают основным рубежом между плейстоценом и голоценом.

Изложенный материал показывает, что период, когда Русская равнина в последний раз покрывалась льдами, был весьма кратковременным. На большей части территории равнины ледниковый покров существовал, вероятнее всего, с 24 до 12 тыс. лет назад, а на северо-востоке — до пребореала [Структура и динамика..., 1977]. Однако этот короткий отрезок времени, судя по данным изучения разрезов в лёссовой зоне Русской равнины, был наиболее холодным и сухим [Величко, 1973а].

Предлагаемая авторами для Русской равнины кривая климатических колебаний и изменения палеогеографических условий в течение валдайской эпохи находит свое подтверждение в работах, посвященных донным осадкам океана [Shackleton, 1969], а также континентальным отложениям Европы — работы Ж. Вояр [Woillard, 1975] в Бельгии, В. Загвейна [Zagwijn, 1961] в Голландии.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ (КАРТА 1)

При реконструкции условий развития древнеледниковых областей используются три группы фактов: ледниковые отложения и рельеф, палеогеографические данные и данные о значительных нарушениях изостатического равновесия земной коры в области древнего оледенения (гляциоизостазии). Для реконструкции формы древних ледников использованы данные о площади их распространения и характере субаэральной и субгляциальной поверхности, определяющих границы ледникового тела. Интерпретация всех этих материалов основана на принципе актуализма в той мере, в какой современные покровные ледники можно сравнивать с плейстоценовыми материковыми оледенениями, учитывая различия их географического положения.

Граница максимального распространения позднеледникового оледенения в Средней Европе в настоящее время установлена достаточно определенно. Она основывается на предельном распространении основной морены оледенения висла, подкрепленном результатами изучения покрытых и непокрытых мореной морских и континентальных эемских межледниковых отложений. На значительных участках граница проведена по геоморфологическим данным. В Северном море границей распространения скандинавского льда послужила Доггер-банка [Reingard, 1974]. В Ютландии она проведена в субширотном направлении от Боубьерга на Доллеруп, а затем субмеридионально на Падборг. В Гольштейне (ФРГ) простирается границы оледенения вновь меняется на субширотное, и она огибает Любекский залив. На территории ГДР граница проведена к южной оконечности оз. Шверинер-Зее и к верховьям р. Доссе. Западнее Эльбы она вторично меняет направ-

ление на субмеридиональное вплоть до Барутской маргинальной древней ложбины стока, следуя далее на юго-восток до пересечения ложбины Одером и границы с Польшей. Затем она следует в общем субширотно в районе Конины и Плоцка, огибает с севера Илавскую возвышенность и выходит на территории СССР в районе северной окраины Гродненской возвышенности.

Споры о пределах распространения оледенения в позднем плейстоцене в пределах СССР (за исключением северо-востока Русской равнины) в настоящее время также могут считаться решенными. Имеется достаточно большое число разрезов с непокрытыми мореной межледниковыми (микулинскими) отложениями, чтобы уверенно провести границу валдайского оледенения субширотно от Вильнюса к Смоленску, а затем на северо-запад через район Селижарово к Рыбинскому водохранилищу, оз. Кубенское и г. Няндомы. Далее на северо-восток граница проводится по менее достоверным, преимущественно геоморфологическим данным в район Ровдино на Ваге и Верхней Тоймы на Северной Двине. Восточнее долины Северной Двины положение границы максимального распространения позднеледникового оледенения не может считаться достоверно установленным, особенно в пределах п-ова Канин.

¹ Время между конечными моренами южношведской подвижки «Н» или розентальской в ГДР, и конечными моренами среднешведской подвижки (грядами Сальпаусселькя, конечными моренами Ра) получило название готигляциал. В течение 1200 лет, следующих непосредственно за временем образования гряд Сальпаусселькя, существовал финигляциал (Finiglacial). Большинство исследователей считают, что финигляциал означает конец покровного оледенения.

Более подробно особенности максимального распространения валдайского оледенения и связанные с ним стратиграфические и геохронологические проблемы рассмотрены в разделе о деградации оледенения. Уместно отметить, что граница максимального распространения валдайского оледенения, несмотря на ряд неясностей, исследована лучше, чем форма ледникового покрова и характер ледникового ложа.

Для решения вопроса о характере поверхности ледникового покрова необходимо знать положение центра его растекания и максимальную высоту.

Положение центра растекания менялось на протяжении последнего оледенения, имея тенденцию к смещению с запада на восток в фазу роста, а затем с востока на запад в фазу деградации из области у северо-западной оконечности Ботнического залива к восточному склону Скандинавского нагорья. Другая тенденция, ранее не отмечавшаяся в литературе, состоит в эволюции формы центральной ледораздельной области: овальная во время максимума оледенения центральная область в эпоху сокращения распалась на вытянутую параллельно оси простираания Скандинавского нагорья систему из ряда центров.

Первое положение центральной области растекания устанавливается по отчетливо выраженному у северо-западной оконечности Ботнического залива устойчивому максимальному послеледниковому тектопическому поднятию Балтийского щита, которое большинством исследователей объясняется компенсационным изостатическим поднятием участка земной коры, ранее наиболее прогнутого под максимальной ледниковой нагрузкой в центре растекания льда. От указанного центра лед равномерно растекался во все стороны, однако положение центра по отношению к площади, покрывавшейся оледенением, не было симметричным. Он был сильно смещен к северо-западу от геометрического центра оледенения, а поэтому расстояние от него до края покрова изменялось от 500 до 1500 км. С указанным положением центра хорошо согласуются все данные по разному эрратическим валунов, конусы рассеивания которых начинаются по периферии указанной центральной области.

Следует отметить, что никаких признаков более значительных смещений центра оледенения на юго-восток от Ботнического залива на протяжении всего последнего оледенения, а равно и во время среднеплейстоценовых оледенений не установлено. Положение главного ледораздела в конечную фазу оледенения устанавливается по предельному распространению скандинавских эрратических валунов на восток и юго-восток от питающих провинций, расположенных на северо-западных склонах Скандинавского нагорья.

Таким образом, географическое положение центральной области оледенения устанавливается с достаточной достоверностью.

При определении максимальной высоты ледникового покрова в центре растекания исследователи обычно исходят из двух палеогеографических фактов: изменения высоты границы ледниковой шлифовки на северо-западном склоне щита и уже упоминавшейся величины компенсационного изостатического поднятия за послеледниковое время.

Первый, давно известный факт заключается в том, что граница ледниковой полировки скал резко поднимается от 100 м абсолютной высоты на Лофотенских островах до 1800 м и более на северо-западном склоне Скандинавского нагорья. Принимая во внимание наибольшие высоты современного водораздела Скандинавии и продолжая воображаемую линию высоты полировки с учетом ее уклона на юго-восток, принятая оценка наибольшей высоты щита составляет свыше 2000 м абсолютной высоты. Менее достоверны оценки максимальной высоты покрова, исходящие из реконструкции его максимальной мощности в центре растекания по величине гляциоизостатического прогибания. Они колеблются от 2650 м [Gutenberg, 1941] до 3750 м [Tanner, 1930]. По мнению большинства исследователей, максимальная мощность льда в центре растекания составляла около 3000 м [Ramsay, 1930; Grahmann, 1937; Büdel, 1960; Флинт, 1963].

Расхождения в оценках, отражающие неточность исходного материала, связаны с различными определениями степени изостатической компенсации ледниковой нагрузки земной корой, составляющей от 550 до 700 м [Nansen, 1927; Gutenberg, 1941]. Современное состояние этого вопроса рассматривается ниже.

Возвращаясь к форме последнего Европейского ледникового покрова, отметим, что определение максимальной высоты или

мощности последнего еще не дает достаточных данных для суждения о геометрической форме его поверхности.

Многочисленные геологические и гляциоморфологические факты о вероятной мощности материкового льда в периферийной части — близ границы его максимального распространения, относящиеся к южному и юго-восточному пределам его распространения, а также все представления о мощности краевой зоны материкового льда во время его деградации свидетельствуют о его небольшой мощности. Она измеряется в зависимости от местных условий от 80—100 м до нескольких сот (менее 500 м).

К числу таких фактов относятся: тесная зависимость местной конфигурации границы оледенения от сравнительно небольших амплитуд рельефа ледникового ложа, прямые свидетельства существования пунатаков, обтекаемых льдом у его края, уровней подпрудных приледниковых бассейнов, образования микроязыков льда малой мощности, верхнего предела размеров форм гляциальной морфоскульптуры, в частности морен напора. Поэтому все исследователи, изучающие ледниковый рельеф, исходят из представлений о маломощной на протяжении десятков и даже сотен километров в проксимальном направлении области ледникового края. С этим представлением хорошо согласуется отсутствие морфологических следов компенсационного поздне- и послеледникового изостатического поднятия в краевой зоне последнего оледенения, столь ярко выраженного в его центральной области. Нулевая изолиния компенсационных гляциоизостатических поднятий проходит концентрически вдоль южных берегов Балтийского моря, относительно далеко от границ максимального распространения оледенения. Характерно также, что эта линия в общих чертах совпадает с границей областей гляциального лито-морфогенеза — преобладания экзарации и аккумуляции, видимо, знаменуя качественные изменения в геологической деятельности ледникового покрова.

Малая крутизна склонов в краевой части, значительные линейные размеры ледниковых тел по сравнению с их высотой и мощностью, пологовыпуклый профиль их поверхности еще в довоенные годы позволили И. П. Герасимову и К. К. Маркову [1939] предложить для материковых покровов прошлого наименование ледниковых щитов, которое быстро вошло в употребление и будет далее (наряду с термином «покров») применяться в настоящем изложении.

За последние годы успехи в изучении областей современного покровного оледенения, и особенно Антарктиды, позволили применить метод актуализма к решению вопроса о форме поверхности древних материковых щитов. Было установлено, что современные покровные ледники, особенно материковые (Антарктида, Гренландия), имеют профиль поверхности, наиболее точно отражаемый эллиптической кривой [Капица, 1968; Воронов, 1968]. Привлекая эти эмпирически установленные закономерности и пользуясь методом актуализма, П. С. Воронов [1968] оценивает максимальную высоту последнего Европейского ледникового покрова в максимальную фазу его развития в 2,2 км. Отмечая подобие логарифмических кривых поверхности современных покровных ледников, В. Г. Ходаков [1968], также пользуясь методом актуализма, принимает высоту последнего ледникового щита несколько большей — около 3,5 км над современным уровнем моря. Однако он также не учитывает при этом изостатического фактора. А. А. Асеев [1966] по совокупности всех приведенных данных определял высоту щита в 2,5 км при максимальной мощности льда в 3 км и 50-процентной изостатической компенсации ледниковой нагрузки.

Попытки установления физической причины формирования эллиптической формы поверхности ледникового щита Антарктиды привели А. П. Капицу [1958], а затем П. А. Шумского [1960] и ряд других исследователей к выводу о вязкопластичной природе растекания материкового льда. Предложенная ими модификация формулы течения вязкой жидкости применительно к вязкопластическим свойствам льда дала хорошее подобие теоретической и истинной кривой поверхности ряда современных покровных ледников, что позволило распространить представления о вязкопластичном растекании льда в качестве общей закономерности на древние ледниковые покровы. Указанная формула использована А. А. Асеевым [1966] для реконструкции формы древних европейских ледниковых щитов. Вместе с тем выявилось противоречие между актуалистическими геофизическими данными и отмеченными выше геолого-геоморфологическими свидетельствами малой мощности мате-

рикового льда в широкой краевой полосе и более пологого характера ледникового склона в краевой зоне древнего оледенения. Это противоречие, отмеченное А. И. Спиридоновым [1964], было преодолено А. А. Асеевым [1966] с помощью гипотезы о существовании периферической полосы пологого растекания льда, окаймлявшей центральный ледниковый щит.

Изостатическая природа голоценовых движений земной коры в Фенноскандии в настоящее время уже не вызывает сомнений. Многочисленные исследования, посвященные как теории явления изостатической компенсации, так и анализу фактического материала, относящегося к Фенноскандии, а также к другим областям Земли, убедительно свидетельствуют о возникновении изостатических движений земной коры при изменении нагрузки на ее поверхность. Этот факт имеет большое значение для реконструкции ледниковых покровов прошлого, в частности для определения мощностей льда.

Попытаемся, исходя из известных сведений о механизме изостатической компенсации и о размерах ледниковых щитов, оценить хотя бы приближенно амплитуды изостатического прогибания Фенноскандии и мощности ледникового покрова в период максимума валдайского оледенения. Для такой оценки необходимо сделать некоторые допущения относительно степени компенсации всей территории в целом и ее отдельных частей.

Существование региональной изостатической компенсации в областях оледенений не вызывает сомнений. Об этом свидетельствуют изостатические аномалии, величины которых при значительных площадях осреднения не превышают 10 миллигал [Капица, 1968; Фролов, 1971]. В то же время в отдельных областях эти величины достигают иногда нескольких десятков миллигал, что свидетельствует о существовании некомпенсированной или перекомпенсированной нагрузки до нескольких десятков кг/см². Иными словами, локальная компенсация осуществляется не всегда, причем чем меньше рассматриваемая область, тем больше может быть ее отклонение от состояния равновесия.

Минимальные размеры области, способной испытывать изостатические движения, почти не зависят от вязкости астеносферы, где происходит большая часть компенсационного перетекания вещества, а определяются главным образом прочностными свойствами литосферы. Теоретические оценки величины нагрузки, которую литосфера способна выдерживать не деформируясь, длительное геологическое время колеблются от 1 до 10 кг/см² [Ушаков, Лазарев, 1959; Артюшков, 1967]. Оценки этой величины, основанные на фактическом материале, можно сделать, используя данные о вертикальных движениях земной коры в тех областях, где изостатическая природа движений не вызывает сомнений и где величина нагрузки, вызвавшей их, известна. Таким примером может служить территория плейстоценового оз. Бонневиль [Grittenden, 1963]. Средняя глубина этого озера составляла 145 м на площади 150×300 км². После осушения озера восходящие движения территории восстановили изостатическое равновесие не менее чем на 75%. Поэтому можно считать, что давление более 3—5 бар, приложенное на площади диаметром в несколько сот километров, уже способно приводить к изостатическим движениям земной коры. Конечно, величина этого минимального давления может сильно меняться от места к месту в зависимости от тектонических условий региона, но, вероятно, мы не сделаем большой ошибки, если допустим, что изменения поверхностной нагрузки более чем на 10 бар, происходящие на площади размером 200—300 км (и более), вызывают движения земной коры, ведущие к восстановлению изостатического равновесия.

Большое значение имеет также вопрос о скорости восстановления изостатического равновесия. В работе Е. В. Артюшкова [Artyushkov, 1971] приводятся следующие оценки этой величины. Время восстановления равновесия при горизонтальных размерах области изменения поверхностной нагрузки порядка 1000 км составляет 10⁴ лет, для областей размером 100—500 км время восстановления равновесия около 10³ лет. Время восстановления изостатического равновесия территории оз. Бонневиль составляет около 4 тыс. лет [Grittenden, 1963]. Все эти величины вполне сопоставимы, и, вероятно, интересующий нас интервал времени в среднем действительно составляет несколько тысяч лет.

Перейдем теперь непосредственно к сформулированной выше задаче. Неравномерность мощности ледникового покрова Фенноскандии, обусловленная крупными формами подледного

рельефа, приводила к более или менее дифференцированным изостатическим движениям земной коры. При этом области со значительными средними высотами подледного рельефа должны были погружаться на меньшую величину, чем низменности, что в итоге еще более увеличило неравномерность мощности льда.

Для построения схемы мощностей валдайского ледника сделаны следующие предположения. Профиль поверхности ледникового щита в первом приближении принят за полуэллиптический. Величина большой полуоси эллипса для каждого азимута равна расстоянию от центра до границы ледникового щита (исключая периферический покров). Величина малой полуоси, равная максимальной высоте ледника (в центре), принята равной 2800 м.

Величина изостатического прогибания территории при 100-процентной компенсации определяется по формуле

$$h = H_0 \frac{\rho_1}{\rho_m - \rho_1},$$

где h — амплитуда изостатического прогибания, H_0 — высота поверхности льда над исходным уровнем подледного рельефа, ρ_1 — плотность льда, ρ_m — плотность мантии. Предполагая 70-процентную компенсацию, легко получить для полной мощности льда выражение

$$H = H_0 \left(0,7 \frac{\rho_m - \rho_1}{\rho} + 1 \right),$$

где H — полная мощность льда, остальные обозначения те же.¹ При $\rho_1 = 0,9$ г/см³, $\rho_m = 3,4$ г/см³ получим $H = 1,25 H_0$.

С использованием этой формулы построена схема мощностей льда Фенноскандии для эпохи максимума валдайского оледенения. Величина H_0 вычислялась вдоль радиальных профилей как разность между высотой поверхности льда, имеющей известную полуэллиптическую форму, и высотой сильно генерализованного рельефа земной поверхности. Минимальные размеры крупных элементов рельефа при его осреднении составляли примерно 200 км. По 13 профилям были построены изолинии мощностей льда с заложением 500 м (см. карту 1).

Карта изолиний равных мощностей льда для древних материковых покровов составляется впервые. Она позволит произвести уточненный подсчет массы льда, заключенного в Скандинавском ледниковом щите в максимальную фазу валдайского оледенения. По нашим расчетам, этот объем был примерно равен $3,9 \cdot 10^6$ км³.

Сопоставление изолиний равных мощностей льда и гляцио-изогипс позволяет сделать некоторые выводы о главных направлениях его стока. В пределах центральной, наиболее прогнутой части щита, ограниченной гляциоизогипсой 2500 м, поверхность ложа была опущена от —800 до —300 м². В южной части Ботнического залива намечается примерно такое же прогибание. Восточнее оно составляло менее —450 м.

Почти до —400 м пригибалась котловина пролива Каттегат и Скагеррак. Менее (—250 до —300 м) пригибалась южная часть котловины Балтийского моря, образуя барьер на пути льда. Наименьшее прогибание испытывало Скандинавское нагорье (в среднем — 50 м). Однако в районах фьельдовых нагорий ввиду малой мощности льда (менее 450 м) прогибания ложа практически не наблюдалось. Лед преодолевал это орографическое препятствие по понижениям рельефа, что объясняет резкое возрастание стока по фьордам, служившим выводными ледниками. Особенно показателен в этом отношении Тронхейм-фьорд, в районе которого поверхность ледникового ложа опускалась до —250—450 м относительно современного уровня моря. В основании склонов щита изостатическое прогибание не превышало 50 м. Однако и этой величины было достаточно, чтобы создать заметный противоуклон ложа, препятствующий значительному краевому растеканию ледника.

Вместе с тем рисунок изолиний равных мощностей льда отражает главные пути стока: по Ботническому заливу и Балтийской котловине на юг; по проливам Скагеррак на юго-запад в область Северного моря; по средней, наиболее прогнутой части Скандинавских гор в направлении Норвежского моря³; по

¹ Степень компенсации территории была, конечно, неодинакова, но учесть эту неоднородность почти невозможно, поэтому для первого приближения мы ею пренебрегаем.

² Эти цифры практически точно соответствуют оценкам амплитуды изостатического погружения, полученным позже на основании анализа береговых линий [Möörner, 1977].

³ По-видимому, этому потоку соответствует повышенная мощность плейстоценовых осадков шельфа Норвежского моря [Holtedahl, Sellevoll, 1972].

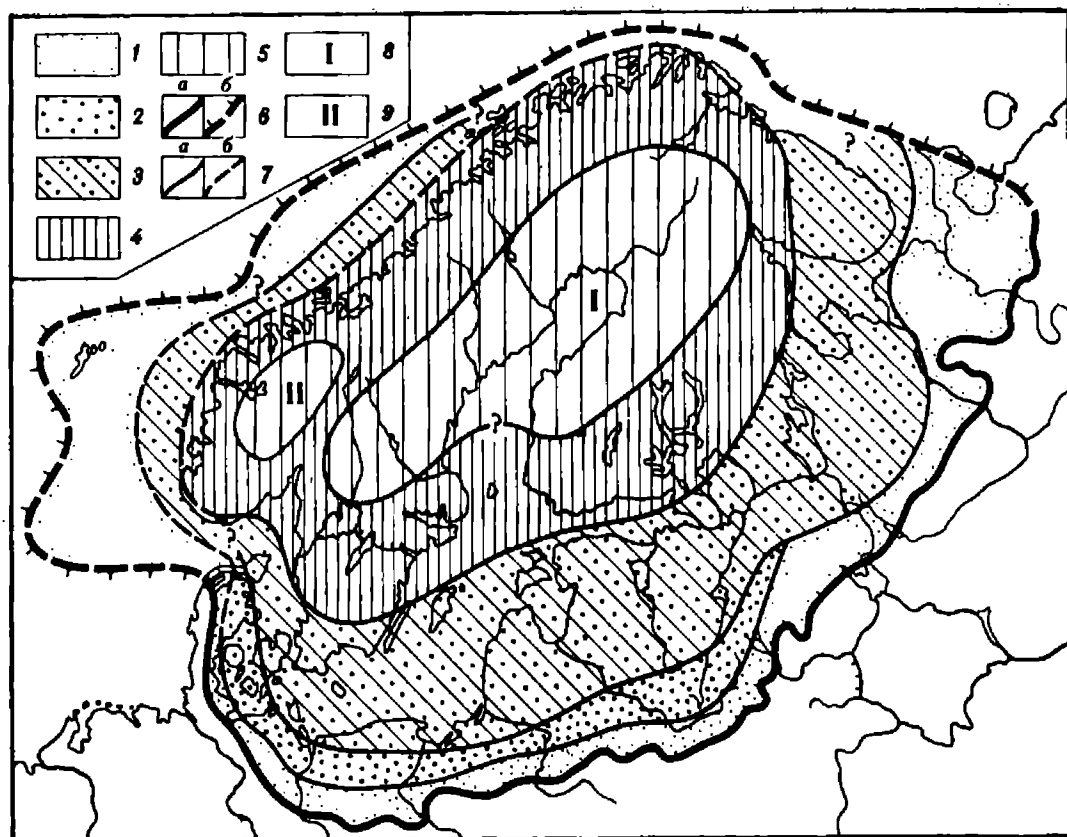


РИС. 11. Зональность геолого-геоморфологической деятельности скандинавского ледникового покрова в позднем плейстоцене. Составил А. Н. Маккавеев

Зоны преобладающей геолого-геоморфологической деятельности: 1 — незначительной аккумуляции (краевая зона); 2 — интенсивной аккумуляции; 3 — чередования экзарации и аккумуляции; 4 — сильной экзарации; 5 — слабой экзарации (центральная зона); 6 — максимальная граница ледникового покрова в позднем плейстоцене: а — установленная, б — предполагаемая; 7 — границы зон: а — установленные, б — предполагаемые. Центры растекания льда: 8 — Лапландский (Ботнический), 9 — Южно-Норвежский

Кандалакшской губе и Белому морю на восток; по восточной и средней Финляндии, котловинам Ладожского и Чудского озер. Это отражает дифференциацию стока льда по склонам на основные потоки — Атлантический, Норвежский, Балтийский, Финляндский и Карельский.

Дифференциация скоростей движения на склонах щита и в пределах периферического покрова на более подвижные потоки и относительно инертные ледораздельные зоны находят свое отражение как в мощностях ледниковых отложений, так и в ледниковом рельефе.

По аналогии с современными ледниковыми щитами можно предполагать, что крутой склон щита близ границ с пологими центральной областью был осложнен обширными депрессиями истечения выводных ледников, которые разделялись пологими вздутиями менее подвижного льда, служащими ледоразделами. Вниз по склону дифференциация склона на подвижные ледниковые потоки и ледоразделы льда с замедленным течением несколько возрастала. У подножия склона, где лед, ранее динамически сжатый в ледяных «берегах» потоков, получил возможность к дивергентному растеканию, потоки распластывались в тонкий (менее 500 м мощностью) покров, дробились на ряд лопастей, которые при дальнейшем растекании оканчивались системой языков разного таксономического ранга. Между лопастями возникали ледораздельные зоны сжатия или торможения. Конфигурация лопастей и языков зависела от рельефа ледникового ложа.

В итоге длительного взаимодействия льда разной подвижности с неровностями ложа указанная радиальная гляциодинамическая структура ледникового склона нашла отражение в пространственном чередовании низменностей лопастных и языковых бассейнов — «гляциодепрессий». Они покрыты маломощным чехлом основной морены и разделяют их моренные возвышенности, сложенные мощными ледниковыми отложениями, обычно имеющими в основе невысокий цоколь из коренных пород. Подобные островные возвышенности, образуя радиальные системы, отражают прежнее пространственное положение основных ледоразделов и позволяют восстанавливать дифференциацию движений материкового льда у его края и последующие ее изменения в процессе деградации оледенения. Пользуясь этим методом, восстановлена общая гляциодинамическая структура, которая в общих чертах хорошо согласуется с изложенными ранее данными об изменении мощностей льда.

На данной реконструкции, посвященной максимальной стадии оледенения, показаны только основные ледораздельные зоны, которые сохранились и наращивались в проксимальном

направлении на протяжении последующей деградации. На карте отражены секторы нескольких основных потоков льда, оканчивающихся крупными лопастями: Восточно-Скандинавского, Балтийского, Финляндского и Карельского, которые разделялись ледораздельными зонами первого порядка: Западно- и Восточно-Балтийскими, Южно-Карельской.

Процессы гляциального лито- и морфогенеза в областях древнего материкового оледенения проходили зонально-концентрически [Асеев, 1967, 1974; Асеев, Маккавеев, 1977]. Изучение мощностей, условий залегания и состава отложений Скандинавского ледникового покрова валдайского возраста позволяет уточнить границы зон преобладающей геолого-геоморфологической деятельности ледника и количественно оценить эту деятельность (рис. 11).

Центральная зона, или зона преобладания слабой экзарации, включает два крупных региона: по наличию в теле покрова двух ледниковых куполов — Ботнического (Лапландского) и Южно-Норвежского.

Подобная дифференциация ледникового щита обусловлена орографическими особенностями Скандинавии и историей оледенения — зарождением ледников в горах и последующим развитием в низменных районах самостоятельного, более мощного центра. Последний, однако, не во всех случаях подавлял динамическую самостоятельность горных центров.

Районы преобладания слабой экзарации выделяются по ряду признаков. Почти сплошной и довольно равномерный четвертичный покров обладает небольшими средними мощностями (5—10 м) и представлен в основном верхнечетвертичными отложениями, залегающими на коренных породах. Иногда под ледниковыми отложениями находятся более древние отложения плейстоцена или остатки коры выветривания. В рельефе ясно прослеживаются доледниковые черты. Среди ледниковой морфоскульптуры преобладают аккумулятивные формы, связанные с деградацией последнего оледенения.

Ботнический центр занимает в основном обширные пространства в средних и северных районах Швеции и Финляндии, а также участки на западе Карелии и Мурманской области.

Положение Южно-Норвежского центра совпадает в целом с волнистыми плато фьельдов, обычно считающихся остатками дочетвертичных пенеппенов, поднятых в кайнозой на большие высоты.

Зона преобладания сильной экзарации развита преимущественно на Балтийском щите и характеризуется малой мощностью четвертичной толщи, представленной почти нацело отложениями последнего оледенения; обилием выходов коренных пород; тесной связью рельефа и структуры коренных пород; обилием форм ледниковой эрозии, из которых наиболее заметны многочисленные вытянутые котловины озер. Здесь располагаются основные центры выноса руководящих валунов морены последнего оледенения [Асеев, 1974]. И отрицательные (котловины, ложбины озер, борозды), и положительные (бараньи лбы, сельги, асимметричные возвышенности) формы зависят как от геологической структуры, так и от деятельности ледника. Они следуют вдоль структурных линий и в то же время наибольшее развитие имеют в случаях совпадения последних с бывшим преобладающим направлением движения льда.

Зона экзарации прослеживается и в пределах акваторий современных шельфовых внутриконтинентальных морей, где выделяется по небольшой мощности четвертичных осадков, грядам и холмам, ориентированным по движению ледников плейстоцена, трогообразным подводным долинам.

Зона чередующейся экзарации и аккумуляции характеризуется цепочками возвышенностей, вытянутых по направлению бывшего движения льда. Средняя мощность верхнечетвертичных отложений 15—20 м, в депрессиях она уменьшается, на возвышенностях увеличивается. Как правило, возвышенности имеют цоколь коренных пород, прикрытый сложной толщей плейстоценовых отложений. В депрессиях же, бывших районами неоднократно повторявшейся экзарации, нередко отложения последнего оледенения ложатся непосредственно на коренные породы [Маккавеев, 1975, 1976]. Наибольшего развития переходная зона достигает на северо-западе СССР.

Облик возвышенностей заметно меняется с удалением от центра оледенения, а также в зависимости от расположения их в области Балтийского щита или на платформе. Возвышенности, ближайшие к зоне преобладания экзарации, несут мало-

мощный, верхнечетвертичный покров, который иногда даже не перекрывает возвышенность целиком, сосредоточиваясь по ее бортам, особенно с проксимальной и дистальной сторон, как это можно видеть на примере кряжа Ветренный Пояс. Ближе к периферической части покрова большую часть возвышенностей составляет сложно построенная четвертичная толща мощностью до 200 м.

Зона значительной аккумуляции хорошо прослеживается на шельфе Норвежского моря, где мощности плейстоцена иногда превышают 150—200 м [Holtedahl, Sellevoll, 1972]. На западе «континентальной» части покрова — в ГДР, Польше, Литве и Белоруссии зона значительной аккумуляции позднечетвертичного времени почти сливается с аналогичной среднечетвертичной зоной. Они расходятся примерно от Смоленской области. Полоса особенно мощных среднечетвертичных отложений протягивается в Ярославскую и Вологодскую области. Зона значительной аккумуляции позднечетвертичного возраста следует на северо-восток, вдоль края Валдайской возвышенности. Повышенное осадконакопление ледникового материала в районах значительной аккумуляции приурочено к крупным неровностям кровли коренных пород: возвышенностям, низинам и их склонам, особенно располагающимся поперек движения льда.

Внешняя зона слабой аккумуляции в целом развита вдоль границы максимальной подвижки льдов в позднем плейстоцене. Кроме того, она включает районы развития водно-ледниковых осадков, накопившихся за краем ледникового покрова.

Основную толщу рыхлых отложений районов позднечетвертичных оледенений составляют гляциальные отложения. Осадки остальных генетических типов часто возникали в результате переотложения ледниковых отложений.

Ледниковые отложения состоят из материала, перенесенного издалека, и местных продуктов разрушения, количество которых, очевидно, зависит от размеров экзарации в данной области. Родство состава морен каждого из оледенений и подстилающих пород легко прослеживается в самых различных палеогляциологических зонах. Особенно сильным оказывается влияние местных пород в районах экзарации.

Соотношение принесенного и местного материала в ледниковых отложениях наиболее точно можно определить только для валунов и гальки. В более тонких фракциях это соотношение устанавливается менее точно по результатам минералогических и химических анализов.

Исследования состава морен показывают, что в большинстве случаев содержание материала, принесенного с кристаллического щита, не превышает 25—30% от общего объема ледниковых отложений.

О величине экзарации дают представление объемы ледниковых отложений, подсчитанные отдельно для каждой из зон преобладающей ледниковой деятельности. Площади зон определены с использованием уточненных данных об их границах. Данные о средних мощностях отложений взяты как из литературных источников, так и вычислялись непосредственно по картам мощностей.

В связи с нечеткостью границ зон, неполнотой сведений о составе и мощностях четвертичной толщи все параметры взяты в интервале наиболее вероятных значений.

Наиболее приблизительно объем толщи определен в приатлантическом секторе покрова, где зона аккумуляции находится у внешнего края шельфа на глубинах 1000 м и более [Holtedahl, Sellevoll, 1972]. Вероятно, аккумуляция в этой зоне проходила в морских условиях, под всплывшим краем ледникового покрова и за его пределами. Мощности плейстоценовых осадков доходят на этих глубинах до 200 м. Пока невозможно выделить среди них верхнеплейстоценовые, и мы приблизительно приняли, что их доля в общем объеме плейстоценовой толщи та же, что и в континентальной части.

Общий объем верхнеплейстоценовых отложений скандинавского покрова составляет 33—42 тыс. км³. Относительно небольшая длительность послеледниковья и хорошая сохранность ледникового рельефа позволяют допускать, что приблизительно такой же объем имели эти отложения и непосредственно после формирования.

С учетом среднего содержания кристаллических пород в ледниковых отложениях платформенных районов получается, что из залегающих в настоящее время за пределами Балтийского щита 24—30 тыс. км³ верхнеплейстоценовых ледниковых отло-

жений на долю местных пород приходится 18—22,5 тыс. км³, или, если учитывать разуплотнения, здесь было разрушено 16—20 тыс. км³ коренных пород.

Судя по ряду признаков, вынос материалов из центральных районов покрова был незначительный. Ледники в этих районах произвели работу ненамного большую, чем требуется для формирования 5,5—8 тыс. км³ гляциальных отложений, залегающих здесь в настоящее время. Такой объем рыхлой толщи эквивалентен 4—5,5 тыс. км³ коренных пород. Каждое последующее оледенение сначала перерабатывало морену предыдущего и только потом в небольшом масштабе — коренные породы. Величина денудационного среза поверхности коренных пород за поздний плейстоцен не превышала 2—3 м.

В зоне сильной экзарации объем разрушенных пород складывается из материала, оставшегося в ее пределах (3,5—5,0 тыс. км³) и вынесенного во внешние зоны (6,5—7,5 тыс. км³), что отвечает 7—8,5 тыс. км³ кристаллических пород. Величина денудационного среза поверхности коренных пород, если принять, что более древние ледниковые отложения в этой зоне до сноса были примерно того же объема, что и верхнеплейстоценовые, оценивается в 6—8 м.

В зоне чередования экзарации и аккумуляции на возвышенностях залегает 12—14 тыс. км³ верхнеплейстоценовых пород. В то же время лед удалил в основном из гляциодепрессий материал, эквивалентный 16—20 тыс. км³ коренных осадочных пород. Поверхность коренных пород в пределах депрессий в среднем снизилась на 20—30 м.

Объем материала, оставленного верхнеплейстоценовыми льдами в зоне интенсивной аккумуляции, составляет 12—14 тыс. км³, во внешней краевой зоне слабой аккумуляции — 1,5—3 тыс. км³. Из-за неясности положения границ, особенно в районах шельфовых морей, это определение весьма приблизительно.

Основной эффект ледниковой эрозии Скандинавского покрова сводится к удалению значительных масс материала с обширных пространств Балтийского щита и из гляциодепрессионных низменностей платформенных областей и перемещению их на ледораздельные возвышенности и в зону интенсивной аккумуляции. Таким образом, было перемещено около 60% всех верхнеплейстоценовых отложений ледникового генезиса (21—28 тыс. км³).

Последним объектом палеогеографической реконструкции являются системы стока ледниковых вод в максимальную стадию валдайского оледенения. Последний ледниковый покров (в отличие от среднечетвертичных ледников) не образовывал значительных зандров перед границей своего максимального распространения. Всюду, за исключением отдельных низин, зандры на коротких расстояниях втягиваются в ложбины стока или меняются озерно-ледниковыми равнинами. В процессе деградации вдоль края ледника также формировались преимущественно подпрудные озерно-ледниковые бассейны, поскольку только во время своего максимального распространения ледник местами достигал главного водораздела Русской равнины и получал свободный сток на юг.

В Средней Европе преобладала другая система стока: вдоль края ледника по маргинальным ложбинам к Северному морю. В качестве маргинальных ложбин использовались субширотные отрезки древних долин главных рек и их притоков, преобразованные в единые ложбины стока еще в эпоху среднечетвертичных оледенений.

Поскольку наряду с субширотным ледниковым стоком использовались и отдельные субмеридиональные отрезки речных долин, система стока приобретала решетчатый рисунок. На наиболее раннем этапе сток ледниковых вод происходил по Баручской ложбине стока.

На территории Польши, восточнее Вислы, уже преобладало радиальное обводнение с образованием долинных зандров по р. Нарев. Однако в пограничных районах Польши и Советского Союза опять наблюдается маргинальная система стока Неман-Бежа-Нарев. Восточнее сток протекал радиально по левым притокам Припяти, Верхней Березине, Днепру, Волге, Сухоне и Ваге. Однако размеры свободного стока в Восточной Европе были невелики, так как на последующих стадиях деградации он почти прекратился, сменившись образованием подпрудных приледниковых озерных бассейнов, что, как уже отмечалось, было связано с положением края ледника севернее главного водораздела Русской равнины.

Доказательства оледенений участков шельфа, расположенных в районах Ирландского и Северного морей и у берегов северо-западной Шотландии, содержатся в работах Дж. Чарльзворта [Charlesworth, 1957], Г. Валентина [Valentin, 1957], Р. Веста [West, 1967], Ф. Митчелла [Mitchell, 1972], Г. Хоппе [Hoppe, 1974] и других. Они включают обширную информацию о ледниковых отложениях и рельефе дна, в частности о морфологии и расположении подводных моренных гряд, ориентировке ледниковых штрмов на скалистых побережьях, а также о размахе и скоростях послеледниковых изостатических движений земной коры. Границы последнего оледенения обоих морей и шельфа северо-западной Шотландии, показанные на карте 2, даны на основе работ названных исследователей. В этих границах площадь ледникового покрова Ирландского моря была около 90 тыс. км², гебридского участка шельфа Шотландии — примерно такая же, а площадь ледникового покрова Северного моря достигала 460 тыс. км², из которых 170 тыс. км² приходилось на лед британского происхождения и 290 тыс. км² — на лед Скандинавского ледникового центра.

Большой интенсивностью отличалось оледенение Норвежского шельфа, т. е. участка подводной окраины Скандинавского полуострова, заключенного между восточным краем Норвежского желоба и Нордкапским желобом. О ледниковом генезисе рельефа этого шельфа писали многие исследователи. Убедительные доказательства сплошного оледенения Норвежского шельфа в позднем плейстоцене получены в результате исследований последних лет, особенно работ Б. Андерсена [Andersen, 1968, 1975] и Г. Холтедаля [Holtedahl, Sellevoll, 1972].

Для оценки масштабов последнего оледенения Норвежского шельфа большое значение имеют данные о положении подводного пояса краевых ледниковых образований, известного под названием «морены эгга». Судя по исследованиям Андерсена, этот пояс, обладающий комплексом морфологических признаков настоящих конечных морен и сложенный валунами суглинками, тянется вдоль внешнего края континентального шельфа через весь Западный Тромс и на многие сотни километров к юго-западу и северо-востоку от этого района.

Не менее важны результаты детального эхолотирования верхней части материкового склона, которое было выполнено в районе северо-западнее Олесунна и показало, что на глубинах от 220 до 500—550 м указанный склон осложнен системой параллельных гряд, которые вытянуты по его простиранию и имеют высоту 20—30 м при ширине основания 100—250 м. Г. Холтедаль и М. Селлевольт [Holtedahl, Sellevoll, 1972] рассматривают эти гряды как конечно-моренные образования, связанные с морским фронтом Скандинавского ледникового покрова. Морфологическая свежесть этих гряд и морены эгга, а также отсутствие на них покрова молодых морских осадков привлекаются для доказательства их позднеплейстоценового возраста. Холтедаль, Андерсен и другие исследователи считают, что в последнюю ледниковую эпоху Скандинавский ледниковый покров распространялся на всю площадь Норвежского шельфа и, вероятно, также на часть материкового склона, т. е. достигал современных глубин, превышающих 200 м. В границах, представленных на карте 2, площадь последнего ледникового покрова Норвежского шельфа составляла около 200 тыс. км².

Покровные оледенения континентального шельфа Баренцева моря, или Баренцева шельфа, были установлены главным образом работами последних 10—15 лет. При этом были собраны и проанализированы данные об ориентировке ледниковых штрихов и штрмов на Шпицбергене, Северо-Восточной Земле, островах Надежды и Земле Короля Карла, о морфологических особенностях и простирании подводных желобов, о ледниково-аккумулятивном рельефе морского дна, о путях переноса эрратических валунов, расположении краевых ледниковых образований на низменностях северо-востока Русской равнины и пространственно-временных характеристиках послеледникового гляциоизостатического поднятия области Баренцева моря [Шютт и др., 1968; Дибнер, 1970; Гросвальд, 1967, 1977; Лавров, 1977а]. К тому же палеоклиматические реконструкции показали, что при плейстоценовых похолоданиях граница питания ледников снижалась до уровня поверхности Баренцева шельфа, а принос теплой воды из Атлантики с морскими течениями прекращался. Наблюдения в Антарктиде делают очевидным, что при условии таких климатических и океанологических из-

менений площади дна мелководных морей могут покрываться материковыми ледниками. Ниже приводим краткий обзор данных, свидетельствующих об оледенениях шельфа в плейстоцене вообще и в позднем плейстоцене в частности.

Характеризуя батиметрию области Баренцева моря, следует прежде всего обратить внимание на его ненормально большие глубины. По данным из Морского атласа [1953], средняя глубина Баренцева моря составляет 229 м, тогда как средняя глубина всей шельфовой зоны Мирового океана равна лишь 130 м. Отсюда следует, что поверхность Баренцева шельфа располагается в среднем на 100 м ниже уровня континентального шельфа мира.

Другая особенность этого шельфа связана с распределением глубин по его площади. Батиметрические карты показывают, что, если исключить желоба, наиболее обширные участки дна с глубинами, превышающими среднюю, тяготеют к середине шельфа, тогда как участки с отмелым дном сосредоточены на его периферии. Соответственно наиболее крупными элементами рельефа здесь являются подводная низменность (волнистая равнина с отметками около —300 м); занимающая центральное положение, и краевая подводная возвышенность, обрамляющая эту низменность со всех сторон. Помимо кольцевой (в плане) формы, для возвышенности характерны минимальные (50—100 м и менее) отметки глубин, присутствие многочисленных островов и мелей, а также отчетливо выраженная асимметрия поперечного профиля: ее внутренний, т. е. обращенный к середине шельфа, склон является значительно более длинным и пологим, чем внешний. Таким образом, шельф Баренцева моря имеет вогнутую поверхность с характерными обратными (т. е. ориентированными от периферии к центру) уклонами на краях. В самом обобщенном виде он может быть уподоблен гигантскому блюду с широким дном и плавно приподнятыми бортами.

Существует хорошо аргументированное мнение, согласно которому обе названные особенности батиметрии могут рассматриваться как отличительные черты гляциальных шельфов. Относительно повышенные глубины шельфовых морей в областях современного и древнего покровного оледенения достаточно хорошо известны, они давно выявлены промерами и эхолотированием. Многие исследователи связывают их с погружением шельфов под тяжестью льда, покрывающего (или покрывавшего) сами шельфы или соседние площади земной коры. Данные об обратных уклонах поверхности гляциальных шельфов пока не так многочисленны. Насколько нам известно, широкое развитие таких уклонов к настоящему времени установлено лишь в Антарктиде, Гренландии, у берегов Лабрадора. А. В. Живаго [1960] считает их следствием пологого флексуобразного изгибания коры в периферической части области, испытавшей гляциоизостатическое опускание.

Существенное усложнение в рельеф Баренцева шельфа вносятся глубокими линейно-вытянутыми депрессиями — подводными желобами Баренца (Медвежьинского), Южного Мыса, Квест, Франц-Виктория, «Святой Анны» и рядом более мелких. Для морфологии этих желобов характерны следующие особенности: корытообразная форма поперечных профилей; ступенчатая форма продольных профилей, обусловленная чередованием бассейнов и ригелей; присутствие устьевых ригелей, подобных порогам у устьев норвежских фьордов; сходство плановых очертаний желобов с рисунком речных долин — каждый желоб обычно состоит из главной долины и долин-притоков разных порядков. Все вместе они образуют радиальную систему, начинаясь во внутренней области шельфа и расходясь к его краям. При этом краевая подводная возвышенность оказывается рассеченной на ряд отдельных банок, а архипелаги Свальбард и Земля Франца-Иосифа прорезаны желобами «насквозь». Последнее обстоятельство заслуживает специального внимания, поскольку оно показывает, что здесь присутствует одна единая радиальная система желобов, центр которой лежит не на современной суше, а далеко за ее пределами, во внутренней части шельфа.

Широко распространено мнение о чисто тектоническом происхождении желобов Баренцева шельфа. Однако это мнение не единственное. Многие выдающиеся исследователи рассматривали эти желоба как формы, образовавшиеся под непосредственным воздействием ледникового выпахивания. В их числе надо прежде всего назвать Ф. Нансена, первым обнаружившего

подводные долины на дне Баренцева моря, и Г. Альманна, опубликовавшего первую подробную батиметрическую карту Баренцева моря. Оба они полагали, что активную роль в моделировании желобов играло покровное оледенение.

Вполне возможно, что формирование подводных желобов (во всяком случае, таких, как желоб «Святой Анны») было во многом предопределено тектоникой шельфа. Однако активное участие, ведущая роль экзарации в этом формировании нам представляются несомненным. К такому заключению приводит рассмотрение перечисленных выше морфологических особенностей желобов, а также неоспоримый факт совпадения углубленных участков их продольных профилей с пунктами слияния подводных долин и относительно мелководных отрезков (ригелей) — с местами долинных фуркаций. Это позволяет интерпретировать продольные профили желобов как чередование конфлюентных и диффлюентных ступеней. В ледниковом происхождении желобов Баренцева шельфа убеждают также наблюдения в областях современных покровных оледенений, доказавшие способность ледников выпаживать ложбины гигантских размеров.

Сведения об ориентировке ледниковых штрихов и шрамов на бараньих лбах и курчавых скалах образуют третью группу фактов, свидетельствующих в пользу сплошного оледенения шельфа в плейстоцене. Первые наблюдения такого рода были сделаны Г. Де Геером [De Geer, 1900]. Определения направлений шрамов в нескольких пунктах юго-восточной части Свальбарда позволили ему сделать заключение, что четвертичный ледниковый покров не расползлся во все стороны от центра архипелага, а надвигался на него с востока, со стороны Баренцева моря.

Впоследствии к аналогичным выводам пришли В. Блейк [1961], изучивший ледниковую штриховку на берегах пролива Хинлопен, и Ю. Бюдель [Büdel, 1960], выполнивший такие же наблюдения в юго-западной части о-ва Баренца.

Большое значение имеет съемка ледниковых шрамов, проведенная Свальбардской экспедицией Стокгольмского университета [Шютт и др., 1968]. В результате было установлено, что на восточном берегу о-ва Надежды имеются хорошо сохранившиеся ледниковые шрамы, ориентированные с северо-востока на юго-запад, и что лед древнеледникового покрова шельфа поступал в район названного острова с северо-востока [Норре et al., 1969]. Было также выяснено, что Земля Короля Карла целиком покрывалась материковыми льдами, которые перетекали через нее с юга на север, и что к мысу Торелла, т. е. к юго-восточному входу в пролив Хинлопен, эти льды поступали с юго-востока.

С другой стороны, у южного края Баренцева шельфа, на скалах северной части Тиманского кряжа, известны ледниковые шрамы, ориентированные на юго-запад, юг и юго-восток, т. е. с моря на сушу [Лавров, 1977а]. Таким образом, все материалы наблюдений за ледниковыми штрихами и шрамами свидетельствуют о существовании древнеледникового покрова шельфа, а также о том, что его ледораздел располагался на месте центра современного Баренцева моря, южнее Земли Короля Карла и восточнее о-вов Эдж и Баренца.

О покровном оледенении шельфа свидетельствуют также данные о разносе ледниковых валунов на крайнем севере Европы, которые могут быть заимствованы из работ В. Рамсея, С. А. Яковлева, А. С. Лаврова и других исследователей. Рамсею, в частности, принадлежит находка на п-ове Канин ледниковых валунов, принесенных с Новой Земли, и сделанный на этом основании вывод о покровном оледенении юго-восточной части Баренцева шельфа [Ramsay, 1904]. Несколько позже, после проведения анализа путей разноса валунов хибинских нефелиновых сиенитов, он же пришел к заключению о сплошном оледенении всей площади шельфа, что нашло отражение на составленной им карте максимального оледенения [Ramsay, 1930]. Сопоставление этих путей с рельефом местности позволило сделать вывод о том, что сиенитовые валуны могли попасть далеко на юго-восток от Кольского полуострова лишь в том случае, если Европейский ледниковый покров не оканчивался вблизи современной береговой линии, а примыкал к другому покрову, лежавшему северо-восточнее, и подпруживался им. Таким образом, затрудненность стока европейского льда на северо-восток и север и отклонение его потоков к юго-востоку трактовались как результаты влияния крупного ледникового щита, существовавшего на месте современного Баренцева моря. Впоследствии этот вывод получил подтверждение

в гораздо более обширных и разносторонних материалах, собранных при геологической съемке севера Русской равнины [Яковлев, 1956; Карпухин, Лавров, 1974].

Морские геологические работы последних лет показали, что на площади Баренцева шельфа сплошным распространением пользуются ледниковые отложения и ледниковые формы рельефа, поле которых смыкается на юге с площадью древнеледниковой области Северной Европы. Ледниковые отложения здесь представлены «древними глинами» — плотными суглинками серого, зеленоватого и голубоватого цветов, которые практически всюду вскрываются под тонким слоем голоценовых илов. Эти отложения характеризуются отсутствием фораминифер и очень низким содержанием органического углерода; обычно они опесчанены, а также сильно обогащены дресвой, щебнем, гравием и галькой и, таким образом, чрезвычайно похожи на континентальную морену [Кленова, 1960; Дибнер, 1970]. Диаграммы гранулометрического состава основной массы «древних глин» имеют, как правило, вид двухвершинных кривых, первый пик которых приходится на глинистую, а второй — на песчаную фракцию. Недавно В. Д. Дибнер [1968] рассмотрел данные о составе, текстурах и распространении «древних глин» и, сравнив их с современными осадками акваторий, для которых характерно обилие айсбергов, пришел к заключению, что эти глины имеют чисто ледниковое происхождение. М. А. Спиридонов [1970], однако, указывает на то, что среди ледниковых отложений дна Баренцева моря наряду с континентальными моренами представлены и ледниково-морские осадки. По-видимому, эти осадки образуют более молодую, чем настоящая морена, толщу, сформировавшуюся на позднеледниковом этапе, для которого было характерно обилие плавучих льдов, включая айсберги и даже большие ледники-шельфы.

Ледниковое происхождение «древних глин» подтверждается при исследованиях геоморфологии дна. Эти исследования показали, что на всей площади Баренцева шельфа на глубине до 450 м и более широко распространен типично ледниковый, холмисто-моренный, грядово-котловинный рельеф. Игнациус [Ignatius, 1961] обнаружил его в центральной части моря, В. Д. Дибнер — в районе желоба Баренца, или Медвежинского, где выявляются крупные краевые ледниковые комплексы. Б. Н. Котенев с соавторами [1976] установили, что на западном краю Баренцева шельфа существуют три параллельных пояса подводных гряд, которые тянутся в меридиональном направлении между мысом Нордкап и южной оконечностью Шпицбергена. Эти пояса интерпретированы как краевые ледниковые комплексы. Весьма вероятно, что самый западный (внешний) из них является северным продолжением позднеюрмской морены эгга, занимающей точно такое же положение на краю Норвежского шельфа.

Решающие доказательства недавнего покровного оледенения Баренцева шельфа получены в самые последние годы в результате картирования краевых ледниковых образований северо-востока Русской равнины. Присутствие молодых конечных морен в рассматриваемой области отмечалось начиная с середины 1930-х годов многими исследователями, однако эти морены долго оставались известными лишь фрагментарно, а их возраст — неопределенным. Лишь работами А. С. Лаврова [1977а], при которых полевые наблюдения сочетались с площадным дешифрированием аэрофотоснимков, было впервые установлено положение южной границы Баренцева ледникового покрова в позднем плейстоцене на всем ее протяжении от Белого моря до Полярного Урала. Эта граница, показанная на карте 9, совпадает с непрерывным конечно-моренным поясом, имеющим, в общем, субширотное простираание, но вместе с тем образующим три крупных выступа, которые обращены на юг и оконтуривают три широкие ледяные лопасти, надвигавшиеся на Русскую равнину с севера.

Позднеплейстоценовый, точнее, поздневалдайский возраст рассматриваемого конечно-моренного пояса установлен по комплексу данных: крайней морфологической свежести таких его элементов, как моренные холмы, гряды, озерные ванны, по голоценовому возрасту озерных и аллювиальных отложений, налегающих на морену, а главное — по результатам радиоуглеродного датирования образцов, взятых из-под морены в бассейне нижней Печоры. В частности, радиоуглеродный анализ торфа, растительного детрита и древесины, отобранных из отложений, подстилающих морену последнего оледенения в низовьях Печоры и в бассейнах ее притоков — рек Шапкина, Хвостова, Созьва и Сойма, а также в долине притока Мезени р. Пезы, дал

десятки абсолютных датировок, лежащих в диапазоне от 25 до 34—45 тыс. лет назад [Лавров, 1977б].

Приведенные доказательства подкрепляются данными о скоростях и географическом распределении гляциоизостатических движений земной коры, которые выявляются по высотам и абсолютному возрасту морских береговых линий островов европейской Арктики, а также по деформациям «пемзового уровня», т. е. береговой линии, отмеченной скоплениями обломков пемзы и сформировавшейся около 6,5 тыс. лет назад [Шютт и др., 1968]. Карта вертикальных движений земной коры северной половины Баренцева шельфа за период, прошедший после образования «пемзового уровня», показывает, что практически вся эта площадь на протяжении последних тысячелетий испытывала интенсивное воздымание. Судя по изобазам, это воздымание имело куполообразную форму, причем западная и северная границы поднимающейся площади, грубо говоря, совпадали с западным и северным краями шельфа. Отсутствие радиоуглеродных данных о возрасте террас Новой Земли, о-вов Вайгач, Колгуев и некоторых других пока не позволяет определить скорости вертикальных движений на юго-востоке и юге шельфа и составить карты изобаз и для этих его частей. Однако сведения о высотах поздних и послеледниковых террас названных островов, а также п-ова Канин, имеющиеся в работах С. А. Яковлева [1956] и других, дают основания для заключения, что площадь поднимающейся области простирается вплоть до северной окраины Русской равнины.

Сравнение карты вертикальных движений Баренцева шельфа с гляциально-геологической и батиметрической картами той же площади позволяет сделать следующие выводы: 1) граница куполовидного поднятия шельфа (нулевая изобаза) проходит примерно параллельно границе ареала распространения ледниковых отложений и ледникового рельефа; с удалением от этих границ к середине шельфа размах и скорости поднятий постепенно нарастали; 2) изобазы поднятия земной коры располагаются концентрически вокруг участка, над которым, судя по ориентировке ледниковых штрихов и шрамов, лежала ледораздельная часть древнеледникового покрова шельфа, а направления растекания льда этого покрова в общем совпадали с нормальными к изобазам поднятия; 3) так же — по нормальным к изобазам и от «вершины» куполовидного поднятия к его периферии — ориентированы и главные подводные желоба; 4) район максимальных величин и наибольших скоростей поднятия земной коры приходится на один из наиболее глубоких участков дна Баренцева моря.

Перечисленные выводы, а также сходство пространственно-временных характеристик вертикальных движений Баренцева шельфа и древнеледниковых областей Фенноскандии и Канадского щита свидетельствуют о гляциоизостатической природе рассматриваемых поднятий, в связи с чем сами они выступают в роли дополнительного доказательства недавнего оледенения Баренцева шельфа. Данные о голоценовых движениях коры шельфа подтверждают вывод о возрасте последнего покровного оледенения Баренцева моря, сделанный на основании датирования конечных морен на севере Русской равнины, а также позволяют выяснить некоторые морфологические особенности древнеледникового покрова.

Вопрос о границах последнего Баренцева ледникового щита и, следовательно, о его площади может быть решен с достаточной определенностью. Лед этого щита занимал всю площадь шельфа Баренцева моря, соседнее Карское море, а также значительные площади современной суши, включая Югорский полуостров, Большеземельскую и Малоземельскую тундры. Северный и западный края ледникового щита совпадали с бровками шельфа, юго-восточный край выдвигался на северную окраину Русской равнины. На юго-западе Баренцев щит сливался со Скандинавским, при этом граница между ними должна была проходить по линии, протягивающейся вдоль оси подводного желоба Баренца и далее к Канину Носу и Косминскому Камню. На востоке Баренцев щит сливался с ледниковым щитом Карского шельфа, граница с которым проходила по дну подводного желоба «Святой Анны» и его южному продолжению [Гросвальд, 1977].

Из всего этого следует, что Баренцев щит не был изолированным ледниковым образованием, а представлял составную часть еще более крупного ледникового покрова, протягивавшегося на 6000 км от юго-западной Ирландии до северо-восточного Таймыра. В указанных выше границах площадь последнего Баренцева щита, исключая баренцевоморскую окраину

Скандинавского покрова, достигала 2,1 млн. км², из которых 1,6 млн. км² приходилось на современное Баренцево море.

Рельеф поверхности и толщина льда Баренцева щита, восстановленные на основании связей между радиусами и высотами ледниковых куполов и аналогий с формой современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, позволили сделать заключение, что максимальная толщина льда этого щита превышала 3500 м, средняя толщина составляла 1870 м, а объем был равен 4 млн. км³ [Гросвальд и др., 1977].

Главный ледораздел Баренцева щита лежал на продолжении ледораздела Скандинавского щита, пересекая с юго-запада на северо-восток Кольский полуостров, и тянулся в том же направлении к средней части Новой Земли. Рельеф поверхности и морфология ложа этого щита свидетельствуют о том, что основной сток его льда шел на запад, север и северо-восток, т. е. в сторону глубоких океанских бассейнов, и был канализирован по желобам, вдоль которых двигались ледяные потоки. Среди последних следует назвать ледники желобов Баренца, Южного Мыса, Квест, Хинлопен, Франц-Виктория, Седова (объединяющего проливы западной и центральной частей Земли Франца-Иосифа) и «Святой Анны». Самые крупные ледяные потоки — Баренца (длина до 700 км), Франц-Виктория (более 500 км) и «Святой Анны» (600—700 км) сближались своими верховьями, создавая на поверхности щита пологие седловины. Последние делили щит на несколько ледниковых куполов второго порядка, из которых самыми крупными был Ново-земельский купол с вершиной, лежавшей западнее Новой Земли и имевшей отметку более 2500 м, а также Свальбардский, Медвежинский и Северо-Восточный купола, центры которых располагались соответственно юго-восточнее Свальбарда, восточнее о-ва Медвежьего и юго-западнее Земли Франца-Иосифа.

До недавнего времени нами отстаивалась точка зрения, согласно которой дегляциация Баренцева шельфа произошла относительно рано — не позже аллерёдского межстадиала. Это мнение имело под собой определенную теоретическую и фактическую основу. Оно опиралось на выводы об общей неустойчивости ледниковых покровов морей и их быстрой реакции на изменения среды и согласовывалось со свидетельством Ю. Бюделя [Büdel, 1960] о весьма раннем (12—15 тыс. лет назад) начале формирования морских террас юго-восточного Свальбарда. В его пользу, казалось, также говорил факт близости размеров современных ледников Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена к размерам аналогичных ледников стадии рубини-факседален, установленной на этих архипелагах по локальным моренам и имеющей абсолютный возраст более 8 тыс. лет. Представлялось, что указанная близость должна объясняться тем, что на одном из теплых этапов позднеледникового Баренцев щит полностью распадался, а мелкие ледники стадии рубини-факседален возникли позже, уже после этого распада и заново, явившись следствием общего похолодания времени позднего дриаса.

Однако в последнее время появились данные, которые заставили пересмотреть вывод о ранней дегляциации шельфа. Важную роль при этом сыграло открытие фактов, свидетельствующих о существовании в Арктическом и Северо-Европейском бассейнах сплошных плавучих ледников-шельфов [Гросвальд, 1974; Hughes et al., 1977]. Присутствие в глубоких бассейнах, примыкающих к Баренцеву шельфу, мощных ледников-шельфов снимает вопрос о физической неизбежности распада Баренцева щита уже на ранних этапах позднеледникового потепления, поскольку эти ледники-шельфы подпруживали края щита, существенно сдерживали расход его льда на откалывание айсбергов и, как следствие этого, стабилизировали весь щит. Что касается данных Бюделя об относительной древности береговых линий юго-восточного Свальбарда, то они, судя по отсутствию публикаций с конкретными радиоуглеродными датировками, оказались ошибочными. А стадия рубини-факседален сейчас может интерпретироваться иначе, чем это делалось раньше: соответствующие ей морены принадлежат локальным ледникам, а их обособление, отступления и наступания в периферической области большого ледникового покрова, к которой принадлежали Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, были вполне возможны и в условиях сохранности центральной части этого покрова — подобно тому, как колеблются локальные ледники в современных антарктических базисах.

Для установления времени разрушения последнего ледникового покрова шельфа Баренцева моря принципиальное значение имело выявление и датирование двух поясов краевых ледниковых образований северной окраины Русской равнины,

протягивающихся по побережью Баренцева моря между горлом Белого моря и Большеземельской тундрой. Картирование и геоморфологическое изучение этих поясов, из которых более южный получил название «морены мархида», а северный — «морены вельт», было проведено А. С. Лавровым [Гросвальд и др., 1974]. Значительная протяженность поясов по широте позволила сделать вывод об их связи с ледником покровного типа. Лопастной рисунок показал, что они образовались в результате активных ледниковых подвижек. Комплекс других признаков, включая ориентировку лопастных выступов, доказывает, что ледниковый покров наступал с севера на юг, т. е. с шельфа на сушу.

Абсолютный возраст рассматриваемых валов оказался гораздо моложе, чем можно было ожидать, исходя из палеоклиматических и общегляциологических соображений. Датирование десяти образцов древесины и торфа, собранных А. С. Лавровым и Х. А. Арслановым из отложений, подстилающих морену мархида, дал величины от 9110 ± 60 до 9990 ± 100 лет назад [Гросвальд и др., 1974; Лавров, 1977]. На этом основании и с учетом возможных погрешностей абсолютный возраст морены мархида определяется как близкий к 9 тыс. лет, а морена вельт должна быть еще более молодой. Эти датировки показывают, что около 9 тыс. лет назад, т. е. в начале голоценового времени, ледниковый покров Баренцева шельфа не только продолжал существовать, но и наступал на северную окраину Русской равнины.

Ледниковые наступания, маркированные моренами мархида и вельт, не могли быть климатически обусловленными, т. е. явиться следствием положительного баланса массы Баренцева ледникового щита, поскольку таяние и механическое разрушение ледников мелководных морей, связанные с проникновением атлантических вод в Арктику, быстрым повышением уровня моря и взломом плавучих ледников-шельфов, достигали в начале голоцена такой интенсивности, что их не могла компенсировать никакая аккумуляция. По этой причине для рассматриваемых наступаний пришлось искать другое, неклиматическое объяснение.

После критического анализа ряда конкурирующих моделей мы пришли к заключению, что ледниковая стадия мархида-вельт должна рассматриваться как серия из двух крупных ледниковых подвижек, или сёрджей, следовавших за распадом Баренцева ледникового щита надвое и вызванных резким усилением механического воздействия моря на его остатки. Эти подвижки, видимо, следует считать аналогом двух резких ледниковых подвижек Северной Америки, вошедших в литературу под общим названием «стадии» коктан и имевших место 8,2 и 8,1 тыс. лет назад. Для нас важно, что за подвижками этой «стадии» последовала очень быстрая, занявшая всего лишь 300 лет дегляциация Гудзонова залива. Это позволяет предполагать, что и область Баренцева моря освободилась от материкового ледника почти сразу вслед за подвижками мархида-вельт, иными словами, что дегляциация ее основных площадей произошла 8,7—8,8 тыс. лет назад [Гросвальд и др., 1974].

Выше указывалось, что одно из наступаний малых ледников Земли Франца-Иосифа и Свальбарда, которое условно параллелизовалось с ледниковыми стадиями позднеледникового похолодания Европы и получило название стадии рубини-факседален, первоначально объяснялось общеклиматическими причинами. Однако новые данные по хронологии и механизму наиболее поздних надвигов Баренцева ледникового щита на Русскую равнину позволили иначе интерпретировать события этой стадии.

Соотношение морен рубини-факседален с датированными береговыми линиями говорит об их образовании в интервал времени между 8 и 10 тыс. лет назад. Следовательно, они примерно одновозрастны с ледниковыми сёрджами мархида и вельт. Иначе говоря, вполне возможно, что названные морены возникли около 9 тыс. лет назад, а не в позднем дриасе. Что же касается причин соответствующего наступания ледников, то они вполне могли явиться следствием усиления снегопадов, связанного с облегчением доступа атлантических воздушных масс к Земле Франца-Иосифа и Свальбарду после сёрджей и резкого снижения Баренцева ледникового щита. Подобным же образом, а именно облегчением доступа атлантической влаги к ледникам Канадской Арктики в связи со снижением поверхности Лаврентьевского ледникового покрова при подвижках стадии коктан, Дж. Эндрюс и Дж. Айвс [Andrews, Ives, 1972] объяс-

няют причину активизации оледенения Баффиновой Земли, имевшего место около 8 тыс. лет назад и получившего название стадии коберн.

Оледенение Баренцева шельфа имело ряд специфических особенностей, резко отличавших его от оледенений сопредельной суши. Среди этих особенностей следует назвать прежде всего чрезвычайно низкое — в среднем на сотни метров ниже позднеплейстоценового уровня моря — положение подошвы ледникового покрова Баренцева моря. Характерную черту истории этого покрова составлял очень быстрый темп распада, начавшегося, однако, относительно поздно. Сокращение ледникового покрова шло не путем постепенного отступления краев. В механизме его распада ведущая роль принадлежала сложному комплексу разрушительных процессов, который включал интенсивное откалывание айсбергов в «бухтах отёла», деление единого покрова на более мелкие фрагменты с проникновением моря в разделяющие каналы и деградиционные сёрджи, в ходе которых резко возрастала раздробленность льда и некоторая часть покрова переходила на плав.

Не менее специфичный характер имеют следы, оставленные оледенением шельфа в рельефе и геологическом строении области, в частности разрез ее ледникового комплекса, в котором наряду с чисто ледниковыми отложениями широко представлены ледниково-морские и морские фации. Сейчас известно, что такие фации распространены как на дне Баренцева моря, так и на обширных низменностях бассейнов нижних течений Печоры и Мезени. Наряду с типичными континентальными моренами здесь выходят на поверхность или вскрываются буровыми скважинами пески, супеси и глины, которые, с одной стороны, формировались в эпохи сильных похолоданий и содержат устойчивую примесь гравия, щебня и более грубых обломков, с другой стороны, вмещают фауну морских моллюсков, фораминифер и остракод. Судя по результатам фациального анализа, эти пески, супеси и глины накапливались в условиях водных (главным образом морских) бассейнов, температуры воды, соленость и глубины которых испытывали неоднократные и весьма глубокие изменения, происходившие в едином ритме с крупными колебаниями климата и связанными с ними оледенениями и межледниковьями.

Причину отмеченной выше специфичности ледникового покрова Баренцева шельфа, его режима и геолого-геоморфологических следов мы видим в том, что значительная часть объема материковых льдов шельфа находилась ниже уровня моря и краевая зона этого покрова была в контакте с водными массами соседних морских бассейнов. При этом механическое и тепловое влияние моря становилось главнейшим фактором режима оледенения, резко усиливая интенсивность движения и расхода льда, изменяя условия на ложе и морфологию покрова.

Вопреки существовавшему ранее мнению для возникновения ледниковых покровов мелководных морей не требуется осушения морского дна. Однако в силу высоких значений расходных статей баланса они могли возникать лишь в условиях, которые максимально благоприятствовали аккумуляции и сдерживали абляцию, а именно при опускании снеговой границы до уровня моря, снижении температуры морской воды до 0°C и ниже и образовании в соседних бассейнах ледников-шельфов. Судя по интерпретации наблюдений в Антарктиде, материковые оледенения таких морей начинались с появления разобъединенных ледниковых шапок, приуроченных к островам. Вокруг этих шапок образовывались ледники-шельфы, которые быстро разрастались и смыкались краями. Они постепенно утолщались, их подошвы ложились на морское дно. После этого ледоразделы отдельных шапок мигрировали к середине всего покрова и сливались, в результате чего на месте сообщества мелких куполов формировался один или несколько больших выпуклых щитов.

Расход льда на откалывание айсбергов тем больше, чем глубже море на контакте с ледниковым краем. Поэтому погружение морского дна под тяжестью мощного ледникового щита воздействует на баланс массы льда, а при достижении определенной критической глубины делает этот щит неустойчивым, подверженным сёрджам и катастрофическому разрушению. В этих условиях особое значение приобретал такой фактор, как подпруживание «морских» краев покрова толстыми плавучими ледниками-шельфами [Гросвальд, 1974]. Такие ледники-шельфы возникали на стадиях роста оледенения и существовали при его стационарном состоянии.

При деградации же оледенения, когда плавучие ледники-шельфы разрушались, начинались сёрджи, и расход на айсберги становился катастрофически высоким.

Максимальный прогиб земной коры имел место под центральной частью ледникового щита, где толщина льда была наибольшей, а минимальный прогиб — под периферией щита. Этим создавались условия для особенно быстрой дегляциации центральных областей оледенения, опережающей дегляциацию периферийных участков, а значит, и для быстрого распада сплошного ледникового покрова на остаточные щиты, разобщенные глубоководными каналами.

Такой распад подготавливал дальнейшие сёрджи; естественно, что он мог произойти лишь в случае, если на периферии ледникового покрова с самого начала деградации развивались «бухты отёла», через которые разрушительное воздействие моря могло быстро распространиться на внутреннюю область этого покрова. Крупнейшая бухта такого рода должна была существовать над подводным желобом Баренца, вдоль оси которого и заложился первый канал [Гросвальд и др., 1974].

Таким образом, в последнюю ледниковую эпоху (как, очевидно, и в эпохи более ранних плейстоценовых оледенений) на крайнем севере Европы наряду с ледниковыми покровами возвышенной суши существовали также ледниковые покровы морского класса — покровы континентальных шельфов. Ледниковые покровы двух названных классов возникали, развивались и разрушались в существенно различных физических условиях, что не могло не оказать влияния на их режим, историю и характер оставленных следов. Известно, что ледниковые покровы суши находились в энергомассообмене лишь с атмосферой и земной корой, тогда как ледниковые покровы континентальных шельфов взаимодействовали также и с массами морской воды. Поэтому одни и те же внешние факторы, одновременно воздействовавшие на ледниковые покровы разных классов, приводили к существенно неодинаковым результатам, а сами ледники создавали разные геолого-геоморфологические комплексы.

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ПОСЛЕДНЕГО ЕВРОПЕЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА (КАРТА 2)

Европейский ледниковый покров в максимальную стадию оледенения охватывал скандинавский ледниковый покров (А), шотландский автономный ледниковый покров и другие небольшие ледниковые покровы Британских островов (Д). Скандинавский ледниковый покров надвигался на территорию Среднеевропейской равнины и северо-западную часть Русской равнины. Кроме этих ледниковых покровов, в состав ледникового покрова Европы входил покров Баренцева шельфа (Б), располагавшийся у северо-восточного края скандинавского ледникового покрова. Он занимал мелководную часть Баренцева моря, острова Новой Земли, архипелаги Земли Франца-Иосифа и Шпицберген и, соединяясь (по М. Г. Гросвальду) с Североуральским (В) и Северо-земельским (Г) покровами, распространялся на низменности севера и северо-востока Русской равнины. Форма последнего Европейского ледникового покрова определялась положением областей его питания и ледораздела по отношению к морю.

Европейский ледниковый покров состоял из многих (более двадцати) ледниковых потоков, характеризовавшихся своеобразием динамики. Ледниковые потоки представляли собой зоны активного льда, отличавшегося большой скоростью движения. Их возникновение было связано с дифференциацией скоростей льда на склонах щита. Наиболее крупные потоки существовали на юго-западном, южном и восточном склонах ледникового покрова, т. е. там, где он оканчивался на суше. Западный и северо-западный склоны его были короткими, крутыми и граничили с морем. Реконструкция ледниковых потоков и областей их питания стала возможной благодаря специальным литологическим исследованиям, проведенным в республиках Советской Прибалтики, Белоруссии, Смоленской, Псковской, Архангельской, Вологодской областях и Коми АССР, на территориях Польши и ГДР. Эти исследования связаны с изучением ориентировки и петрографического состава гравийно-галечного и валунного материала с установлением групп руководящих валунов. На карте показаны основные питающие провинции руководящих валунов, в том числе области

В периоды максимального разрастания ледниковые щиты Баренцева моря вытесняли воду и эродировали дно. Когда же они начинали распадаться, море сначала вторгалось в промежутки между их фрагментами или образовывало водную «прослойку» между всплывшими частями покрова и морским дном, а затем покрывало и всю площадь оледенения. Такие позднеледниковые трансгрессии захватывали не только площадь шельфа, но и сопредельные приморские низменности, поскольку их поверхности, и без того низкие, оставались еще прогнутыми в результате недавнего воздействия ледниковой нагрузки. Естественно поэтому, что происхождение ледниковых отложений шельфа и приморских низменностей следует связывать с деятельностью покровных оледенений морского класса, а это значит, что определенная часть разреза этих отложений может иметь водные текстуры, содержать остатки морских организмов, обладать химизмом морских осадков. Точно так же ледниково-аккумулятивные формы рельефа дна Баренцева моря и приморских низменностей должны отличаться специфической морфологией, отражающей подводные условия образования, а в некоторых случаях (на осушившихся площадях, которые в позднеледниковое время были затоплены) также и моделирующее воздействие морских течений и волновых процессов.

Из изложенного ясно, что комплексы гляцигенных отложений и форм рельефа северной части Европы, генетически связанные с материковыми оледенениями возвышенной суши и потому имеющие вид нормальной донной морены, флювиогляциальных песков, конечно-моренных гряд, представляют собой не более чем часть материальных следов древних оледенений региона. Соответственно сами покровные оледенения возвышенной суши не исчерпывают всего разнообразия грандиозных явлений материковых оледенений прошлого, а представляют лишь частый случай таких оледенений. Оледенение Баренцева шельфа принадлежало к другому классу: другим должен здесь быть и набор основных ледниковых явлений и их отражение в рельефе и геологическом строении земной поверхности¹

разноса валунов, наиболее часто встречающихся в моренах последнего оледенения.

Детальное изучение областей современного оледенения (Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена, Исландии) позволило установить существование внутри современных ледниковых покровов зон с различной скоростью и динамической активностью, что подтвердило правильность представлений об аналогичной структуре древних ледниковых покровов.

Гляциоморфологические исследования, связанные с изучением генезиса как отдельных ледниковых форм, так и их комплексов на основе их морфологии, строения, расположения и сочетания в плане и вертикальном разрезе, заставили обратить внимание на автономность каждой структурной единицы ледникового покрова, обуславливающуюся различиями в скоростях движения и таяния льда и, следовательно, темпами дегляциации.

Первая картосхема структуры последнего ледникового покрова на северо-западе Европейской части СССР была составлена при проведении работ по корреляции краевых образований [Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР, 1969].

¹ В последние годы вокруг проблемы развития оледенения в пределах шельфа арктических морей развернулась оживленная дискуссия. Наряду со взглядами, излагаемыми в настоящей главе, получает также распространение обоснование представления об отсутствии единого доминирующего ледникового щита с куполом в центральной части Баренцева шельфа. Имеющийся в литературе фактический материал по тектоническому строению шельфа, разносу эрратических валунов (Величко, 1979), новые данные по гляциальному рельефу на шельфе (Матипов, 1977), анализ развития ледниковых покровов в Арктике на базе палеогляциологического моделирования (Ходаков, 1979) позволяют представить реконструкцию, согласно которой даже в максимум позднеледниковой оледенения в пределах шельфовых просторств европейского сектора Арктики доминирующее положение сохраняли ледниковые купола и покровы, сформировавшиеся над островными архипелагами (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля), а также над Скандинавией. Согласно этим реконструкциям на шельфе имело место слияние краевых зон этих ледников, возможно и не повсеместное (примеч. ред.).

Огромный фактический материал, полученный в последние годы в результате литологических, гляциоморфологических и геологических исследований, позволил конкретизировать представления о последнем ледниковом покрове Европы и составить детальные карты структуры, динамики и деградации его ледниковых потоков в масштабе 1:2 500 000, восстановить их гляциодинамический план в целом и историю дегляциации отдельных лопастей и языков, которыми оканчивались потоки. Итогом этих работ явилась вышедшая в 1977 г. монография «Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы», составленная коллективом исследователей¹.

Ледниковые потоки, лопасти, языки занимали более или менее изолированные депрессии в подледном рельефе. Возникновение ледоразделов между ними большей частью определялось поднятиями в дочетвертичном рельефе и возвышенностями, созданными предыдущими оледенениями, структурно-тектоническими условиями местности и динамическими причинами, связанными с различием скоростей движения льда внутри ледникового покрова и различной динамической активностью соседних потоков. Центральная ледораздельная область после максимума оледенения располагалась параллельно оси простирания Скандинавского нагорья, представляя собой систему из ряда центров [Асеев и др., 1973]. Кроме зоны главного или центрального ледораздела, на карте показаны ледораздельные зоны первого порядка, которые понимаются как границы ледниковых потоков. Пунктиром обозначены ледоразделы между лопастями внутри отдельных потоков. Те и другие ледоразделы чаще всего существовали на протяжении всех этапов деградации ледникового покрова после его максимального распространения и хорошо выражены в современном рельефе в виде возвышенностей. Под ледоразделами второго и третьего порядков понимаются соответственно границы между языками и микроязыками. Продолжительность существования этих ледоразделов была весьма различной. Одни из них после стадии максимального распространения ледникового покрова отмирали, другие только появлялись.

Данные о разnose валунов, полученные К. Рихтером [Richter, 1937], К. Мильтерсом [Milthers, 1950], Р. Тарвидасом [1957], М. А. Лавровой [1960], А. Гайгаласом [1977], позволяют выделить шесть секторов, обеспечивающих питание отдельных или одновременно нескольких ледниковых потоков: Британского, Южнонорвежского, Северо-Западного (северные склоны Скандинавских гор), Шведско-Финско-Карельского, Баренцевоморского (Кольский полуостров и юго-западная часть шельфа Баренцева моря) и Северо-Восточного (юго-восточная часть этого шельфа, Новая Земля, Полярный Урал).

В Западной области питания, Британском секторе, самыми крупными ледниковыми потоками были Ирландскоморский и Восточно-Английский [Valentin, 1957]. Первый питался из центров ледниковой аккумуляции, расположенных в Восточной Ирландии, Южной Шотландии и Уэльсе, и продвигался в юго-западном направлении. Льды из западной части Северной Шотландии продвигались на северо-запад, что доказывается изучением ориентировки длинных осей галек в моренах, а также борозд и штрихов в районах выходов гнейсов на крайних западных островах Шотландии [Catterall, 1975]. В Ирландии существовал маломощный ледниковый покров и формировались долинныи и каровые ледники.

Льды Восточно-Английского потока, распространявшегося в восточном и юго-восточном направлении, по-видимому, смыкались в позднем плейстоцене со льдами потоков Скандинавского покрова. Об этом свидетельствует проведенное Г. Валентином [Valentin, 1957] изучение системы ложбин-промоин и батиметрических карт дна Северного моря. Исследования последних лет по разному британских и скандинавских валунов, а также данные, касающиеся следов ледниковой эрозии [Clayton, 1975], подтверждают тот факт, что льды ледниковых куполов Пеннин смыкались со скандинавскими в Северном море. Подводная возвышенность Доггер-Банка рассматривается как своеобразный ледораздельный массив, положение которого было, видимо, predetermined более древними оледенениями. Тем не менее вопрос о границе смыкания ледникового потока Британских островов и Скандинавского покрова может быть

окончательно прояснен только после тщательного изучения ареалов разноса обломочного материала Британского сектора, поскольку возможность определения степени сохранности ледникового рельефа, находящегося под водой, или датировки шпратов относительна. Становится понятным поэтому, что не все исследователи разделяют точку зрения о смыкании льдов Британского и Скандинавского покровов. Так, Г. Рейнгард [Reinhard, 1974] считает, что полоса шельфа, тянущаяся от Шотландских островов на юго-восток, была свободна ото льдов. Доказательством этого, по его мнению, являются следы золотой обработки песчаного материала, что было возможно только в перигляциальных условиях.

Освобождение Британских островов от ледяного покрова, судя по имеющимся для центральной части Шотландской возвышенности и Ирландии радиоуглеродным данным [Lewis, 1974; Lowe, Walker, 1976], произошло 10—12 тыс. лет назад.

Выделяется (см. карту) Южно-Норвежский, или Скагерракский, ледниковый поток (III), преобразовавшийся в значительной мере Норвежский желоб и распространившийся как в пределах желоба, так и на юго-запад от него. Об этом свидетельствуют данные, полученные Г. Хоппе [Норре, 1972] в результате детального исследования систем ледниковых шпратов и радиоуглеродных датировок отложений, залегающих на ледниковых осадках в Шотландии. По мнению Г. Хоппе, Шотландские острова перекрывались льдами Скандинавского покрова.

Структура Скагерракского ледникового потока, несомненно, была сложной. Здесь отмечалось существование трех потоков, направлявшихся на юго-запад из Западной Норвегии [Reinhard, 1974]. Судя по исследованиям Н. Мёрнера [Mörner, 1969], направление движения льдов во время сокращения последнего оледенения было в Скагерраком проливе северным (льды из южной Норвегии поступали в Северную Ютландию), в проливе Каттегат юго-западным (из Западной Швеции). При этом направление движения льдов во время дегляциации здесь менялось [Anundsen, 1977]. Таким образом, п-ов Ютландия находился под воздействием льдов различного направления. Некоторые исследователи [Норре, 1972] считают, однако, что Ютландский полуостров не покрывался льдами последнего оледенения, так как обломочный материал, связанный с выходами кристаллических пород в районе Осло, присутствует как будто только в более древних моренах [Milthers, 1950].

На северном фланге главной ледораздельной зоны Скандинавии, в полосе Норвежского шельфа, существовало несколько коротких потоков (IV—VII). Размеры ледникового покрова, продвигающегося в Норвежское море, до сих пор остаются дискуссионными. Согласно гипотезе рефугиумов, здесь в течение последнего оледенения существовали «убежища», т. е. участки (нунатаки), не покрывавшиеся льдом, где могли сохраняться некоторые растения и животные. На карте показаны районы их возможного распространения. Сохранение цирков и каров в прибрежных районах и следов глубокого выветривания коренных пород свидетельствует в пользу этой гипотезы.

Однако ей противоречат данные, касающиеся распространения льдов. Результаты исследований шведских ученых показали, что льды продвигались в Норвежское море за пределы современных береговых линий [Норре, 1972]. Согласно данным Б. Андерсена [Andersen, 1968], Я. Мангеруда [Mangerud, 1970], Г. Хольтедаля и М. Селлеволя [Holtedahl, Sellevoll, 1972] о распространении холмисто-грядового рельефа в области Норвежского шельфа, ледник выходил в пределы Норвежского шельфа в максимальную стадию последнего оледенения до глубин порядка 500 м¹. Вдоль самого внешнего края материка располагаются краевые образования уже молодого дриаса, что подтверждается радиоуглеродными датировками [Anundsen, 1977].

В Шведско-Финско-Карельской области питания самым крупным был Балтийский ледниковый поток (VIII). Его конфигурация определялась очертаниями впадины Балтийского

¹ Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой осуществлялась разработка общей структуры покрова с выделением секторов, потоков, лопастей, а также увязка и унификация региональных характеристик, корреляции и редактирование картографического материала. Эта книга послужила основой для написания данного раздела.

¹ Вопрос о возрасте краевых образований шельфа нельзя считать решенным. Так, новые данные, полученные по аминокислотному методу [Miller, Instaat, Mangerud, 1979], показывают, что большая часть шельфа на западе Норвегии во время последнего оледенения оставалась непокрытой льдом. Результаты исследований, проведенных в последнее время на островах Баренцева и Карского морей, также противоречат гипотезе сплошного оледенения Арктического шельфа в позднем плейстоцене.

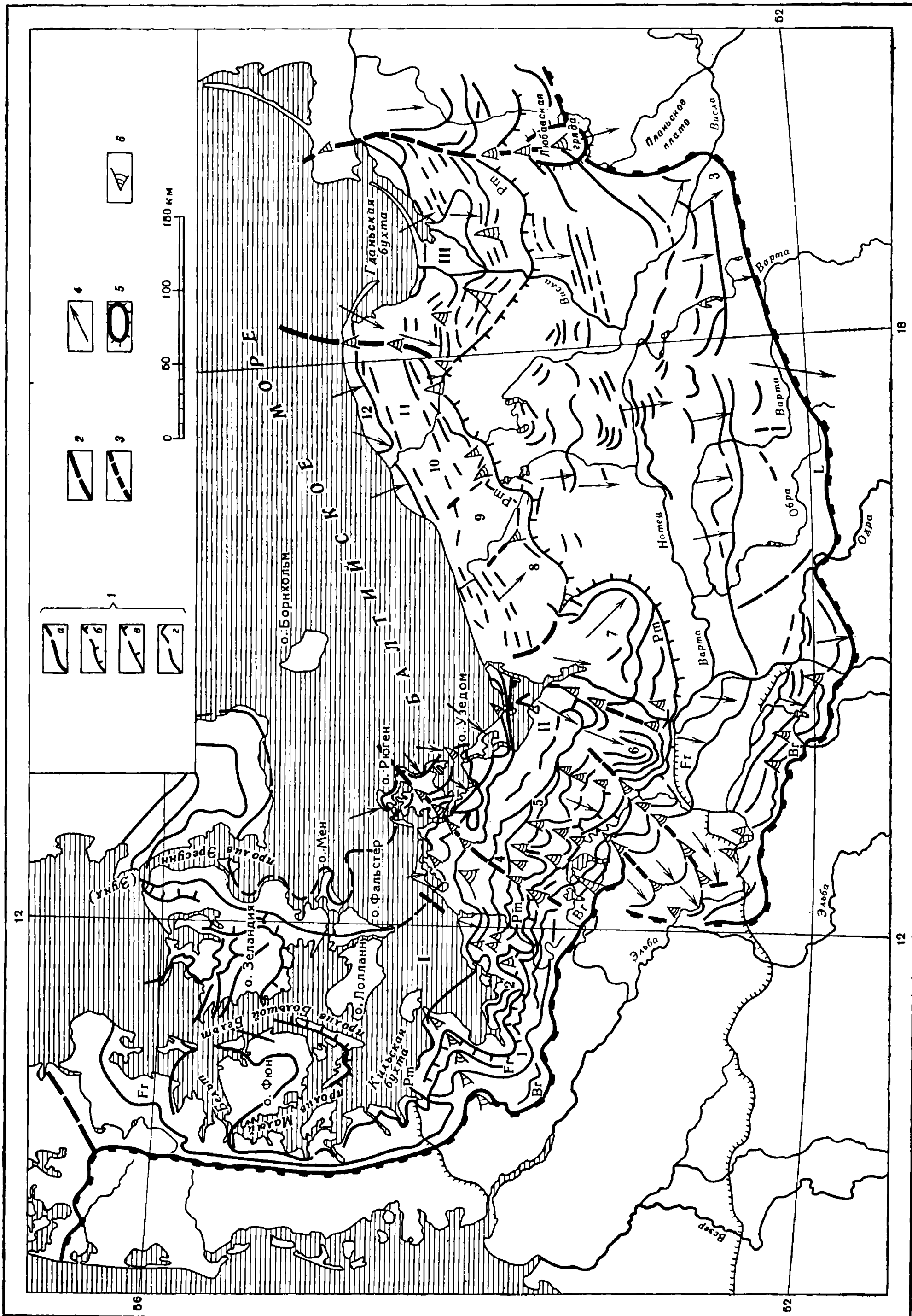


Рис. 12. Балтийский ледниковый поток

А — западная часть (составили Г. Кливе, Л. Рошко, В. Янке, Н. С. Чеботарева, М. А. Фаустова); Б — восточная часть (составили О. П. Аблтыньш, П. П. Вайтекунас, И. Я. Данилас, А. В. Раукас, Р. Я. Карукаш, Л. Рошко).

1 — границы распространения льдов: а — максимальной стадии (или браценбургской — Бг, лешно — Л, грудаской — Гг, озерской — Оз, бологовской — Вб; 6 — померанского этапа — Рм (или поморского — Рш, аукштайтского — Ак, вепсовского — Вр, коношского — Кон); 6 — лужского этапа — Лс (или линкувского — Лк, северолитовского, хенозерского — Кен); 2 — прочих этапов: франкфуртского — Фг (или позаньского — Рз), крестецкого — Кг (или нидомского — Нн), невиского — Нв (оненского — Он) и др.; 2 — линия ледоразделов между потоками; 3 — то же, между лопастями; 4 — направление движения льдов; 5 — наиболее крупные межлопастные возвышенности; 6 —

межлопастные и межязыковые массивы. Цифрами обозначены лопасти и языки. Западная часть (А): лопасти: I — Бельская, II — Одерская, III — Вислинская; языки: 1 — Любенский, 2 — Висмарский, 3 — Вислинский, 4 — Мальхинский, 5 — Толлензайский, 6 — Иккерский, 7 — Одерский, 8 — Регский, 9 — Просницкий, 10 — Вепшский, 11 — Слупский, 12 — Гарденский.

Таблица 1. Сопоставление этапов развития деградации валдайского оледенения Европы

Этап	Русская равнина		Великопольская низменность (северная часть)	Северо-Европейская низменность	Ютландия	Финноскандия
Сальпаусселькя						Среднешведский (сальпаусселькя)
Невский	Паливереский	Северо-Эстонский				Северо-Смоландский
Лужский	Северо-Латвийский	Северо-Литовский				Южно-Шведский
Крестецкий	Среднелитовский	Южно-Литовский	Гардно	Морены на дне Балтики	Морена «Н» (Мюн-Копенгагенский)	Гётеборгский
			Кошалинский	Северорюгенский	Морена «G»	
			Кашубско-вармийский	Фельгастский		
Вепсовский	Аукштайтский	Поморский		Розентальский	Морена «F» (лангеландский)	
Едровский	Жегяльский	Краинский		Померанский	Морена «E»	
		Куявский			Морена «D»	
		Познаньский		Франкфуртский		
Бологовский (с несколькими небольшими рецессионными зонами)	Грудаский	Лешненский		Бранденбургский (с несколькими небольшими рецессионными зонами)	Морена «C»	

моря и прилегающих низменностей, к которым оказались приурочены крупные лопасти: Бельтская, Одерская, Куршская, Рижская.

Поток Балтийского моря был основным ледниковым потоком в последнем Европейском покрове. Он оканчивался рядом лопастей. С запада на восток выделялись лопасти: Бельтская, Одерская, Вислинская, Куршская, Рижская. Областями питания льдов Балтийского потока были главным образом Швеция и Финляндия. Кроме того, в моренах этой лопасти обнаруживается материал со дна котловины Балтийского моря и с Аландских и других островов (рис. 12).

Бельтская лопасть занимала восточную часть Ютландского полуострова, прилегающие острова, а также западную часть Северо-Европейской низменности. Ледораздельная зона Бельтской лопасти с более восточной Одерской лопастью, направленная с юго-запада на северо-восток, проходила, согласно данным немецких исследователей [Woldstedt, 1955; Hurtig, 1955; Структура и динамика..., 1977], между Висмарком и Ростоком, через Варин, восточнее Шверина. Граница максимального распространения льдов Бельтской лопасти установлена П. Вольдштедтом [Woldstedt, 1955], К. Гриппом [Gripp, 1924], К. Иессеном и В. Мильтерсом [Jessen, Milthers, 1928] и другими исследователями. Краевые образования, маркирующие эту границу, представлены здесь маловыразительными краевыми образованиями, и только около Шверина имеются мощные напорные образования [Liedtke, 1975].

Вопрос о возрасте краевых образований, маркирующих предельное распространение льдов Бельтской лопасти, дискуссионный. Наряду с традиционным мнением о принадлежности этих образований к бранденбургской стадии имеется мнение, что эти краевые образования связаны со следующим, франкфуртским этапом деградации [Valentin, 1957; Структура и динамика..., 1977]. Установлено, что в Ютландии и Шлезвиге местами вдоль некоторых фьордов померанский лед прорывал краевые образования не только бранденбургской, но и франкфуртской подвижек [Liedtke, 1975].

Во время бранденбургского и франкфуртского этапов край льда, судя по характеру и простираию маргинальных образований, не был расчлененным на языки, в померанское время его край расчленялся на множество языков и язычков, занимавших понижения довислинского рельефа, — Эккерн-фьорд, Шлей-фьорд, Кильскую бухту и другие [Gripp, 1924; Glückert, 1973].

В целом возрастная корреляция краевых образований осложняется тем, что на территории Ютландии, кроме льдов Бельтской лопасти Балтийского потока, действовали более мелкие ледниковые языки, направлявшиеся из Южной Швеции, используя понижение в довислинском рельефе. Именно поэтому в составе краевых образований здесь много напорных морен. О сложности гляциодинамической обстановки свидетельствует тот факт, что среди морен вислинского оледенения здесь при-

сутствуют морены, содержащие обломочный материал пород дна Балтийского моря и его островов или третичные базальты Южной Швеции (Сконии).

Среди исследователей до сих пор не достигнуто единого мнения о корреляции имеющихся краевых образований [Gripp, 1964; Andersen, 1967; Hurtig, 1969]. Следующие за померанским этапом оледенения краевые образования подвижки лангеланд (F), фальстер-остзиланд (G), мюн-копенгаген (H) считаются надежно установленными.

Территория восточной части Северо-Европейской и северной части Великопольской низменностей покрывалась льдами Одерско-Вислинской лопасти Балтийского потока¹. Восточной границей этой лопасти был ледораздел, проходящий от Центральной части Самбийского полуострова (Калининградская область) через Гуровскую, а затем Любавскую возвышенности (ПНР).

На территории Северо-Европейской низменности, которая покрывалась льдами Одерско-Вислинской лопасти, четко выделяются три зоны краевых образований: бранденбургская, франкфуртская, померанская; на территории Великопольской низменности соответственно — лешненская, познаньская, поморская (табл. 1). Характерной особенностью рельефа Северо-Европейской и Великопольской низменностей, покрывавшихся последним оледенением, является чередование полос краевых зон и прадолин (Urstromtal). Последним соответствовали основные пути транспортировки талых вод: это — варшавско-берлинская, торуньско-эберсвальдская прадолины с их разветвлениями и притоками, а также долины Гренцталь — Пиенталь с притоками, хорошо выраженные на территории ГДР. Краевые образования всех перечисленных зон, связанные с Одерской частью лопасти, представлены, по мнению Г. Кливе и В. Янке, «комбинированными» конечными моренами, т. е. моренами, среди которых есть и насыпные, и напорные [Палеогеография Европы..., 1973]. Морфологически более ярко выражена краевая зона померанского этапа, характеризующаяся на территории обеих упомянутых низменностей большим участием в ее составе напорных морен.

Севернее померанских конечных морен расположены краевые зоны, образовавшиеся в позднеледниковые, когда происходило очень быстрое отступление края льда, прерывавшееся короткими осцилляциями или остановками. Типичной чертой позднеледниковых краевых зон (особенно розентальской и северорюгенской подвижек в ГДР и гардненской в ПНР) является широкое участие напорных конечных морен, сформировавшихся в результате быстрых подвижек.

¹ Вопрос о разделении Одерско-Вислинской лопасти на две самостоятельные лопасти пока не может считаться решенным. Польские исследователи, в частности Л. Рошко [Структура и динамика..., 1977], считают, что ледораздельная зона между ними появляется только с поморского этапа.

Важно подчеркнуть, что направление льдов на территории ГДР и Польши в ходе дегляциации несколько менялось, хотя изменений структурного плана покрова не происходило. Так, на первом этапе преобладало движение с севера на юг с небольшим отклонением на восток, а после обособления одерской и вислинской лопастей главное направление движения льдов стало юго-восточным. Такие колебания, вероятно, были связаны с перемещением центра оледенения.

Куршская лопасть, по П. Вайтекунасу и Рошко [Структура и динамика..., 1977], занимала низменность нижнего течения Немана. Характер изогнутой границы между этой лопастью и соседней Рижской П. Вайтекунас объясняет блокированием льдов Куршской лопасти льдами более мощной Рижской лопасти.

Краевые образования максимальной стадии Куршской лопасти представлены разрозненными и в основном аккумулятивными конечными моренами. Во время едровско-франкфуртского этапа Куршская лопасть маркируется грядами напорных морен. Во время аукштайтского этапа дегляциации образовались серии конечно-моренных гряд. На этом этапе дегляциации сформировался сложный Сувалкский угловой массив. Последующие этапы дегляциации этой лопасти также хорошо сопоставляются с этапами дегляциации соседних — Вислинской и Рижской лопастей. Лопасть до самого конца своего существования не теряла активности, об этом говорят гряды морен напора, оставленные ее микроязыками на западе Литвы и Латвии.

Рижская лопасть была последней лопастью, относящейся к Балтийскому потоку. Ледораздельная зона, которая отделяла ее от Чудского потока, проходила, согласно данным прибалтийских исследователей О. П. Аболтыньша, И. Я. Даниланса [«Структура и динамика...», 1977], восточнее Вильнюса по Швенчёнской гряде, далее на Зарасайскую возвышенность, а затем по полосе холмисто-моренного рельефа, тянувшейся в окрестностях Субате и Акнисте, где расположен наиболее возвышенный участок коренных пород. Севернее она проходила, видимо, по Видземской возвышенности и возвышенности Хаанья, Отепя и Пандивере. Лопасть оканчивалась несколькими крупными языками, что было обусловлено характером довалдайского рельефа [Вайтекунас, 1967]. Льды даже во время их максимального распространения, во время грудаской (бранденбургской, бологовской) стадии валдайского оледенения, не смогли преодолеть Гродненскую и Лидскую возвышенности и располагались на их северных склонах.

Следующий пояс краевых образований, представленных главным образом аккумулятивными моренами, образовался во время жегальского (франкфуртского, едровского) этапа продвижения льдов. Новая подвижка льдов произошла в следующий — аукштайтский (поморский, вепсовский) этап, когда образовалась Балтийская гряда, представляющая собой сложное образование. Она состоит из нескольких полос холмисто-озерного рельефа [Кудаба, 1969; Гуделис, 1973]. Эти полосы имеют в плане фестончатый характер, что позволяет предполагать, что на первом этапе деградации покрова его край был расчленен на множество небольших языков. Этому, видимо, способствовало существование в довалдайском рельефе небольших понижений, разделенных возвышенностями. Новый этап стабилизации края Рижской лопасти маркируется южно-литовской зоной краевых образований, сопоставляемой обычно с кошалинскими краевыми образованиями [Вайтекунас, 1969; Гуделис, 1973; Basalykas, 1965]. Как отмечает П. П. Вайтекунас [Палеогеография Европы..., 1973], в это время наблюдается некоторое изменение структурного плана краевой зоны лопасти.

Следующий этап развития Рижской лопасти восстанавливается по конфигурации средне-литовских краевых образований, которые опоясывают островные возвышенности [Basalykas, 1965]. Это свидетельствует о значительном уменьшении в это время мощности льда. После средне-литовской подвижки льда последовал, видимо, период некоторой кратковременной регрессии края ледника. За ним имела место подвижка, с которой связывается образование северолитовских конечных морен, сопоставляющихся, с одной стороны, с краевыми образованиями фазы гардно, а с другой — с лужскими краевыми образованиями. Лужская подвижка сопоставляется с древним дриасом. В пользу правильности такого сопоставления говорят и данные по разрезу Куренурме (Эстония), в котором имеются озерно-болотные осадки с растительностью «межстадиального типа», накопившиеся, судя по радиоуглеродной датировке, во время

беллинга. Так как кроющей толщей в этом разрезе является морена, то территория Эстонии в среднем дриасе еще не освободилась ото льдов.

Что касается истории и времени дегляциации Северной Эстонии, то вряд ли возможно в настоящее время получить на этот вопрос однозначный ответ, ибо имеющиеся данные противоречивы. Особое значение для решения этого вопроса имеет разрез Кунда, расположенный близ берега Финского залива, несколько южнее краевых образований пандиверского этапа дегляциации. Многие исследователи, в том числе Г. Н. Лисицына [1959], на основании палеоботанических данных относят аллёриту этого разреза к аллёрду, однако палинологические данные, полученные Р. О. Пиррус [Раукас и др., 1971], внесли сомнения в отношении оценки возраста этих осадков. В то же время данные радиоуглеродного анализа показали правильность мнения первых исследователей этого разреза (полученная датировка оказалась равной $11\,690 \pm 150$ лет (ТА-194)). Эстонские исследователи совершенно справедливо считают, что история деградации и хронология последнего ледникового покрова восточной части Рижской лопасти, занимавшей большую часть территории Эстонии, также требует дальнейшей доработки.

В том же Шведско-Финско-Карельском секторе выделяется еще ряд потоков. Узкий Чудский поток (IX) отличался своеобразием динамического проявления уже с максимальной стадии. Его западный и восточный ледоразделы хорошо выражены в современном рельефе в виде цепи возвышенностей (Судомской, Бежаницкой, Городокской, Витебской).

В максимальную стадию, как видно из карты, поток оканчивался Дисненской и Полоцкой лопастями. Западная, Дисненская лопасть отличалась большей активностью, о чем свидетельствует преобладание в рельефе форм активного льда и отторженцев местных пород [Структура и динамика..., 1977]. Полоцкая ледниковая лопасть была более активной на своем западном фланге. Во время деградации максимальной стадии лопасти разделялись на языки, занимавшие понижения. Между языками оформились ледораздельные возвышенности островного характера: Островецкая, Пышногорская, Лукомльская и другие, ядра которых заложились, по-видимому, еще в довалдайское время.

Возраст этапов деградации потока, следующих за максимальным, исследователями трактуется различно. Этап, следующий за максимальным, на территории Белоруссии называется мядельским. Е. А. Ильин и Л. Н. Вознячук сопоставляют его с вепсовским (поморским) временем, В. А. Исаченков выделяет поморские краевые образования значительно севернее [Структура и динамика..., 1977]. В мядельское время образовались конечно-моренные гряды: 1-я Свирская и Северо-Нарочанская, Браславская. На востоке потока льды Полоцкой лопасти образовали холмисто-моренный рельеф на периферии островных возвышенностей.

С начала мядельского этапа на территории Белоруссии образуются огромные озера: Лучесинское, Верхне-Березинское, Вилейское, Полесское [Ильин, 1967], а с браславского надвига — Полоцкое.

Во время дальнейшей деградации льдов потока Дисненская и Полоцкая лопасти прекратили свое существование, но обособились Псковско-Великорецкая и Восточно-латвийская. Первая располагалась в понижении, занятом теперь долиной Великой. Ею была создана целая система краевого рельефа. Это Невельская и Себежская полосы холмистого и крупнохолмистого рельефа, прослеживающиеся между Латгальской и Бежаницкой возвышенностями, изученные В. А. Исаченковым. Последнюю В. А. Исаченков сопоставляет с вепсовским (поморским) временем. Она состоит из двух зон, отражающих фазисальные подвижки края льда и различающихся по гляциоморфологическому строению. Во внешней, южной зоне развит мелкохолмистый, реже крупнохолмистый рельеф. В депрессиях доледникового рельефа в районе Пустошки и Освея возникли морены напора. Во время дальнейшего отступления льда сформировались Идрицкая и Томсинская краевые зоны рецессионного характера. На регрессивном этапе произошло ослабление активности Псковско-Великорецкой лопасти.

Восточно-Латвийская ледниковая лопасть обособилась на западе потока в период стабилизации ледникового края на линии южнолитовских краевых образований. Этапы ее деградации изучены исследователями Прибалтики. Льды лопасти в начале ее дегляциации отличались значительной активностью,

а со среднелитовского времени мощность льда и их активность снижаются.

Начиная со среднелитовского этапа Чудский ледниковый поток сокращался в виде отдельных языков. На востоке потока выделился язык, сформировавший краснородские краевые образования. Они представлены крупнохолмистым моренным и камовым рельефом. На западе потока Восточно-Латвийская лопасть трансформировалась в язык, проявивший наибольшую активность в зонах стыка со льдами соседнего с запада Балтийского потока и сократившейся Псковско-Великорецкой лопасти. Латгальская возвышенность сначала играла роль динамического ледораздела, созданного активными льдами западной и восточной части Чудского потока, а позднее по мере потери льдами активности стала морфологическим ледоразделом [Структура и динамика. . ., 1977].

Новая активизация льдов Чудского потока произошла только в лужское время, когда был создан холмистый и холмисто-грядовый рельеф активного льда с моренами напора к северу от г. Остров. Продвижение активного микроязыка в сторону Балтийского потока вызывало некоторое смещение главного ледораздела между этими потоками.

Деградация Чудского потока на всех этапах сопровождалась формированием обширных озерно-ледниковых бассейнов.

Ладожский ледниковый поток (X), питавшийся льдами Шведско-Финско-Карельского сектора, обособился в крупных понижениях довалдайского рельефа. Им в настоящее время соответствуют Ладожская, Невская, Приильменная, Молого-Судская, Двинско-Межинская и другие низменности. Зона разделения Чудского и Ладожского ледниковых потоков представлена в современном рельефе цепью возвышенностей: Судомской, Бежаницкой, Невельской, Городокской и Витебской. Граница Ладожского потока на востоке выражена менее четко. Она определялась здесь характером довалдайского рельефа (рис. 13).

Морфологическим окончанием потока являлись две крупные лопасти: Ловатская и Мологская. Западная, Ловатская лопасть продвигалась к югу дальше Мологской. Максимальное распространение льдов лопасти, судя по радиоуглеродным датировкам подморенных органогенных отложений в разрезах у Суража (бассейн Западной Двины), приходилось на период около 20 тыс. лет назад. Датировки были получены по растительному детриту в интервале от 17 до 20 тыс. лет назад [Арсланов и др., 1971а]. Ловатская лопасть во время максимального продвижения подразделялась на ледниковые языки и микроязыки. Направление их движения контролировалось понижениями, соответствующими простирацию древних долин, и более мелкими понижениями в довалдайском рельефе.

Вблизи границы предельного распространения льдов лопасти дегляциация носила ареальный характер, а лед имел небольшую (не больше 100 м) мощность, о чем свидетельствуют характер ледникового рельефа, малая мощность основной морены, спорадическое развитие форм ледникового рельефа (главным образом мертвых льдов), присутствие участков высоких довалдайских плато, не перекрытых валдайскими ледниковыми отложениями, — нунатаков [Фаустова, 1972а, б].

В период деградации льдов максимальной стадии были созданы краевые образования и угловые межъязыковые массивы, свидетельствующие о том, что дегляциация происходила преимущественно фронтально и была связана с активным льдом. При этом на западе лопасти льды были более активными, что отразилось в сближении здесь краевых зон, представленных в основном грядовым и грядово-холмистым моренным рельефом с участием напорных образований. Формы активного льда приурочены к более низким участкам. На более высоких местах развита равнина донной морены или отдельные холмы, «наложенные» на довалдайский цоколь. Сложно расчлененный высокий довалдайский рельеф мешал проявлению активности льда на поднятиях ложа. Он обусловил появление трещин во льду, что привело к быстрой потере льдом активности [Последний ледниковый покров. . ., 1969; Фаустова, 1972а, б].

Ледниковые языки восточного фланга лопасти сформировали наслоенные и насыпные формы, сложенные песчано-гравийным и песчаным материалом. Зоны краевых образований чередуются здесь с равнинами приледниковых бассейнов или моренными равнинами и большими участками развития форм рельефа мертвых льдов.

Во время деградации льдов максимальной стадии между ледниковыми языками оформились ледоразделы — Бакланов-

ско-Слободская возвышенность и угловой массив в окрестностях оз. Щучье.

С процессом деградации льдов максимальной стадии было связано существование обширного и достаточно глубокого приледникового озера, отложения которого известны на высотах от 175—180 до 200 м [Фаустова и др., 1975].

В максимальную стадию восточнее Ловатской лопасти между нею и Мологской лопастью обособился небольшой язык, приуроченный к радиально-ориентированному понижению в верховьях Волги, условия деградации которого были особыми. Его предельное распространение также было ограничено склонами довалдайских платообразных поверхностей с абсолютными высотами более 250 м. Этапы отступления верхневолжского языка маркируются системой мелких прямолинейных долин стока, параллельных краю льда, и краевыми образованиями, сложенными валунным суглинком или грубым песчано-гравийным материалом с обилием валунов.

Мологская ледниковая лопасть существовала только в период максимального распространения льдов и их деградации. Она была динамически более пассивной. Краевые образования лопасти слабо выражены, носят аккумулятивный характер и располагаются на склонах более высокого довалдайского рельефа (Покров-Коноплянская гряда). Ледораздел между лопастями связан с существованием выступа карбонового рельефа в районе Торбина (около г. Валдая).

С вепсовско-крестецким этапом оледенения связано возникновение краевых образований главного конечно-моренного пояса, протягивающегося от верховьев Ловати до южного берега Онежского озера. В этом поясе наиболее четко выражена Великолукско-Торопецкая дуга краевых образований. Мологская лопасть в это время перестает существовать, так как льды обособляются в Волховско-Ильменской низине, ограниченной с востока карбоновым уступом.

Краевые образования вепсовского этапа носят трансгрессивно-регрессивный характер. Они срезают на юге и юго-востоке более древние образования, которые оказались погребенными под молодым ледниковым рельефом. Краевые образования крестецкой фазы вепсовского этапа часто прислонены к вепсовским, занимая гипсометрически более низкое положение. Интервал между вепсовской и крестецкой подвижками был непродолжительным и скорее всего межфазальным. В вепсовское и крестецкое время существовало много активных ледниковых языков и микроязыков. На месте последних остались гляциодепрессии, а в межъязыковых участках угловые массивы с грядовым рельефом. Такой рельеф наиболее характерен для Великолукско-Торопецкого пояса краевых образований, имеющего радиально-концентрическое строение, обусловленное чередованием гляциодепрессий и угловых массивов.

С продвижением льдов на вепсовском этапе было связано появление нового озера, образовавшегося у их края. Его осадки распространены на высотах до 180 м в бассейнах Западной Двины и Межи. Оно было мелководное и быстро спустилось.

В крестецко-лужский интервал происходила интенсивная деградация льдов. Она происходила в условиях сильной обводненности территории. У края сократившейся Ловатской лопасти существовал огромный озерно-ледниковый водоем в Волховско-Ильменской низине. Поэтому краевые образования поздних этапов дегляциации Ладожского потока представлены размытыми и сниженными, часто изолированными формами.

С лужского времени Ладожская лопасть перестала существовать, поток оканчивался крупными языками, рельефообразующая деятельность которых была тесно связана с характером подледного рельефа. Высокие участки подледного рельефа начинают освобождаться из-под льда и играть роль нунатаков, разделяющих участки подвижного льда. Так, центральная часть возвышенности Карельского перешейка с лужского времени представляла собой срединный массив, разделивший ледниковые языки, сокращавшиеся в Лужской и Волховской депрессиях. По линии стока талых вод в Ильменский озерно-ледниковый водоем образовались водно-ледниковые дельты и камы в районе сел Шапки и Кирсино, а позднее — Колтушей и Всевожска, по О. М. Знаменской [Структура и динамика. . ., 1977]. Наиболее высокая часть возвышенности Карельского перешейка носит равнинный характер, а склоны являются склонами ледникового контакта с соответствующим набором форм. Деградация ледникового языка в Лужской депрессии была связана в начале и середине лужского времени преимущественно с активным льдом, когда

формировался грядовый и холмисто-грядовый рельеф, сложенный валунным суглинком. В конце лужского времени и позднее деградация ледниковых языков была связана главным образом с мертвым льдом. Однако в лужско-невское время отдельные языки на западе потока были достаточно активными, чтобы сформировать морены напора (дудергофские и кирхгофские).

Вблизи Олонецкой возвышенности, разделяющей Ладожский и соседний с востока Онежско-Карельский ледниковые потоки, действовали мелкие ледниковые языки, обособившиеся в депрессиях, занятых сейчас Свирью, и проявлявшие наибольшую активность, по данным О. М. Знаменской, в лужское время. Следы деградации восточной части Ладожского потока в волховской депрессии восстанавливаются по отдельным участкам моренного и главным образом камового рельефа. В невский этап морены напора известны также только на западе Восточной Эстонии. Олонецкая возвышенность формировалась, за исключением ее средней части, в условиях мертвых льдов [Структура и динамика..., 1977].

Все этапы деградации льдов Ладожского потока сопровождались значительным обводнением и образованием у края льда обширных водоемов.

Онежско-Карельский ледниковый поток (XI) выделяется в том же секторе, что и Ладожский. Ледораздел между ними в рельефе выражен Андогскими высотами, Вепсовской и Олонецкой возвышенностями.

На вепсовско-крестецком этапе деградации южная часть ледораздельной зоны сместилась с Вепсовской возвышенности к западу, на Южно-Олонецкую. На востоке ледораздел с Беломорским потоком также был связан с повышениями подледного рельефа, из которых наиболее крупным является Ветренний Пояс.

Таким образом, Онежско-Карельский ледниковый поток был отчетливо выражен, начиная с максимальной стадии последнего оледенения. По Б. А. Пырерко [1971], юго-западная часть потока, отличавшаяся повышенной динамичностью (она иногда выделяется исследователями как собственно Онежский ледниковый поток), занимала систему депрессий, радиально-ориентированных относительно направления движения льда из области Скандинавского ледникового щита. Из них наиболее крупными были впадины озер Онежского и Белого, ограниченные возвышенностями дочетвертичного возраста. Во время максимального распространения ледниковые языки выделялись во впадинах Молого-Шекснинской и Кубенского озера.

Граница максимального распространения льдов потока в его восточной части на большом протяжении почти прямолинейна. Пределы распространения льдов потока были ограничены склонами повышений довалдайского рельефа. Так, за границей распространения Вагского ледникового языка микулинские отложения уже не перекрыты мореной [Романова, в кн.: Структура и динамика..., 1977]. Здесь продвижению льдов на юго-восток препятствовал устьянский угловой массив довалдайского возраста.

Время максимального распространения потока определено в 20 тыс. лет назад по результатам радиоуглеродного датирования подморенных отложений на р. Пучка, в окрестностях Кубенского озера [Арсланов и др., 1971а].

Краевые образования деградации максимальной стадии имеют прерывистый характер. Здесь преимущественное развитие получили аккумулятивные конечные морены, в отложениях которых преобладает песчано-гравийный и галечный материал. Однако во время деградации льдов максимальной стадии ледник сохранял активность, что подтверждается дислоцированностью водно-ледниковых толщ и присутствием отдельных отторженцев в грядово-холмистом рельефе к северу от Череповца [Последний ледниковый покров..., 1969].

С сокращением оледенения начинали играть большую роль выступы дочетвертичного рельефа, которые разделяли поток льда и ограничивали распространение ледниковых языков.

К вепсовскому времени поток распался на Онежско-Белозерскую и Воже-Лачскую лопасти, разделенные Андомской возвышенностью. Первая обособилась в радиально-ориентированных депрессиях — Онежской и Белозерской и отличалась большой активностью. В вепсовское и крестецкое время Белозерским языком Онежско-Белозерской лопасти была сформирована Кириллово-Белозерская краевая зона, состоящая из двух поясов конечных морен. Последние имеют напорный характер. Во внутренней части гляциодепрессии, которую занимал этот

ледниковый язык, образовался рельеф мертвых льдов. На склонах Вепсовской возвышенности лопасть образовала языки меньшего размера. В зоне их сочленения и стыка с Белозерским оформились угловые массивы сложного строения. Они представлены в основном аккумулятивным рельефом (кузнецовский массив) и рельефом мертвого льда (шимозерские камы).

К концу крестецкого времени происходит обособление еще более мелких ледниковых языков, между которыми также формировались аккумулятивные межъязыковые массивы (Суландозерская возвышенность).

Возвышенности, расположенные южнее Свири и Онежского озера (Вепсовская, Андомская, Ежозерская), отражают фазы развития и деградации Онежско-Карельского ледникового потока, являясь участками повышенной аккумуляции. По мнению Б. А. Пырерко [1971], наиболее высокое положение в их рельефе занимают столообразные возвышенности и камы верхних гипсометрических уровней, ниже располагается холмисто-моренный рельеф, в том числе решетчато-ориентированный, а у склонов — приконтактные камы. Такое распределение форм отражает длительный процесс таяния льда.

Воже-Лачская ледниковая лопасть, сокращаясь, оставила краевые образования, приуроченные к Коношско-Няндомской и южной части Лепшинской возвышенностей. Здесь чередуются участки холмисто-моренного, камового и озового рельефа. Моренные возвышенности сложены чаще валунными суглинками, перемежающимися в разрезе и по простиранию с песками и глинами. Мощность валдайских отложений составляет более ста метров и включает, по-видимому, морену максимального и вепсовского времени.

В лужское время ледниковый поток трансформируется в отдельные ледниковые языки, распространявшиеся восточнее ледораздельной Олонецкой возвышенности, являвшейся в это время нунатаком. Тогда формировались две серии краевых зон, связанные с двумя (I и II) главными фазами лужского времени. В Ивинской низине и южнее Онежского озера ледниковые языки оставили конечно-моренные гряды, морфология и строение которых свидетельствуют об активности сформировавшегося их ледника. По Свирско-Ивинской низине лед растекался веерообразно, судя по ориентировке обломочного материала в морене, расположению друмлинов, сельг [Структура и динамика..., 1977].

К востоку от Онежского озера образовалась кенозерская (лужская-I) краевая зона на склоне карбонового уступа.

В процессе деградации льдов лужского времени формировались отдельные микроязыки, обособление которых было обусловлено расчлененным характером рельефа докембрийских пород. Ими оставлены краевые образования, представленные преимущественно формами рельефа мертвого льда. Реже формировались моренные гряды, например внешняя полоса холмисто-моренного рельефа у Кенозера. В период стояния ледника в районе Кенозерской гряды в Мошенской, Волошской и Воже-Лачской низменностях существовал озерно-ледниковый водоем с уровнями до 160 м абсолютной высоты, соединявшийся с Кубено-Сухонским и Молого-Шекснинским.

На заключительных этапах (конец лужского и невское время) деградации в Карелии и прилегающей территории подледный рельеф кристаллического фундамента оказывал особенно большое влияние на характер распределения и строения краевого рельефа [Структура и динамика..., 1977]. Так, сложно построенная Сумозерско-водлозерская зона краевых образований, описанная А. Д. Лукашевым и И. М. Экманом [1972] и принимаемая ранее С. А. Яковлевым [1956], а в последнее время Н. И. Апухтиным и И. М. Экманом [1967] за границу самостоятельного оледенения, приурочена, по их мнению, к западному склону карельской области молодых поднятий. Невские краевые образования представлены главным образом формами рельефа мертвого льда.

Следы последних этапов сокращения потока известны в Центральной Карелии. Здесь развит преимущественно камовый рельеф, например, северо-восточнее Сямозера.

Беломорский ледниковый поток (XII) — самый восточный в Шведско-Финско-Карельском секторе. Его обособление связано с доледниковыми депрессиями и унаследованными от них низменностями Онежской, Северо-Двинской, Нижневагской, Кулойской, Пезской и другими. Продвижение льдов на юго-восток ограничивалось структурно-денудационными плато. В максимальную стадию поток оканчивался Севе-

ро-Двинской лопастью. Северным ответвлением потока была Кольская лопасть. Северо-Двинская лопасть имела языки в Северо-Двинской и Пинежской депрессиях. Граница предельного распространения льдов, позднеплейстоценовый возраст которой теперь подтвержден в бассейне р. Ваги¹, маркируется геоморфологическими признаками и расположенными южнее разрезами, где микулинские осадки не перекрыты мореной [Девятова, 1969; Структура и динамика..., 1977; Останин и др., 1979]. Вблизи границы максимального распространения льда развиты участки холмисто-моренного рельефа и гряд аккумулятивных морен. Начиная с максимальной стадии, этапы деградации потока сопровождаются, как и везде, формированием приледниковых водоемов.

Э. И. Девятова не разделяет вепсовские и крестецкие краевые образования на территории Архангельской области. В. П. Романова [Структура и динамика..., 1977] считает возможным сопоставить коношские краевые образования с вепсовскими, няндомские — с крестецкими. По ее мнению, в вепсовское (коношское) время Северо-Двинская лопасть оканчивалась более активным языком, создавшим холмисто-грядовый моренный рельеф. Валунные суглинки чередуются в разрезе и по простиранию с песками и глинами. На северо-востоке граница распространения Беломорского потока в вепсовское (коношское) время проводится условно, как и восточная граница потока в целом.

Положение ледникового края в крестецкое (няндомское) время еще менее ясно. С этого этапа, по мнению В. П. Романовой [Палеогеография Европы..., 1973], западнее Северо-Двинской лопасти обособляется Беломорско-Онежская, образовавшаяся между повышениями в дочетвертичном и довалдайском рельефе. Краевые образования лопасти и языков, в которые она позднее трансформировалась, представлены холмисто-моренным, местами грядовым и частично камовым рельефом. Эти краевые образования приурочены к склонам гряды Ветреного Пояса на западе и карбонового плато на востоке. Севернее они прослеживаются вдоль Поморского и Восточного берегов Онежской губы. По мнению М. А. Лавровой [1960], севернее г. Онеги можно выделить внутреннюю, срединную и краевую, т. е. внешнюю, зоны, имеющие различное строение.

Северо-Двинская лопасть с крестецкого времени сокращается, образуя сначала язык в нижнем течении рек Емцы и Мехреньги, край которого маркируется образованиями мертвого льда — камовым рельефом [Структура и динамика..., 1977]. В кенозерское (лужское) время существовал язык в депрессии Северной Двины, распространявшийся до устья Пинеги. В его краевом рельефе много форм, созданных активным льдом. На этапах дальнейшего сокращения языка (включая лужское время), льды продолжали оставаться динамически активными. Четкая геоморфологическая выраженность лужского (кенозерского) краевого комплекса подчеркивается всеми исследователями.

Во второй половине онежского и невское время Онежская губа и часть Двинской занимались льдами. При этом краевые образования финальных отрезков этого этапа (онежский-3 и невский-2, по В. П. Романовой [Структура и динамика..., 1977], присутствуют только вдоль юго-западных и северных берегов Онежского полуострова, а также в восточной части Соловецких островов и на отдельных участках Поморского берега. В пределах Двинской губы краевые образования этого возраста отсутствуют. Таким образом, в Онежской губе имеются краевые образования одной из самых поздних фаз деградации Беломорского потока, которые отсутствуют в Двинской губе. В аллерёде в Северо-Двинский залив уже проникали морские воды [Плешивцева, Гриб, 1965]. В Онежском заливе существовал озерно-ледниковый водоем, подпруженный с севера льдами, занимавшими центральную часть Белого моря. Прибрежные его акватории были свободны в аллерёде ото льда, о чем свидетельствуют данные изучения разрезов террас в районе Кольского полуострова [Евзеров и др., 1976]. Нормальный морской режим установился в акватории Белого моря в бореальное время (9300—8800 лет назад).

Два восточных сектора последнего ледникового покрова — Баренцевоморский и Северо-Восточный питали несколько лед-

никовых потоков, особенности развития и деградации которых отличались от предыдущих, поскольку они были связаны с покровом Баренцева шельфа.

Выделение Баренцевоморского и Северо-Восточного секторов в значительной мере условно, так как в район Печорской низменности также проникали льды, приносившие материал с Новой Земли. Они отжимали Баренцевоморско-Печорский поток к западу, а льды, надвигавшиеся со Скандинавского полуострова, иногда распространялись восточнее северного Тимана.

Самым западным в Баренцевоморском секторе был Кольско-Мезенский ледниковый поток (XIII), который, по мнению А. С. Лаврова [Структура и динамика..., 1977], продвигался в юго-восточном направлении и оканчивался Мезенской лопастью. От Беломорского потока его отделял ледораздел, проходивший по междуречью Северной Двины и Пинеги, от восточного, Баренцевоморско-Печорского потока — ледораздел, которому соответствуют сейчас возвышенности северной части п-ва Канин и Северного Тимана. Пояс краевых образований лопасти шириной до 15 км состоит, по данным А. С. Лаврова [1973], из валов холмисто-грядового рельефа напорно-аккумулятивного генезиса, среди которых сохранились останцы довалдайского рельефа в виде плоских возвышенностей. Южнее этого пояса в ряде мест находятся только образования периферических вывальных языков, выдвигавшихся вперед, очевидно, по удобно ориентированным понижениям и отличавшихся большой активностью. Они оставили экзарационно-аккумулятивный рельеф, не встречающийся в районах максимальной стадии последнего оледенения в западном секторе ледникового покрова. Это друмлиноподобные формы и флютинг-морены. Друмлины известны главным образом из северных областей, приуроченных к склонам Скандинавского ледникового щита, а также Северо-Американского, а флютинг в чистом виде известен в Канаде (Barren-Grounds).

Сопоставление по возрасту времени максимального развития потоков Скандинавского ледникового покрова Баренцева шельфа пока условно. Однако имеющиеся радиоуглеродные датировки подморенных отложений в бассейне Мезени и нижней Печоры [Гольберт и др., 1973; Арсланов и др., 1975; Лавров, Арсланов, 1977] позволяют считать возраст этой стадии и здесь моложе по крайней мере 30 тыс. лет назад.

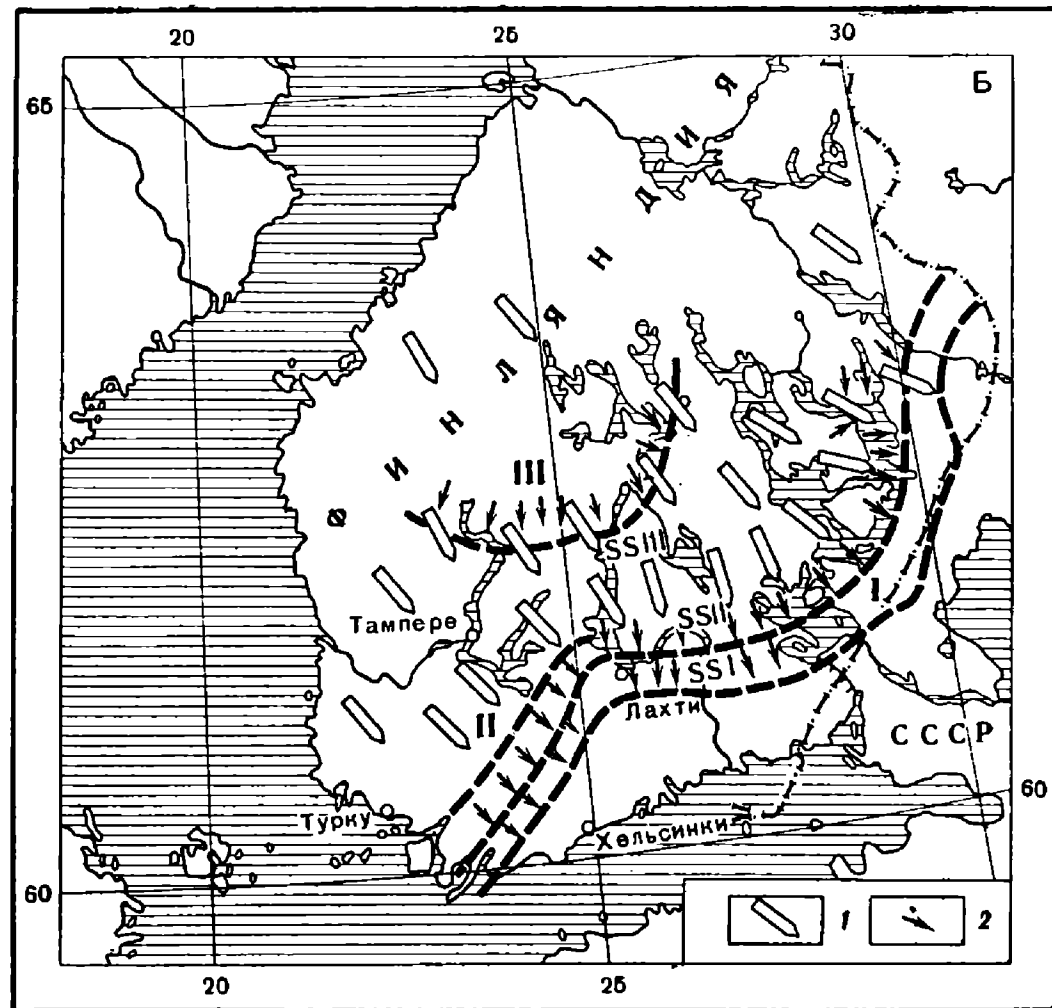
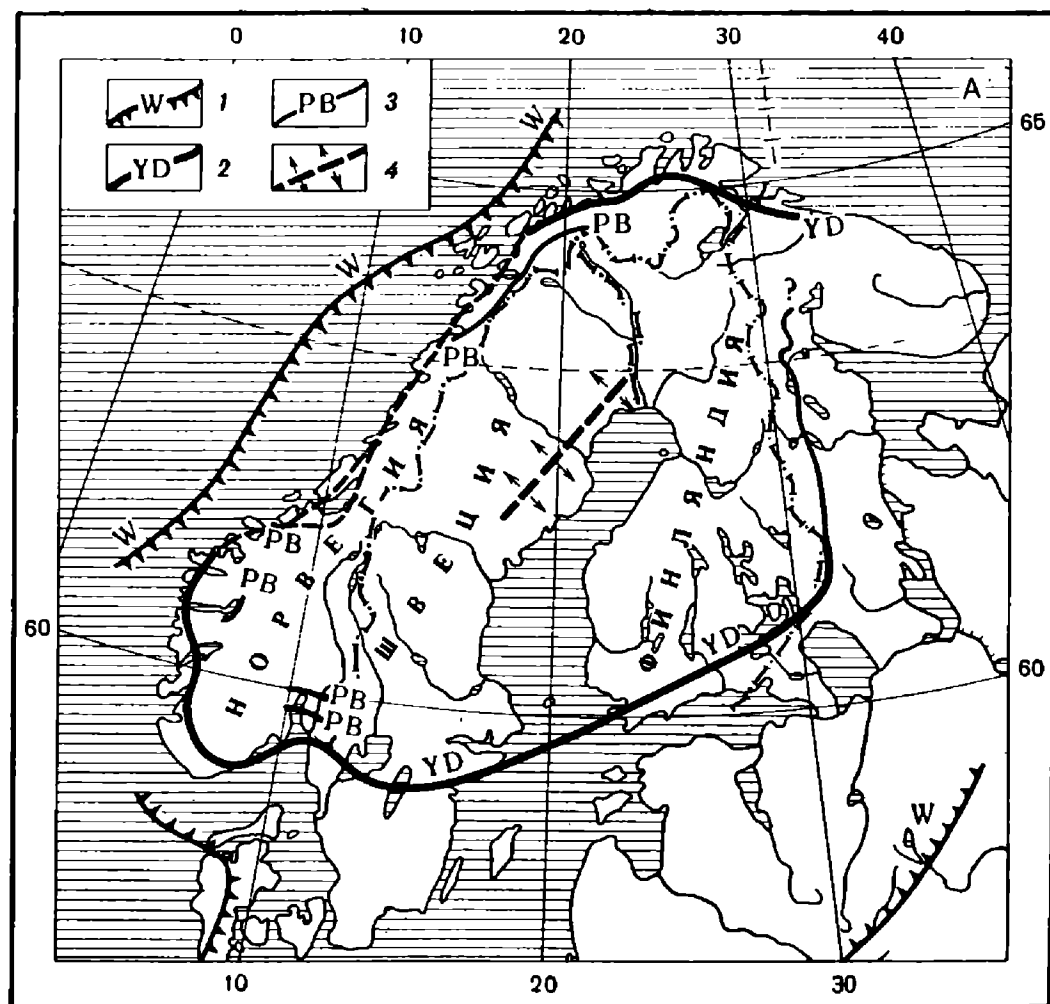
На месте деградировавшей северо-восточной части Мезенской лопасти позднее развивается Варшская. Комплекс ее краевых образований состоит из трех поясов: внешнего, главного и внутреннего. Из них главный является наиболее выраженным, так как представлен, по данным А. С. Лаврова, валами холмисто-грядового рельефа относительной высотой 50—70 м и шириной 2—5 км, в строении которых наблюдаются явления выдавливания пород ледникового ложа. Этот пояс имеет трансгрессивный характер и формировался уже на финальном, по мнению А. С. Лаврова, этапе последнего оледенения. На финальном этапе чуть позднее образуется Кулойская лопасть пластичного и подвижного льда, частично уничтожившая краевые образования более древней Мезенской лопасти. В своей фронтальной части Кулойская лопасть также сформировала «рельеф изборожденных поверхностей».

В финальный этап существования Кольско-Мезенского потока образовались подпрудные приледниковые озера в результате перекрытия рек, направляющихся в сторону Баренцева моря. Осадки аллювия, подстилающего озерные отложения, имеют возраст среднего дриаса [Каплин и др., 1973; Парунин и др., 1974; Лавров, 1975]. Поэтому финальный этап последнего оледенения Баренцева шельфа относится А. С. Лавровым к периоду не древнее молодого дриаса и стадии сальпаусселькя I.

Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток (XIV) в максимальную стадию оканчивался крупной Печорской лопастью в нижнем течении Печоры, на более поздних этапах деградации и финальном — Малоземельской лопастью. Льды сохраняли во время существования потока меридиональное направление движения. Границами потока служили на западе возвышенности п-ова Канин и Северного Тимана, а на востоке — Новая Земля. Печорская лопасть имела ряд языков, как периферических, так и внутри внешнего пояса.

Пояса краевого рельефа Печорской низменности представлены полным комплексом форм ледникового морфогенеза (озы, камы, друмлины, напорные морены, морены выдавливания, ложбины стока и др.). Внешний пояс и краевые образования периферических языков являются, по мнению А. С. Лав-

¹ См.: Атласов Р. Р., Букреев В. А., Левина Н. Б., Останин В. Е. Особенности рельефа краевой зоны валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978.



рова, гляциоморфологическими аналогиями таких же образований Мезенской лопасти.

Краевые образования более поздней Малоземельской лопасти соответствуют по морфологии и строению поясам Варшской лопасти, что указывает, по мнению А. С. Лаврова, на их хронологическое единство. Синхронность развития Малоземельской и Варшской, а также Печорской и Мезенской лопастей подтверждается данными радиоуглеродного анализа и по Печорской лопасти. Они свидетельствуют о том, что максимальное распространение ледника произошло позднее 36 тыс. лет назад, а распад льдов максимальной стадии происходит в начале бёллинга. Полный распад ледникового фронта, по мнению А. С. Лаврова, имел место только в пребореале, так как в приустьевой части Печоры в разрезе Мархида им установлены перекрытые мореной озерные отложения с растительными остатками (древесина), имеющими датировки по C^{14} в интервале примерно 9900—8800 тыс. лет назад [Гросвальд и др., 1974; Арсланов и др., 1975].

Льдами Северо-Восточного сектора питался Новоземельско-Колвинский ледниковый поток (XV). Он оканчивался Колвинской лопастью, оставившей мощные краевые образования на своем западном крыле и во фронтальной части — валы холмисто-грядового рельефа напорного типа с отторженцами. В районах, прилегающих к Пай-Хою, существовала небольшая Усинская лопасть, а в финальный этап оледенения образовалась Большеземельская лопасть, оставившая маргинальный пояс из крупных валов, относительной высотой 30—50 м и шириной 3—7 км и грядового микрорельефа, как показали исследования А. С. Лаврова. Для рельефа гляциодепрессий характерны поля и полосы камового рельефа, а между гляциодепрессиями расположены платообразные массивы, которые, по мнению указанного автора, являются результатом компенсационных гляциоизостатических поднятий блоков литосферы, ограниченных зонами древних дизъюнктивных нарушений.

Дегляциация центральной области Скандинавского ледникового покрова — Фенноскандии. Самые древние материковые краевые образования Фенноскандии расположены на территории Южной Швеции (рис. 14). Здесь они окаймляют Южно-Шведскую (Смоландскую) возвышенность и относятся к южно-шведской стадии, наступившей в период времени между бёллингом и аллерёдом¹. Эти краевые образования представлены водно-ледниковыми дельтами, редко моренными грядами.

Более молодые по возрасту краевые образования, называемые в Швеции среднешведскими моренами, в Южной Норвегии моренами ра, в Финляндии грядами сальпаусселькя, пересекают Швецию на широте Стокгольма [Donner, 1966; Mangerud, 1974; Anundsen, 1972]. Они тянутся вдоль юго-восточного, западного и северного побережий Норвегии, продолжают

РИС. 14. Положение краевых образований и ледораздела

А — расположение позднеледниковых краевых образований и ледораздела на территории Фенноскандии по Андерсену (Andersen, 1975) с уточнениями авторов. 1 — граница распространения льдов во время максимума валдайского оледенения; 2 — краевые образования молодого дриаса; 3 — то же, пребореального времени; 4 — ледораздел Скандинавского ледникового покрова. Б — расположение трех систем (I, II, III) краевых образований сальпаусселькя в Финляндии по Глюккерт (Glückert, 1975). 1 — общее направление движения льда; 2 — направление движения льда во время локальных подвижек в течение молодого дриаса

отсюда на территорию СССР, образуя в целом подобие эллипса. Их возраст трактуется как молодой дриас (см. рис. 14).

В Швеции краевые образования молодого дриаса группируются в несколько гряд шириной до 50 км, пересекающих озера Венерн в южной части и Веттерн примерно посередине. В западной части краевые образования построены несколькими грядами, а в восточной ледниковый фронт отступал, не образуя конечных морен [Mögnér, 1969].

На юго-востоке Норвегии конечные морены молодого дриаса прослежены в районе Осло-фьорда, Лангесунн-фьорда до Гристада. К западу от него краевая зона молодого дриаса отходит от побережья и прослеживается дальше в виде отдельных гряд, сложенных мореной [Последний Европейский ледниковый покров, 1965].

На западном побережье Норвегии положение края льда во время молодого дриаса устанавливается благодаря исследованиям отдельных гряд конечных морен. Наиболее хорошо изученным является район Букнфьорда, в Юго-Западной Норвегии, между Бергеном и Ставангером. Реконструкция положения ледникового края и периодизация позднеледниковья базируются здесь на большом количестве радиоуглеродных датировок, полученных по раковинам. Так, в районе Бергена морены молодого дриаса перекрывают осадки аллерёда, содержащие богатую фауну фораминифер, охарактеризованные палинологически и датированные радиоуглеродным методом (даты от $12\,220 \pm 150$ до $10\,230 \pm 180$) [Mangerud, 1977]. Осадки аллерёда залегают здесь в свою очередь на морене, связываемой с подвижкой льдов, начавшейся уже в конце бёллинга². Во внутренней части района Букнфьорда между Бергеном и Ставангером, судя по стратиграфическим данным и радиоуглеродным датировкам (сделанным по перекрытым мореной костям китов), ледник в древнем дриасе продвигался к северо-западу (от 12 380 до 11 530 лет назад). Затем край льда отступил к верхнему концу фьорда и изменил направление движения на южное. Это произошло, по мнению К. Анундсена, в начале стадии ра (молодой дриас — 11 630 лет назад).

¹ Более древние краевые образования находятся в пределах пельфа.

² Норвежскими исследователями проводится двучленное деление дриаса на древний и молодой. Древний дриас по их схеме следует за бёллингом [Mangerud, 1977].

Во время молодого дриаса оледенение было достаточно большим, нунатаки встречались редко. В начальную фазу оледенения ледники, располагавшиеся в долинах впадавших в фьорды рек, сливались и образовывали ледник подножия. Этот ледник распался на отдельные долинные ледники. Морены молодого дриаса известны также в Западной Норвегии в районе Восс-Викафьелль, где они образовались при движении льда в западном и юго-западном направлении [Mangerud, 1977]. Морены молодого дриаса прослежены и севернее Бергена до Согне-фьорда.

В центральной части западного побережья Норвегии морфология краевых образований молодого дриаса определяется характером доледникового рельефа. Так, в расчлененной фьордами области Хамдален ледник распадался на долинные ледники разного размера. Вершины гор оставались в виде нунатаков. Непрерывных конечных морен здесь нет. Южнее, в области более спокойного рельефа, край ледника лежал выше уровня моря. Здесь краевые образования прослеживаются непрерывно. В районе Тронхейм-фьорда, по данным этих же авторов, развиты дельты, перекрытые флювиогляциальными и моренными отложениями. Возраст краевой зоны Тронхейм-фьорда определяется на основании датировки по C^{14} в $11\,290 \pm 1190$ лет назад.

В Северной Норвегии морены молодого дриаса — тромсё-люнген расположены в устьевой части некоторых крупных фьордов, например Офот-фьорда вблизи Нарвика [Andersen, 1975]. Часть из них находится под водой. Во время подвижки льдов в молодом дриасе некоторые горные массивы оставались нунатаками. К этому же времени относится образование многочисленных ледниковых цирков в высоких горах. Ледники цирков образовали крупные конечные морены. Граница снеговой линии в стадию тромсё-люнген располагалась на высоте соответственно 550 ± 50 и 525 ± 50 м в южной и северной частях крайнего севера Норвегии, т. е. ниже границы современного оледенения. Главная береговая линия и комплекс морской фауны с *Portlandia arctica* сопоставляется с моренами тромсё-люнген.

В окрестностях Варангер-фьорда и прилегающих районах Финляндии и СССР также известны краевые образования молодого дриаса, группирующиеся вместе с таковыми раннего дриаса в пять главных систем, имеющих возраст от 12 400 до 10 100 лет назад.

Лучше всего выражены краевые образования молодого дриаса на территории Финляндии, где они представлены давно известными в литературе грядами сальпаусселькя, простирающимися с юго-запада на северо-восток и образующими три крупные параллельные цепи. Считалось, что гряды формировались в основном в субаквальных условиях, поскольку край ледника находился в балтийском ледниковом озере, имея характер дельт или сложнопостроенных водно-ледниковых форм [Ramsay, 1924; Нуурпää, 1951]. Дегляциация Южной Финляндии, где развиты краевые образования сальпаусселькя, рассматривается многими исследователями [Нуувäгinen, 1971; Okko, Perttunen, 1971; Glückert, 1975]. Сальпаусселькя I образована двумя ледниковыми языками в результате подвижки края льда. Сальпаусселькя II и III сформировались при стационарном положении ледникового покрова. Сальпаусселькя II местами состоит из трех гряд. Последние построены моренами, флювиогляциальными дельтами различной формы, озами и песчаными буграми [Glückert, 1975].

В районе г. Лахти (у южного окончания Пяйянне) и Яманканга сформировались межъязыковые угловые массивы, представленные главным образом формами мертвого льда. Среди последних имеются формы типа флювио- и лимногляциальных камов [Okko, Perttunen, 1971].

Краевые образования пребореального возраста в Скандинавии располагаются вблизи краевых образований молодого дриаса и восстановлены лишь на отдельных участках. Пребореальные морены (9—10 тыс. лет назад) располагаются в верховьях фьордов. Установлено, что наибольшую протяженность они имеют на северо-западе Норвегии. Граница оледенения в это время располагалась на 275 ± 50 м ниже границы современного оледенения [Andersen, 1975].

В Юго-Западной Норвегии также известны краевые образования, сформированные очень активными льдами, возраст которых моложе краевых образований ра. Они относятся К. Анундсену [Anundsen, 1972] к подстадиям трольгарен, блофьелль. Для Хардангер-фьорда также установлены отдельные конеч-

ные морены этого же возраста. Граница положения края оледенения в пребореале установлена главным образом не по гляцио-морфологическим данным, а по данным палинологического и радиоуглеродного методов [Нуувäгinen, 1973]. Дальнейшая деградация оледенения шла по горно-долинному типу. Следует отметить, что и в раннем голоцене, например в бореальный период, имелись осцилляции ледникового края [Alhonen Pentti, 1971].

Характер деградации последнего оледенения на Кольском полуострове определялся общим ходом дегляциации Фенноскандии. В максимальную стадию оледенения льды, поступавшие сюда из северной Швеции, растекались на западе полуострова несколькими языками на северо-восток. Льды, направлявшиеся на север, выходили за пределы современной суши, сливаясь, по-видимому, со льдами Баренцевоморского шельфа. На востоке продвижению льдов препятствовал Понойский ледниковый щит, который в максимальную стадию также находился за пределами суши. По-видимому, в период сокращения оледенения — «второй этап» по А. Арманду [Н. Арманд, М. Граве, 1969] — сформировался в основном ледниковый рельеф, маркирующий положение северных и южных ледниковых языков, при этом краевые образования Понойского щита, по Н. Арманд [Структура и динамика. . ., 1977], на юго-западе сливались с аккумулятивным рельефом языков Кольской лопасти. В зоне стыка у западной границы щита возникла широкая зона ледникового, аккумулятивного моренного и камового рельефа.

Формирование сложнопостроенных ледниковых и водно-ледниковых краевых образований Терские Кейвы на южной и юго-восточной границе Понойского щита происходило, по мнению Н. Н. Арманд, в течение обоих этапов, так как распространение льдов в южном направлении было ограничено Кольской лопастью.

По данным А. А. Никонова [1964], в среднем дриасе была подвижка льдов, после чего последовала деградация покрова, которая ускорила под влиянием ингрессировавшего моря. Произошло быстрое расчленение и омертвление льда на северо-востоке полуострова, чему способствовало и наличие горного рельефа.

Льды, поступавшие на Кольский полуостров из Скандинавии, сохраняли активность до времени формирования краевой зоны сальпаусселькя. Согласно А. Д. Арманд [Арманд и др., 1969], она проходит в юго-западной части полуострова (между оз. Вуоярви и верховьями Ены), где имеет меридиональное направление и представлена изометричными формами аккумулятивных морен.

В аллерёде или начале молодого дриаса произошло, по мнению ряда исследователей, отчленение льда центральной и восточной частей полуострова, и воды Белого и Баренцева морей соединились через Кандалакшскую губу, оз. Имандра, долину Колы и Кольский залив [Лаврова, 1960]. В пребореальное и бореальное время происходило таяние отдельных частей льда на востоке полуострова.

Анализ имеющегося материала показывает, что присущая последнему ледниковому покрову радиальная структура была в значительной мере обусловлена характером подледного рельефа, во многих случаях связанного с дочетвертичным. Огромную роль в распространении ледникового покрова играли депрессии Балтийского моря и его заливов, впадины Белого моря и его заливы, а также впадины Ладожского и Онежского озер. Подвижные в тектоническом отношении депрессии, испытывавшие во время оледенения движения отрицательного знака, оказались наиболее удобным ложем для особенно активных потоков льда (депрессия нижнего Одера и депрессия Печоры).

Ледораздельным зонам первого порядка — между потоками и лопастями — в современном рельефе большей частью соответствуют возвышенности сложного строения, например Видземская, Хаанья, Отепя на границе Балтийского и Чудского потоков, Витебская, Невельская, Городокская, Бежаницкая, Судомская на границе Чудского и Ладожского потоков. Эти возвышенности, формирующие радиальные ледораздельные зоны, получили название островных. Сложность строения ледораздельных возвышенностей обусловлена тем, что они формировались в течение не только последнего, но и более древних оледенений. В конце последних этапов деградации ледникового покрова многие из них были нунатаками.

Ледоразделы первого порядка чаще всего существовали на протяжении всех этапов деградации ледникового покрова после его максимального распространения.

Обращает на себя внимание, что возвышенности, расположенные на дистальной стороне ледораздельных зон, имеют, как правило, приподнятый цоколь дочетвертичного или четвертичного происхождения. Отдельные возвышенности, приуроченные к проксимальной стороне этих ледораздельных зон и образовавшиеся на конечном этапе дегляциации, соответствующего поднятия в довалдайском рельефе не имеют. Их возникновение было уже предопределено положением основных структурных частей ледникового покрова — потоков и лопастей в предшествовавшие этапы дегляциации.

Мощность четвертичных отложений в пределах островных возвышенностей, за исключением тех, которые образовались на финальном этапе деградации оледенения, превышает 100 м. Особенностью их является неоднородный морфогенетический облик: сочетание различных типов ледникового и водно-ледникового рельефа и многоярусное строение. Такие формы рельефа, как «звонцы», гряды конечных морен (часто образующие «вилки»), камы, приурочены к определенным высотным уровням — ярусам. Сложность морфогенетического строения возвышенностей основных ледораздельных зон справедливо объясняется тем, что они сначала формировались в условиях подледной аккумуляции морены, будучи очагами аккумуляции, а затем в начале регрессии ледникового покрова здесь в образовавшихся трещинах происходила внутриледниковая аккумуляция [Аболтыньш, 1972]. В условиях деградации ледникового покрова преобладала аккумуляция по периферии возвышенностей, когда их центральные части уже служили нунатаками.

Ледоразделы второго и третьего порядков — между языками и микроязыками — представлены в современном рельефе различно. Во-первых, это островные возвышенности меньшего масштаба и более простого строения, чем в ледораздельных зонах первого порядка. Примером могут служить довалдайсские возвышенности на южной окраине территории, занимавшиеся льдами Чудского потока, Кубличская, Пышногорская и другие, достроенные более молодыми ледниковыми образованиями во время деградации льдов максимальной стадии, а также возвышенности типа Баклановско-Слободской Ладожского потока, образованные сочетанием угловых массивов с грядовым и холмисто-грядовым рельефом. Во-вторых, клиновидные угловые массивы, особенно характерные для померанского (поморского, вепсовского) этапа деградации льдов, или срединные морены, выраженные в рельефе как одна гряда. Ледораздельные зоны между потоками и их лопастями ориентированы в направлении к центру оледенения, а ледоразделы второстепенного значения в основном по направлению к оси потоков, что отражает радиальное строение последнего европейского ледникового покрова и является его главной особенностью.

Этапы дегляциации ледниковых потоков маркируются поясами краевых образований, каждый из которых состоит из серии краевых зон. На территории Среднеевропейской равнины выделяются три главных пояса краевых образований: 1) бранденбургский, или лешненский, связанный с максимальным распространением льдов; 2) франкфуртский или познаньский; 3) померанский, или поморский. Все они относятся к поздне-вислинскому, или позднебалтийскому времени, начавшемуся около 20 тыс. лет назад.

На Русской равнине, за исключением ее северо-восточной части, выделяются также три пояса: 1) сформировавшийся во время деградации льдов максимальной — бологовской стадии и ее фаз, соответствующих бранденбургскому и франкфуртскому этапам дегляциации (краевые образования предельного распространения льдов — бологовские — не образуют сплошного хорошо выраженного пояса); 2) связанный с вепсовско-крестецким временем; 3) сформировавшийся в лужско-невское время (в позднеледниковье).

Позднеледниковый этап дегляциации одним исследователями принимается со времени отступления льдов от главной померанской (поморской, вепсовской) краевой зоны, другими — с лужского времени. В пользу правильности второй точки зрения говорит положение лужской морены между органогенными осадками, датированными по C^{14} (подморенные отложения раунисского интервала имеют возраст $13\,390 \pm 500$ лет назад, надморенные осадки бёллинга $12\,650 \pm 500$ ТА—57). Краевые образования северо-восточной части Русской равнины объединяются в несколько поясов, сопоставление которых с краевыми поясами более западных потоков в настоящее время затруднительно из-за недостатка стратиграфических данных. Проведенные в последние годы исследования подморенных органогенных

отложений с определением их возраста методом C^{14} показали, что три северные краевые зоны, созданные льдами Варшской, Малоземельской и Кулойской лопастей, очень молоды. Формирование южной из них началось в среднем дриасе, а самая северная образовалась в конце пребореального и в бореальное время.

Эти данные могут свидетельствовать о некоторой асинхронности этапов деградации ледниковых потоков Шведско-Финско-Карельского, Баренцевоморского и Северо-Восточного секторов.

Положение границы максимального распространения последнего ледникового покрова и конфигурация края ледниковых потоков почти всюду зависели от подледного рельефа.

Вблизи границы предельного распространения ледникового покрова мощность льдов была, по-видимому, повсюду невелика. Поэтому наиболее высокие участки довалдайского (довислинского) рельефа, расположенные в пределах территории, покрывавшейся льдом, часто были нунатаками. Они установлены для Балтийского, Чудского, Ладожского ледниковых потоков и отдельных потоков Северо-Восточного сектора.

Краевые образования, сформировавшиеся во время максимального распространения льдов, имеют всюду, за исключением западного и восточного Притиманья, прерывистый характер. Они представлены в основном небольшими по площади и высоте формами. Это аккумулятивные конечные морены, часто насыпные, сложенные преимущественно песчано-гравийным материалом. Отмечаются размытые и погребенные формы. В области развития пассивного маломощного льда вблизи границы оледенения в периферической зоне на южном склоне ледникового покрова часто присутствуют только краевые образования, созданные мертвым льдом. Напорные образования в периферической зоне единичны. Они известны только там, где активные ледниковые языки вклинивались в узкое пространство между участками высокого доледникового рельефа. Это имело место, например, на южной окраине Рижской ледниковой лопасти. Такой характер образований (особенности строения, морфологии и прерывистое развитие) указывает на кратковременность активной фазы ледникового покрова в период его предельного распространения. Наоборот, в двух восточных секторах — Баренцевоморском и Северо-Восточном краевые образования максимального распространения были созданы активным льдом. Они представлены широким поясом холмистого и грядово-холмистого рельефа аккумулятивного типа или валами напорного характера.

Ледниковыми языками вблизи края льда были оставлены формы рельефа, не встречающиеся в западных секторах покрова — это друмлинообразные холмы и флютинг-морены. Но в период деградации льдов максимальной стадии — на франкфуртском (познаньском, едровском) этапе — на северо-западе Европейской части СССР, покрывавшейся последним ледниковым покровом, были сформированы более мощные краевые образования и межъязыковые возвышенности. Здесь по-прежнему преобладают аккумулятивные насыпные формы. Однако роль напорных образований несколько увеличивается. На западном, южном и юго-восточном склонах ледникового покрова деградация льдов в это время была фронтальной. На отдельных участках отмечается стабилизация края льда с тенденцией к выдвиганию отдельных языков. По мере отступления края льда роль подледного рельефа возрастала. Отдельные островные возвышенности становились нунатаками, а к их склонам приспособлялись ледниковые язычки. Этот процесс все увеличивающейся дифференциации края ледникового покрова особенно отчетливо проявился начиная с померанского (поморского, вепсовского) времени.

Начиная с померанского времени размеры ледникового покрова начали сильно уменьшаться. Отдельные ледниковые лопасти перестали существовать или трансформировались в ледниковые языки (Мологская), возникли новые лопасти (Беломорско-Онежская), исчезли ледниковые языки, существовавшие во время предыдущих этапов деградации, а другие несколько изменили направление движения. В это время стали терять свое значение некоторые из главных ледоразделов (северо-западная оконечность Ветреного Пояса). Таким образом, для этого этапа характерны локальные изменения структуры ледникового покрова.

Померанские краевые образования имеют фестончатый характер, свидетельствуя о существовании многочисленных языков и микроязыков, между которыми формировались угловые массивы. Они представлены главным образом напорными мо-

ренами с отторженцами с гляциодислокациями. Этот этап для всей рассматриваемой территории был трансгрессивным. Возникшие в это время краевые образования нередко срезают более древние или прорывают их. Дистальным краевым образованиям померанского времени (как показали исследования Куршской, Рижской, Ладожской лопастей) соответствует горизонт основной морены. Краевым образованиям всего пояса этого этапа соответствуют несколько локальных горизонтов морены, выклинивающихся в проксимальном направлении. Малоактивные ледники в померанское время были единичными. Вблизи померанских расположены крестецкие (среднелитовские) краевые образования, которые объединяются с первыми в один пояс. Динамика края льда в это время практически не отличалась от характерной для померанского этапа дегляциации.

В более поздние этапы деградации ледникового покрова (лужское и невское время) образовался пояс краевых зон в пределах Русской равнины, где край льда располагался южнее, чем на западе. Одновозрастные краевые образования в ГДР и Польше наблюдаются в основном уже в пределах котловины Балтийского моря. Ледниковые языки, занимавшие отдельные понижения в доледниковом рельефе, сохраняли активность в трансгрессивную фазу (языки Куршской, Рижской лопастей, Лужский язык Ловатской лопасти и другие), но быстро отмирали, образуя разнообразные формы мертвого льда. Распад на глыбы пассивного льда происходил и в межъязыковых пространствах, поэтому роль форм мертвого льда в строении краевых образований этого времени в целом возрастает.

Различия в рельефе краевых зон трех крупных поясов (максимального, веповского и позднеледникового), выделяемых на западном, южном и юго-восточном склонах последнего ледникового покрова, связаны в первую очередь с динамическими причинами и климатическими условиями дегляциации.

Три северных пояса краевых образований Притиманья (внешний, главный, внутренний) возникли, как уже отмечалось, позднее, чем упомянутые пояса краевых образований к западу от них; судя по имеющимся к настоящему времени радиоуглеродным датировкам, начиная со среднего дриаса. Они отличаются большим участием в их составе форм активного льда и трансгрессивным характером создавшего их льда. Их хорошая морфологическая выраженность и выдвигание на юг по отношению не только к краевой зоне позднего дриаса на западе, но и по отношению к невской краевой зоне свидетельствуют о том, что они связаны скорее всего с ледниковым покровом Баренцева шельфа, продвигавшимся в это время на северо-восток Русской равнины.

В течение всего времени существования последнего ледникового покрова в пределах западного, южного и юго-восточного склонов скандинавского ледникового покрова на большей части территории не происходило резкой перестройки структурного плана. Положение второстепенных ледоразделов часто сохранялось в течение всего оледенения. Только оси ледораздельных зон «разворачивались» в северо-западном направлении по мере дегляциации, что начало особенно сильно проявляться с померанского этапа. Последнее свидетельствует, что в течение периода деградации оледенения происходило изменение

АКТУАЛИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЕВРОПЕЙСКОГО ПОВЕРХНОСТНОГО ЛЕДНИКА

К настоящему времени накоплен достаточно обширный материал полевых измерений по балансу льда и воды всех основных современных ледниковых районов Земли. Форма и размеры большей части современных ледников известны с большой точностью, позволяющей во многих случаях улавливать небольшие изменения массы льда (т. е. сальдо баланса) даже за короткие отрезки времени. Однако применение всех этих данных для решения проблем великих древних оледенений Земли значительно задерживается, что, по нашему мнению, объясняется тремя главными причинами.

Первая заключается в незавершенности теории колебаний ледников как в отдельных звеньях, так и в целом. В фундаментальных уравнениях П. А. Шумского [1969], описывающих движение и изменения ледников, баланс льда и тепла на их поверхности фигурируют в качестве эмпирически заданных граничных условий. В действительности, очевидно, эти условия функционально изменяются в соответствии с изменениями климата. При этом даже в условиях относительно стабильного планетарного климата его параметра над ледником по мере

направления движения льдов с меридионального, характерного главным образом для максимальной стадии, на северо-западное, которое было наиболее четко выражено к концу позднеледникового времени.

На восточном склоне Европейского ледникового покрова, напротив, его структура менялась в связи с возникновением в конце оледенения молодых и очень активных ледниковых лопастей, направление движения которых было в несогласии с прежним гляциодинамическим планом.

Обращает на себя внимание, что в течение всего оледенения наиболее активными были западные фланги ледниковых потоков и лопастей, что проявилось в строении созданных ими форм. Эта закономерность отмечается для всех этапов дегляциации форм, начиная с периода деградации максимальной стадии.

В целом анализ материала, характеризующего строение краевого ледникового рельефа, созданного Европейским ледниковым покровом, показывает, что его дегляциация отличалась сложным характером: фронтальная сменялась ареальной. Строение основных поясов краевого рельефа неодинаково. В пределах пояса краевых образований, состоящего из нескольких краевых зон, многократно чередуются зоны с преобладанием насыпных форм конечного-моренного рельефа, с признаками напора, зоны рельефа мертвого льда. Анализ ледникового рельефа позволяет сделать вывод о мощности льда в его краевой части. Так, в периферической зоне ледникового покрова вблизи его границы мощность льдов оценивается в 100—150 м. Во время дегляциации в максимальную стадию, на веповско-крестецком этапе, она составляла, по-видимому, несколько сот метров. С лужско-невского этапа мощность льда в краевой части снова начала уменьшаться, на что указывает обтекание льдом сравнительно невысоких островных возвышенностей.

Особенностью главных этапов дегляциации последнего Европейского ледникового покрова на территории Среднеевропейской равнины является концентрация стока талых ледниковых вод в древних продолинах, располагавшихся параллельно краю ледника. Сток по ним осуществлялся в направлении Северного моря. На Русской равнине деградация ледникового покрова сопровождалась образованием обширных приледниковых и внутриледниковых водоемов.

Из сравнения темпов дегляциации отдельных ледниковых потоков следует, что сопоставление краевых зон второстепенного значения, число которых в пределах различных динамических частей ледникового покрова может быть различным, затруднительно. Однако краевые пояса, сформированные во время основных этапов дегляциации в максимальную стадию, веповско-крестецкий и лужско-невский этапы, на западном и южном склонах последнего ледникового покрова могут быть сопоставлены, поскольку он отступал, преимущественно находясь в активном состоянии при преобладании фронтальной дегляциации и сохранении целостности ледникового тела. О сохранении активного состояния льдов ледникового покрова и на последних этапах дегляциации свидетельствует характер краевых образований Фенноскандии, сформированных сначала единым ледниковым покровом, а затем горно-долинными ледниками.

Изменения последнего должны значительно и закономерно изменяться. В этом случае задача о колебаниях ледников сводится к решению систем уравнений динамической гляциологии и теории климата. Дальнейшее усложнение задачи неизбежно приводит к необходимости учета взаимосвязанных изменений по крайней мере четырех сред — атмосферы, гидросферы, литосферы и оледенения. Такая сложная система в принципе может быть количественно изучена с помощью методов кибернетики и при неполном знании ее структуры и функционирования. Но для этого необходимо иметь достаточно точную информацию о входе и выходе системы (или только о выходе, если есть уверенность в том, что система авторегулирующаяся). Нам представляется, что необходимо еще в течение нескольких веков вести измерения основных геофизических процессов, чтобы кибернетическая модель указанной сложной системы смогла приблизиться к истине. Впрочем, повышение точности и надежности палеогеографической информации может значительно сократить этот срок.

Вторая причина, как нам кажется, связана с сомнениями в применимости принципа географического актуализма к вопросам палеогляциологии. Древние покровные ледники как Европы, так и Америки эволюционировали главным образом на суше, имея развитую область абляции. Два крупнейших из современных покровных ледников со всех сторон окружены морем, и механическая абляция в виде откола айсбергов является в Антарктиде основной, а в Гренландии существенной частью расхода льда. Кроме того, в период своего максимального развития древние ледниковые покровы занимали значительно более низкие географические широты, чем современные.

Третья причина состоит в том, что обширные и разнообразные, но крайне неоднородные палеогеографические факты систематизированы еще не настолько, чтобы служить вполне достаточной базой для построения геофизической модели. Если границы распространения древних ледниковых покровов, особенно последнего, достаточно известны, то достоверные свидетельства о толщине льда, размерах зон аккумуляции и абляции, движении ледников не однозначны или совсем отсутствуют. Важные для реконструкции баланса льда палеоклиматологические данные еще не имеют достаточной точности.

В настоящее время нам кажется целесообразным остановиться на построении наиболее простых моделей, исходя из свойственных современным ледниковым образованиям закономерностей, отражающих наиболее существенные стороны сложного процесса развития и деградации Великих древних материковых оледенений. В наше время мы обладаем надежными количественными характеристиками формы современных ледников в чрезвычайно широком спектре их размеров, а также весьма широким спектром данных о климатических условиях оледенения. Это и создает благоприятные предпосылки для актуалистического подхода и позволит наиболее полно использовать имеющийся эмпирический материал при отсутствии законченной теории. Рассмотрение организованного таким образом материала в палеогеографическом плане дает возможность оценить составляющие водно-ледового баланса древних покровных ледников по величине с соответственной вероятностью. Такой подход является актуалистическим в вероятностном понимании: отклонения от ныне наблюдаемого возможны в прошлом, но чем они больше, тем менее вероятны.

Основные характеристики баланса воды и льда современных ледников

Прежде чем перейти к рассмотрению собственно водно-ледового баланса современных ледников, остановимся на анализе формы современных ледниковых покровов. П. А. Шумский [1969] доказал, что форма поверхности ледника функционально зависит от полей скорости питания (или сальдо баланса льда в точке), реологических характеристик, определяемых в основном температурой льда, трения на ложе и формы ложа. В природе все эти факторы в той или иной степени взаимосвязаны. Как мы увидим, несомненно тесная взаимосвязь формы (а значит, и характерного размера) покровного ледника с гляциоклиматическими факторами — скоростью питания и температурой поверхности, а значит, и всей массы льда. Можно также предположить, что форма ложа в результате длительного пребывания подо льдом в известной степени приходит в соответствие с ледником благодаря экзарационным, аккумулятивным и изостатическим процессам. Трение на ложе также трудно себе представить вполне независимым от формы и размера ледника, с которыми оно, несомненно, связано хотя бы через температурное поле и «эффект шлифовки». Эти достаточно общие и качественные соображения говорят о целесообразности поиска статистической зависимости между формой и размером покровных ледников.

Информация о толщине ледников пока не является массовой, необходимой для применения статистических методов, поэтому здесь мы используем лишь материалы о гипсометрии их поверхности. Выбирались разрезы от ледораздела до края покрова таким образом, чтобы в форме ледника не было видимых нарушений, вызванных подледным рельефом. Вторым требованием к исходным разрезам было их окончание на уровне моря или на достаточно плоской равнине. Третье требование — наличие вдоль по разрезу дополнительной информации, прежде всего о скорости питания и температуре поверхности. Нами использованы три антарктических разреза (Советская — Мирный, ледораздел — Элсуэрт, ледораздел —

Молодежная), три гренландских (от ледораздела на запад в южной, средней и северной частях ледника) и целый ряд меньших по длине разрезов через покровы и купола Арктики и Антарктики.

На рис. 15, 16 представлены в логарифмических масштабах зависимости максимальной H_m и средней H высоты поверхности ледника от длины разреза L . Без дополнительных обоснований мы приняли линейный интерполяционный закон для графиков на рис. 15, 16. Среднеквадратическое отклонение величин $\lg H$ и $\lg H_m$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n-2} \left[\sum \Delta y^2 - \frac{(\sum \Delta x \Delta y)^2}{\sum \Delta x^2} \right]}, \quad (1)$$

где Δy — отклонение от среднеарифметического логарифмов соответствующей функции, Δx — отклонение от среднеарифметической логарифмов аргумента L , n — объем выборки. Мы получили $\sigma_{\lg H} = \pm 0,10$, $\sigma_{\lg H_m} = \pm 0,12$. С учетом объема выборок [Бейли, 1964] отклонение с обеспеченностью 5% составляет соответственно $E_{5\%}(\lg H) = \pm 2,15 \sigma_{\lg H} = \pm 0,215$; $E_{5\%}(\lg H)_m = 2,15 \sigma_{\lg H_m} = \pm 0,258$. На рис. 15, 16 пунктирными линиями показаны зоны, в пределах которых отклонение рассчитываемой величины от средней для современных покровов зависимости обеспечено более чем на 5%.

В соответствии с вышепринятой аппроксимацией запишем

$$H = f_1(L) = a_1 L^{c_1}; \quad H_m = f_2(L) = a_2 L^{c_2}. \quad (2)$$

Известно [Капица, 1958], что весьма общим уравнением поверхности покровных ледниковых является

$$\frac{l^2}{L^2} + \frac{h^n}{H_m^n} = 1, \quad (3)$$

где l и h — текущие координаты длины и высоты. С учетом (2) имеем

$$\frac{H}{H_m} = \frac{a_1}{a_2} L^{c_1-c_2} = \frac{1}{L^{1-2/n}} \int_0^L \sqrt{L^2 - l^2} dl = \varphi(L). \quad (4)$$

Решая (4) относительно n , получим $n = \varphi_1(L)$, т. е. с учетом (3) будем иметь осредненное уравнение поверхности. Реализация этого метода наталкивается на известные математические трудности. Однако положение облегчается анализом конкретных статистических выборок, природа сама как бы подсказывает выход. Для уравнений (2) методом наименьших квадратов находим $c_1 = 0,49$, $c_2 = 0,52$, $a_1 = 0,074$, $a_2 = 0,098$. Принимая, что в пределах ошибки измерений и вычислений $c_1 = c_2 = 0,5$, получаем $\frac{H}{H_m} = 0,755$. Это же соотношение для правильного эллипса равно 0,785. Так как величина H_m по сравнению с H значительно сильнее подвержена случайным колебаниям, мы сочли возможным, приняв для расчетов форму эллипса, соответственно исправить коэффициент a_2 , оставив остальные параметры (2) без изменений. В итоге окончательные формулы для дальнейшего анализа приобрели вид

$$H = 0,074 \sqrt{L}, \quad H_m = 0,094 \sqrt{L}. \quad (5)$$

Соответствие размеров и формы современных покровных ледников проявляется еще четче при использовании такой интегральной морфометрической характеристики, как площадь ледника F_x . Аппроксимируем форму покровного ледника в плане эллипсом с большой полуосью α и малой полуосью β . Площадь эллипса $F = \pi \alpha \beta$, причем если $\beta/\alpha > 0,5$, то величина $F' = \pi \left(\frac{\alpha + \beta}{2} \right)^2$ отличается от F менее чем на 10%. Будем считать, что $F = F'$. В этом случае, типичном для большинства покровов, $\frac{\alpha + \beta}{2} = L$ является характерным размером ледника и $F_x = \pi L^2$. Как мы видели, в среднем по многим разрезам максимальная высота современных покровных ледников над их краем $H_m = a_2 \sqrt{L}$. Следовательно, $F_x = \frac{\pi}{a_2^2} H^4$, т. е. площадь достаточно округлых в плане ледниковых покровов должна линейно зависеть от четвертой степени их максимальной высоты. На рис. 17 показана зависимость $F_x = a_3 H_m^4$, построенная на основании современных картографических данных. Методом наименьших квадратов была получена величина $c_3 = 4,0$ при среднеквадратическом отклонении $\pm 0,1$. Во всех приведенных выше морфометрических выкладках применена логарифмическая система координат. Об этом следует помнить

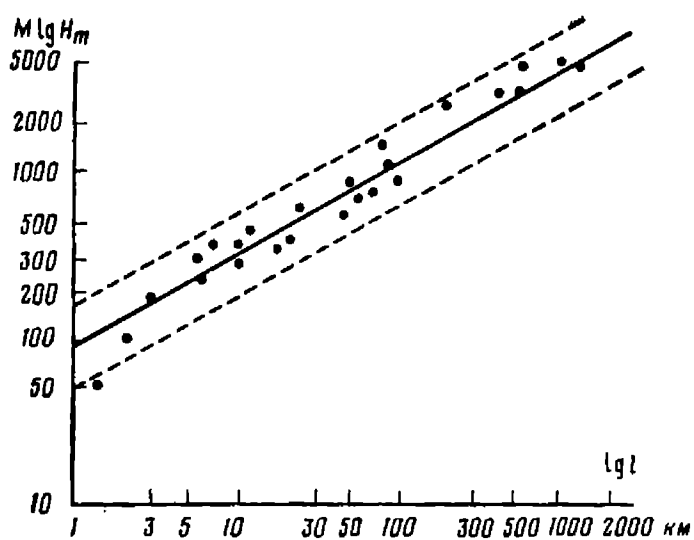


РИС. 15. Зависимость максимальной высоты поверхности H_m от характерного размера L для современных ледниковых покровов

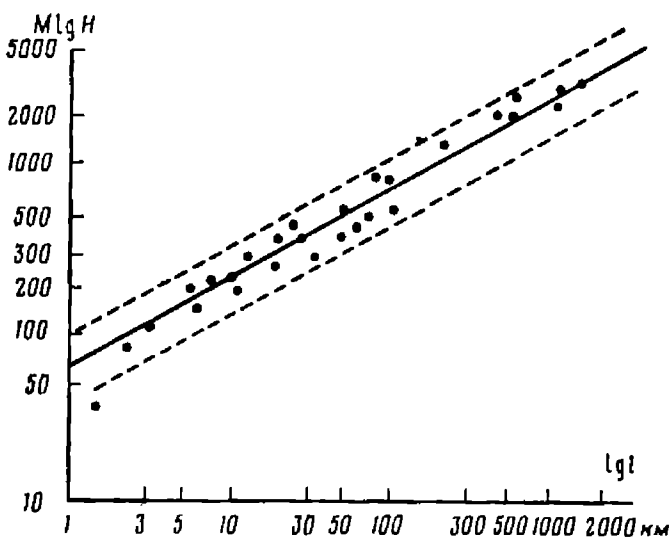


РИС. 16. Зависимость средней высоты поверхности H_m от характерного размера L для современных ледниковых покровов

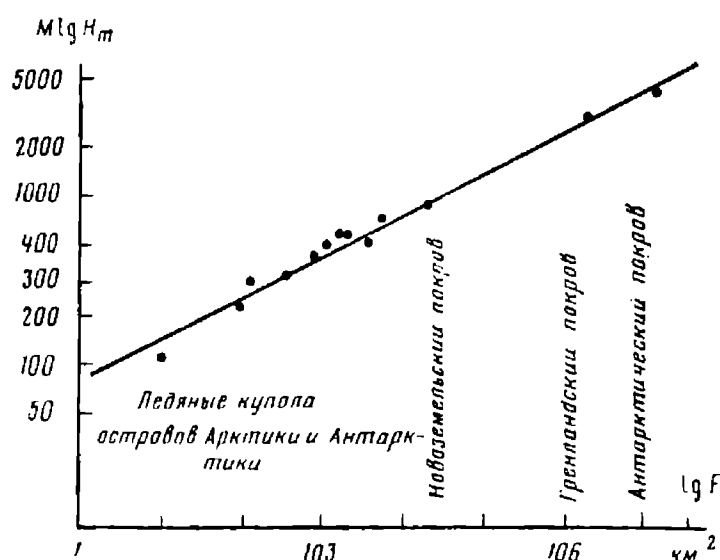


РИС. 17. Зависимость максимальной высоты поверхности H_m от площади F современных ледниковых покровов

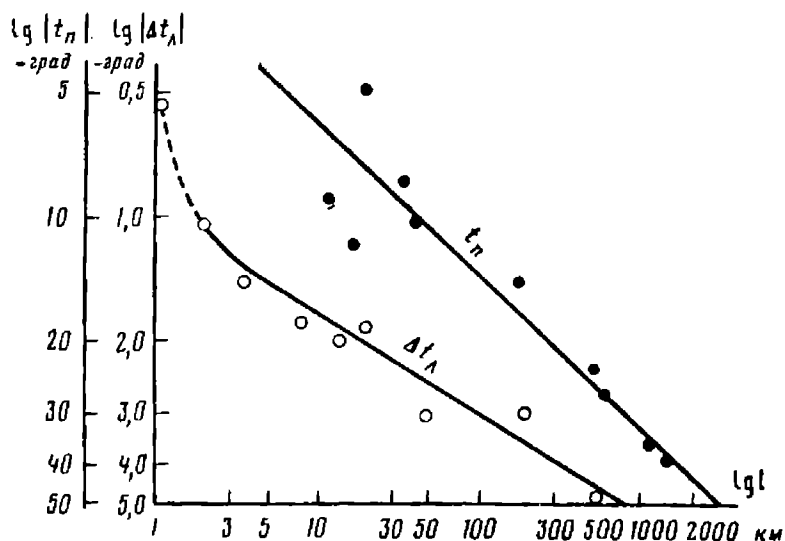


РИС. 18. Зависимость средней годовой температуры воздуха по разрезу t_n и охлаждения воздуха над ледником Δt_A от характерного размера современных ледниковых покровов

при рассмотрении рис. 15—17, создающих зрительную иллюзию высокой тесноты соответствующих зависимостей, которой в действительности нет. Однако, несмотря на многочисленные «помехи» (в виде неоднородностей рельефа, климата, береговой линии и др.), современные ледниковые покровы определенно обнаруживают тенденцию к правильной форме и к ее соответствию с размером. Таким образом, современные ледниковые покровы в среднем конформны: в природе сейчас не наблюдается небольших по размерам, но толстых, а также больших по размерам, но тонких покровов.

Анализ различных палеогеографических данных, проведенный в предыдущей части этой работы, показал, что в целом это положение относится и к древним ледниковым покровам Северной Европы. Однако в отношении краевой зоны имеются основания как палеогеографического, так и физического характера для того, чтобы предположить существование ледникового «прилавка». Такое предположение не отвергается и с актуалистической точки зрения. Действительно, нарушения эллиптичности профиля в вертикальной плоскости наблюдаются на многих современных ледниковых покровах. Формирование выводящих ледников и их лопастевидный разлив являются вообще одним из наиболее типичных гляциологических явлений современности. В то же время с актуалистических позиций трудно допустить длительное существование «прилавка» протяженностью (вдоль линий тока) порядка сотен километров. Приведенные выше геолого-геоморфологические факты, как нам кажется, и не требуют такого допущения. Достаточно представить себе, что лопастеобразование происходило на всех этапах эволюции Европейского ледникового покрова.

Необходимо отметить, что в статистических зависимостях, показанных на рис. 15, 16, отражены в значительной степени, а на рис. 17 — полностью все осложнения профиля ледниковых покровов современности, в том числе и локальное выполаживание у края. При этом эллиптическая в целом форма поверхности выявляется достаточно отчетливо. По-видимому, размер ледника является важным комплексным показателем, в значительной степени определяющим многие другие через систему взаимных и обратных связей, прежде всего с атмосферой и гидросферой.

На рис. 18 показана, в частности, зависимость среднегодовой температуры поверхности покровных ледников t_n (осредненной по длине разреза L) от длины разреза (масштабы на осях логарифмические). Физические причины существования такой зависимости достаточно ясны: 1) с увеличением L возрастает «полнота» трансформации натекающего на ледник относительно теплого воздуха; 2) с увеличением H уменьшается сальдо радиационного баланса поверхности; 3) происходит закономерное адиабатическое понижение температуры воздуха. Зависимость $t_n = f_3(L)$ достаточно тесная в правой части графика (рис. 18) и «рассыпается» в левой. Это вполне понятно, так как с уменьшением размера ледника все большую роль приобретает климатический фон. В целом же несомненно, что наиболее крупные ледниковые покровы являются и наиболее холодными. Существование такой закономерности, по-видимому, можно считать одной из существенных причин конформности современных ледниковых покровов. Закономерное понижение температуры, а значит и подвижности, с увеличением ледника способствует закономерному возрастанию его толщины.

Водно-ледовый баланс ледников в последние десятилетия явился объектом пристального внимания и тщательного изучения гляциологов. Здесь мы кратко осветим основные теоретические представления и экспериментальные данные по этому разделу гляциологии, необходимые для дальнейших палеогляциологических построений.

Мысленно вырежем в теле ледника вертикальную призму с единичным горизонтальным сечением на всю толщину ледника h от поверхности до дна. Скорость изменения массы этой призмы

$$\frac{\partial (\bar{\rho}_x h)}{\partial \tau} = b - \text{div}(\bar{\rho}_x \bar{V}_x h), \quad (6)$$

где \bar{V}_x , $\bar{\rho}_x$ — средние по h скорость движения и плотность ледника, τ — время, b — водно-ледовый баланс поверхности. Третье слагаемое представляет собой приток или отток массы из призмы за счет движения ледника и является, следовательно, предметом динамической гляциологии. Из (6) видно, что в данной точке ледник может утолщаться как за счет питания,

так и движения. При интегрировании (6) по всей площади ледника величина $\text{div}(\bar{\rho}_s \bar{V}_s h)$ сводится к 0, т. е. изменение массы ледника в целом обусловлено только водно-ледовым балансом его поверхности (в который в этом случае входит и краевой откол льда).

Рассмотрим более детально статьи водно-ледового баланса единой призмы за единицу времени, равную году:

$$b = X_s + X_l + X_h + U + D - E_p - E - Y \quad (7)$$

Твердые атмосферные осадки X_s для достаточно больших ледников, несомненно, являются важнейшей приходной составляющей баланса. В то же время экспериментальные данные об X_s , особенно по интересующим нас ледниковым районам, крайне недостаточны. Это объясняется, с одной стороны, редкостью измерительной сети, с другой — большими инструментальными ошибками всех без исключения действующих осадкомеров. Господствующие в ледниковых районах сильные ветры обуславливают очень малые (порядка градуса) углы наклона траекторий падения снежинок относительно горизонта и ледниковой поверхности. Такой характер движения выпадающих (еще не побывавших на поверхности) снежинок делает не вполне определенным само понятие твердых осадков, так как часто их, по существу, невозможно отделить от частиц метелевого снега (поднятого с поверхности). Вторым важным следствием такого движения является большая удаленность места выпадения снежинки от места ее образования, составляющая десятки и сотни километров (при скоростях ветра порядка 10 м/с и гидравлических крупностях снежинок порядка 10^{-1} м/с).

По данным измерений [Котляков, 1968; Ходаков, Моисеева, 1972; Даэмонд, 1964; Giovinetto, 1964; Koerner, 1966; Sagar, 1966; Mock, 1967; Løken, Andrews, 1966; Rundle, 1967; Soons, 1971], можно следующим образом охарактеризовать географические закономерности и порядок величин X_s . Наибольшие величины X_s наблюдаются в приморских горноледниковых районах Новой Зеландии (до 1000 г/см²), Аляски (более 400 г/см²), Скандинавии, Исландии, Камчатки, Южных Анд (более 300 г/см²). Во многих даже внутриконтинентальных горноледниковых районах (Кавказа, Памиро-Алая, Алтая, Альп) X_s превышает 200 г/см². Характерной географической особенностью является то, что ареалы больших X_s представляют собой достаточно узкие (порядка десятков км) полосы на макросклонах горных стран, обращенных к господствующим потокам атмосферной влаги. Все наиболее снежные горы расположены вблизи незамерзающего океана. Несомненно, главным процессом в формировании столь высоких величин X_s является орографически вынужденный подъем влажного воздуха. Благодаря ему X_s в горах в 5—15 раз превышает X на равнинах, окружающих соответствующие горные страны. Несколько меньше, но также велико это соотношение для годовой суммы осадков X . Так, фоновые величины для равнин Северной Европы составляют $\bar{X} = 50$ г/см², $X_s = 20$ г/см², а для ледниковых районов Скандинавских гор $X = 150$ —140 г/см², $X_s = 100$ —300 г/см².

На покровных ледниках орографический эффект также хорошо выражен. Но наибольшие уклоны ледниковых покровов сосредоточены у их краев. Именно здесь наибольшей величины достигает вертикальная компонента скорости ветра, а поскольку и влажность воздуха здесь наибольшая, то прямым следствием является наибольшая интенсивность осадков. При движении воздуха в глубь территории ледникового покрова одновременно уменьшается и вертикальная составляющая скорости ветра, и влажность воздуха, следствием чего оказывается сначала резкое, а затем все более плавное уменьшение X . Ледниковые покровы Гренландии и особенно Антарктиды настолько массивны, что существенно отклоняют потоки влажного воздуха, препятствуя их проникновению в центральные районы. Наконец, постоянно существующая тенденция к антициклонической циркуляции над крупными покровными ледниками также приводит к уменьшению X . В итоге зоны наиболее сильных осадков (до 150 г/см² в Гренландии и до 80—100 г/см² в Антарктиде) протягиваются узкими полосами по периферии двух крупнейших современных покровных ледников. В то же время их обширные центральные районы получают мало осадков: в центре широкой северной части Гренландии до 10 г/см², узкой южной части до 30—40 г/см², а в центре Антарктиды лишь 3—5 г/см². На небольших ледниковых покровах описанный эффект, как правило, затушеван

эффектом дальности полета снежинок. Кроме того, влажный воздух достаточно свободно переваливает через них, а собственное их климатообразующее значение невелико. Поэтому рост осадков здесь обычно происходит вплоть до ледораздела. Наибольшее количество твердых осадков выпадает на ледниковом покрове Ватна-Екуль (150—300 г/см²), расположенном на острове среди незамерзающего океана в центре циклонической активности. Сказывается, несомненно, и влияние горного пьедестала. Но и на невысоких ледниковых куполах Антарктики, особенно на севере в зоне интенсивного циклонизма, X_s достигает величины 200—250 г/см² (шапка о-ва Анверс). Более крупные покровы по указанным выше причинам хуже снабжаются осадками. Так, на Новоземельском покрове, несмотря на соседство незамерзающего океана и интенсивный циклонизм, величина X_s не превышает 80 г/см². На островах южной части Канадской Арктики X_s обычно составляет 40—70 г/см². В ряде случаев отмечается смещение максимума к краю покрова. С удалением от открытого океана и от преобладающих путей циклонов осадки убывают. На Земле Франца-Иосифа, Северной Земле, в северной части Канадской Арктики их количество колеблется от 20 до 40 г/см².

Необходимо указать величину X_s на равнинах, включая и «равнину» постоянного морского льда. Приведенное выше для Северной Европы значение $X_s = 20$ г/см² достаточно характерно и для североамериканских равнин, и для равнин Сибири. В северной части обоих континентов X_s убывает до 15—10 г/см², а на льдах Центральной Арктики до 10 г/см² и менее. Наиболее снежными являются равнины п-ова Лабрадор и приантарктических морских и шельфовых льдов, где X_s достигает 30—40 г/см².

Жидкие атмосферные осадки X_l могут участвовать в питании ледников, если в момент и в точке их выпадения температура поверхностного слоя отрицательна. Однако, как показано в работе [Глазырин, 1970], средняя пороговая приземная температура воздуха для жидких осадков составляет 2°. При этой температуре, как правило, уже идет таяние, а значит, запас холода активного слоя ледника, т. е. слоя изменяющихся температур) частично или полностью израсходован на замораживание талой воды. Поэтому доля X_l в X незначительна. Как показали эксперименты [Давидович, 1961], невелика также и роль нарастающих осадков X_h .

Значение лавинного питания V для многих горных ледников, особенно туркестанского типа, а также большинства каровых может быть решающим. Однако для всех покровных ледников этой статьей прихода и расхода можно пренебречь.

Выпавший снег при достаточно сильном ветре поднимается в воздух, включаясь в метелевый снеговетровой поток. Если его твердый расход Q , то $D = \text{div} Q$ можно назвать балансом метелевого снега. В общем балансе эта составляющая может быть как положительной, так и отрицательной. Вопрос о роли величины D в общем балансе до настоящего времени не решен однозначно. Представляется вполне доказанным, что некоторые типы горных ледников, а также горные и тундровые снежинки живут исключительно за счет отложения метелевого снега в ветровой тени. Однако с увеличением размеров ледников роль D в целом убывает. Примем для Антарктического ледникового покрова наибольшую из имеющихся оценок выноса снега метелью равную $5 \cdot 10^4$ т/(м·год) [Mellor, Radok, 1960]. При этом для радиальной полосы длиной $L = 2000$ км (характерный размер Антарктиды) и шириной 1 м средняя удельная убыль массы составит 2,5 г/см², или 15% общего баланса. В работе В. М. Котлякова [1968] имеются доказательства того, что приведенная оценка величины D сильно завышена. Большие расхождения в оценке роли метелей объясняются разной экстраполяцией вверх эпюры интенсивности переноса, измерения для построения которой имеются только вблизи поверхности. Для Гренландского ледникового покрова пока неясен даже знак метелевого прихода-расхода. Есть предположение, что значительное количество метелевого снега при циклонических вторжениях «вдувается» в глубь территории покрова, а вынос меньше благодаря сравнительно слабым стоковым ветрам [Bergeron, 1965].

Во время метели при достаточно низкой влажности воздуха переносимый снег испаряется. Величина такого испарения E_d , как показали лабораторные эксперименты и некоторые балансовые подсчеты [Дюнин, 1961], может быть значительной. Однако измерения E_d непосредственно в природных условиях нам не известны.

Достаточно ясна роль испарения с поверхности льда и снега E . В зимний период его абсолютные величины не превышают 2 г/см^2 , а знак может меняться: в континентальных условиях преобладает испарение, в морских — конденсация. В летний период в условиях холодного и сухого климата процесс испарения значительно активизируется. Непосредственные измерения показали, что в высокогорьях и на склонах Антарктического покрова летнее испарение со снега и льда достигает $7\text{--}13 \text{ г/см}^2$, а по косвенным оценкам для зоны антарктических стоковых ветров за год — даже $20\text{--}25 \text{ г/см}^2$, очевидно вместе с E_d [Атлас Антарктики, 1969]. В Трансантарктических горах существуют самостоятельные ледники, абляция льда которых целиком обусловлена испарением [Mercer, 1971]. В относительно теплых климатических условиях большей части горных ледников и краевых зон ледниковых покровов (кроме Антарктического) преобладает конденсация.

Главной статьей расхода в водно-ледовом балансе всех ледников является сток Y , в широком смысле понимаемый как ледовый (откол айсбергов или обвалы льда на суше) и водный (главным образом талый). Ледовый сток абсолютно доминирует в балансе Антарктического ледника, достигает 30% в балансе Гренландского ледника. Для баланса большей части остальных ледников Земли основное значение имеет водный сток. Важнейшие события оледенения Северной Европы в плейстоцене развивались на суше, кроме заключительных этапов деградации. Поэтому построение модели этого оледенения мы будем основывать на том, что расходной частью баланса ледника наряду с испарением является таяние льда и снега, удельная годовая величина которого равна M . Тогда

$$Y = X_i + M - G - \delta. \quad (8)$$

где δ — изменение запаса жидкой воды в леднике, при многолетнем осреднении, очевидно, равное 0, G — внутреннее питание ледника, или количество замерзающей в нем воды. Подставим теперь (8) в (7). Назовем величину

$$i = X_s + X_h + V + (D - E_s) \quad (9)$$

снегонакоплением на леднике. Это то количество снега, которое в результате действия многих описанных выше процессов фактически фиксировалось на поверхности ледника. Основное действие этих процессов приурочено к периоду аккумуляции, в течение которого происходит увеличение массы льда. Дополнительное поступление снега в период абляции (когда происходит преимущественная убыль массы) также должно быть учтено в i . В соответствии с принятой в гляциологии терминологией назовем величину

$$A = M + E \quad (10)$$

поверхностной абляцией ледника. С учетом (9), (10) уравнение баланса льда ледника (7) запишем в виде

$$b = i - A + G \quad (11)$$

Если бы мы попытались в настоящее время реставрировать водно-ледовый баланс древних оледенений на основе расчета всех членов уравнения (7), то скорее всего потерпели бы неудачу. Во-первых, недостаточно развита количественная теория рассмотренных процессов, в особенности накопления. Во-вторых, вряд ли сейчас возможна реставрация всех аргументов, неизбежно входящих в соответствующие расчеты. Наконец, для актуалистического подхода явно не хватает фактических данных об элементах, входящих в (7).

Однако гляциология располагает методами, позволяющими получать массовые и достаточно надежные характеристики ледового баланса: это методы снегосъемок, шурфов и реек. Снегосъемки, проводимые в период максимума снегонакопления текущего года, дают сразу величину зимнего баланса, т. е. результат действия всех балансовых процессов в течение зимы, и притом в большом числе точек. Зимний баланс в большинстве случаев составляет основную часть величины i . Используя в дальнейшем материалы снегосъемок, мы вносили в них поправку на величину летних снегопадов в соответствии с данными ближайшей метеостанции. Для Антарктического и Гренландского ледниковых покровов приведенная к многолетию величина снегонакопления бралась нами из нескольких работ [Атлас Антарктики, 1909; Дазмонд, 1964; Моск, 1967].

Глубокие шурфы и скважины с отбором кернов в зоне аккумуляции представляют собой как бы балансовый разрез во

времени. Годовые слои выделяются по структуре, запыленности, изотопным анализам. На ледниковых плато Антарктиды и Гренландии, где нет таяния, а движение ледника медленное, масса годового слоя практически равна годовому балансу льда на поверхности b и одновременно снегонакоплению i за вычетом испарения, равного здесь абляции A . Таких «временных балансовых разрезов» пока немного. Предварительно можно, по-видимому, говорить о значительной стабильности питания ледников в вековом [Mercer, 1971] и даже тысячелетнем масштабе времени [Dansgaard et al., 1969].

Рейка, как и шурф, также является традиционным орудием гляциологии. Реечные створы и полигоны в зоне аккумуляции позволяют измерять ледовый баланс поверхности за различные отрезки времени — от суток до многих лет. В зоне абляции аналогично измеряется абляция льда. Годовая величина абляции льда в сумме со снегонакоплением в этой же точке дает, очевидно, суммарную годовую абляцию поверхности A .

Применение рассмотренных выше методов позволило собрать к настоящему времени достаточно массовый полевой материал о снегонакоплении на ледниках. В ряде работ [Моск, 1967; Атлас Антарктики, 1969] этот материал по Антарктиде и Гренландии систематизирован вплоть до построения карт и даже аналитических выражений величины i в функции пространственных координат. Для наших дальнейших расчетов удобно, как и для формы ледников и температуры их поверхности, применить метод разрезов от ледораздела до края ледника. На рис. 19 такие разрезы приведены для Восточной Антарктиды (1), средней части Западной Гренландии (2), Новоземельского ледникового покрова (3) в районе Русской гавани и ледникового купола о-ва Дригальского (4). Относительное снегонакопление i_l/i представляет собой отношение снегонакопления в данной точке l к средней по разрезу его величине i . Расстояние от края ледника до ледораздела также дается в относительных величинах. При этом абсолютные значения L , являющиеся характерными размерами, для разрезов 1—4 соответственно равны 1800, 600, 40 и 10 км.

Кривая 1 характерна для большей части Антарктического ледника [см. рис. 19]. Такое распределение снегонакопления является отражением одновременного действия двух главных факторов: выпадения атмосферных осадков и метелевого перераспределения снега. В соответствии с балансовыми расчетами [Атлас Антарктики, 1969] можно считать, что несомненно важнейший фактор — осадки, количество которых велико у края покрова и резко убывает по мере подъема на ледовое плато. Метелевое перераспределение еще усиливает неравномерность снегонакопления: значительные массы снега выносятся из зоны стоковых ветров, откладываясь в краевой зоне покрова. Существенно изменяется характер кривой i_l/i в Западной Гренландии: значительно снижается краевой максимум снегонакопления и повышается его минимум в районе ледораздела (см. 2 на рис. 19). Это объясняется тем, что благодаря меньшему характерному размеру и соответственно меньшей высоте покрова циклонические вторжения значительно свободней проникают в глубь ледника, нередко перескакивая через ледораздел. Возможно, некоторую роль в сглаживании кривой i_l/i играет и ослабление метелевого сноса снега со склона к краю, но вряд ли «вдувание» от края в глубь ледника [Bergeron, 1965].

На сравнительно небольшом ледниковом покрове Новой Земли характер распределения снеготранспорта совершенно иной, чем в двух предыдущих случаях. Минимальное снегонакопление приурочено к краю покрова, максимальное смещено в западную, неветренную его часть. Вторичные минимумы и максимумы соответствуют перегибам рельефа ледниковой поверхности и своим происхождением обязаны исключительно процессам метелевого сдува — надува. На небольшом ледниковом куполе о-ва Дригальского в целом наблюдается равномерный рост снегонакопления от краев к центру, отражающий местное орографическое увеличение атмосферных осадков. Однако зона максимального снегонакопления в плане асимметрична относительно наивысшей точки возвышенности. Она сдвинута в сторону подветренного склона, что является метелевым перераспределением снега на сравнительно короткой дистанции. В отличие от этого сдвиг максимума на наветренный склон в случае Новоземельского покрова скорее обусловлен максимумом осадков при перемещении через ледник влажных воздушных масс от западных рубежей.

Несмотря на кардинальные различия в распределении снегозапасов по площади на ледниках различных масштабов, можно отметить одну общую особенность. Наибольшие отличия снегонакопления i от средней по данному разрезу его величины наблюдаются в узкой краевой зоне между 0 и 0,1 l/L или в центральной зоне между 0,6 и 1,0 l/L , соответствующей выположенной верхней части ледников. В промежуточной зоне в большинстве случаев снегонакопление достаточно близко к среднему и отличается от него менее чем на 50%.

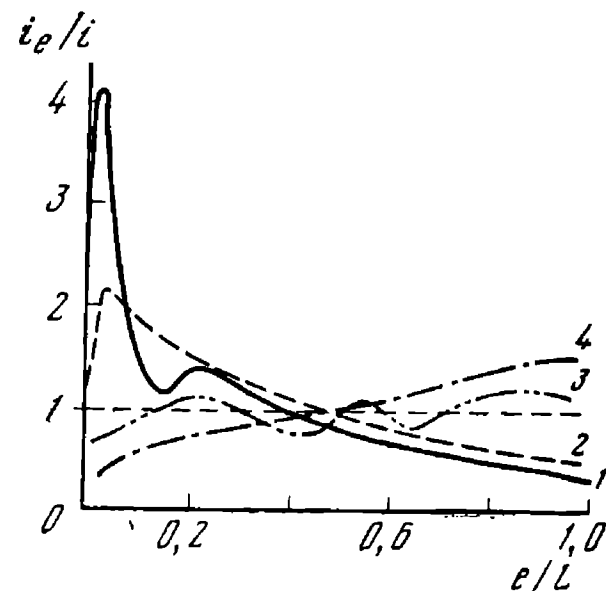
Разрезы, подобные описанным выше, получены для ледников разных масштабов благодаря самоотверженным усилиям гляциологов многих стран, проложивших транследниковые исследовательские маршруты. На рис. 20 показана зависимость средней по разрезу от ледораздела до края величины снегонакопления i от длины самого разреза L , т. е. от характерного размера ледника. Здесь использованы данные по антарктическим и гренландским разрезам, а также по средним и малым ледникам покровного типа Антарктики, канадской и европейской Арктики. Наибольшие величины среднего снегонакопления приурочены к ледниковому куполу о-ва Анверс (230 г/см²), лежащего к западу от Антарктического полуострова под 65° ю. ш., и к небольшому ледниковому покрову Ватна Ёкуль (200 г/см²) под 60° с. ш. Оба района характеризуются интенсивной циклонической деятельностью, большой влажностью воздуха во все сезоны года, преобладанием свободного ото льда океана. Значительно меньше величины снегонакопления на ледяной шапке Барнеса и других мелких и средних покровных ледниках Канадской Арктики — от 30 до 70 г/см². Отчетливо прослеживается убывание снегонакопления с запада на восток в пределах Европейской и Азиатской Арктики: от 100 г/см² на ледниках Шпицбергена до 60 г/см² на Новоземельском покрове и 20—30 г/см² на покровах Северной Земли. На фоне этих больших изменений в снегонакоплении, обусловленных общеклиматическими, главным образом циркуляционными факторами, отчетливо прослеживается зависимость i от L — характерного размера ледника. Главные физические причины существования такой зависимости следующие: 1) с увеличением L и соответственно H , затрудняется перетекание нижних, наиболее влажных слоев воздуха через ледник; 2) усиливается выхолаживание ледниковой поверхности и образование нисходящих токов воздуха; 3) удельно уменьшается площадь краевой зоны больших уклонов поверхности покровного ледника, получающая наибольшие орографические осадки. Таким образом, в статистической зависимости $i = f_4(L)$, представленной на рис. 20, дисперсия точек определяется разнообразием общеклиматических условий.

Данные о среднем по разрезам снегонакоплении i были обработаны в соответствии с формулой (1) так же, как и данные о соответствии формы ледников их размерам. Величина $\sigma_{lg i} = \pm 0,17$ и ошибка расчета i по L , обеспеченная на 5%, $E_{5\%}(lg i) = \pm 2,26 \sigma_{lg i} = \pm 0,384$. На рис. 20 пунктирными линиями показаны зоны, в пределах которых отклонение величины i от средней зависимости обеспечено более чем на 5%. Выход точек за пределы этой зоны можно считать маловероятным (особенно в правой части графика) как в наше время, так и в прошлом. Действительно, в исходную выборку включен широчайший диапазон климатических условий оледенения: от сухих полярных пустынь Арктики и Антарктики до очень влажного морского климата Исландии и Субантарктики. Таким образом, из формально-статистических соображений наиболее вероятная для четвертичного покровного ледника в разные фазы его развития величина $i = f_4(L) = \frac{224}{\sqrt{L}}$, а маловероятные экстремальные величины снегонакопления определяются соотношением

$$lg i_{5\%} = lg i \pm E_{5\%}(lg i). \quad (12)$$

Вторая важная величина, определяющая баланс льда ледника в соответствии с уравнением (11), — это годовая абляция льда и снега на поверхности A . Физически эта величина однозначно определяется тепловым балансом тонкого поверхностного слоя (порядка дециметра) ледника. Главные статьи теплового баланса — поглощенная солнечная радиация (или коротковолновый баланс), турбулентные потоки тепла (включая и скрытую теплоту фазовых переходов) и баланс длинноволновой радиации. Расчет абляции на основании уравнения теплового баланса достаточно сложен. Для реставрации водно-ледового баланса древних ледников этот метод сейчас

РИС. 19. Распределение относительной величины снегонакопления для современных ледниковых покровов Антарктиды (1), Гренландии (2), Новой Земли (3), о-ва Дригальского (4)



практически неприменим, так как требует использования большого числа неизвестных аргументов.

Полевые измерения величины A проводятся уже довольно долгое время. В нашей работе [Ходаков, 1965] эти данные были обобщены в виде

$$A = 0,1 (t_{\text{л}} + a)^3, \quad (13)$$

где $t_{\text{л}}$ — средняя летняя температура воздуха (июнь — август) над ледником по данным непосредственных измерений, a — эмпирический параметр, для средних условий равный 9,5, A измеряется в г/(см²·год). В дальнейшем оказалось, что параметр a зависит в основном от поглощенной солнечной радиации $B_{\text{к}}$ (ккал/см²) за три летних месяца. Вид этой зависимости

$$a = 1,3 \sqrt{B_{\text{к}}} + 4. \quad (14)$$

Использование (14) позволяет значительно повысить точность расчета по уравнению (13), если имеются надежные сведения о радиационном климате. На рис. 21 зависимость абляции от температуры воздуха и поглощенной солнечной радиации представлена в графическом виде. Данные об абляции на ледниках охватывают чрезвычайно широкий диапазон климатических условий. Здесь и теплый влажный климат юго-западной Скандинавии (на леднике Нигардсбре стаивает до 15 м льда), и сухой солнечный климат Средней Азии (на низко спускающихся ледниковых языках стаивает 8—12 м льда), и высокоширотные ледники, на которых в условиях короткого холодного лета при разных значениях $B_{\text{к}}$ стаивает и испаряется менее одного метра льда и снега. Такой диапазон условий и величин абляции, а также физическая несомненность зависимости A от двух главных и определяющих параметров позволяет уверенно использовать формулы (13), (14) для целей реставрации водно-ледового баланса древних ледниковых покровов.

Отметим одно обстоятельство, связанное с применением формул (13), (14). Несмотря на то что на большинстве современных ледников основную роль в тепловом балансе абляции играет $B_{\text{к}}$, изменчивость A как в пространстве, так и во времени обуславливается главным образом соответствующей изменчивостью температуры воздуха. Причины этого следующие: 1) температура воздуха, существенным образом влияя на все составляющие тепловый баланс, в значительной степени определяет и $B_{\text{к}}$; при переходе температуры воздуха через ноль резко снижается альбедо поверхности, а следовательно, возрастает $B_{\text{к}}$; 2) продолжительность периода таяния, т. е. «времени активного усвоения солнечной радиации», почти функ-

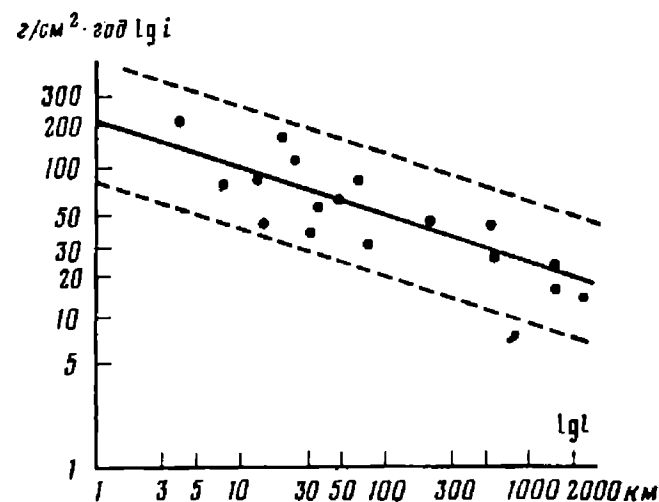


РИС. 20. Зависимость среднего снегонакопления i от характерного размера L современных ледниковых покровов

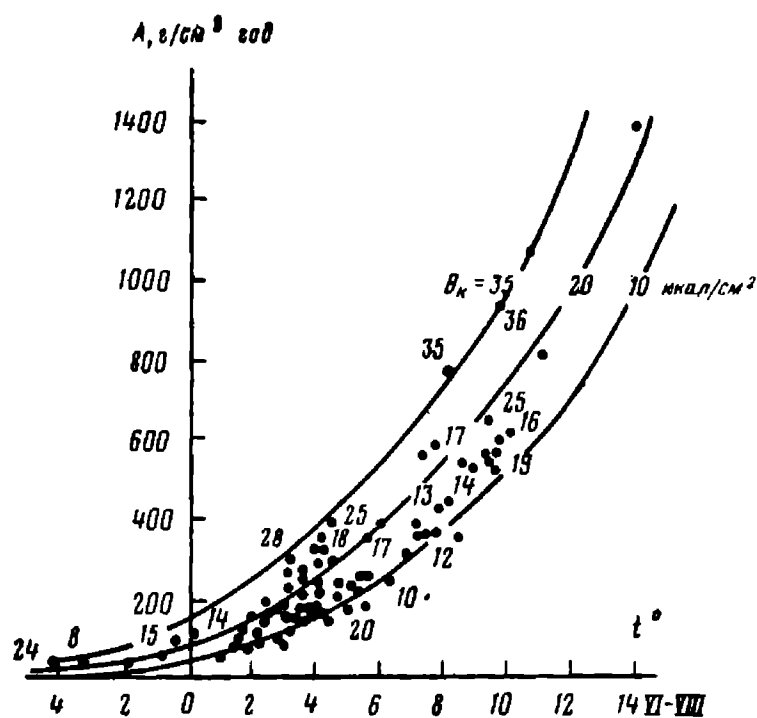


РИС. 21. Зависимость годовой абляции льда A от средней летней температуры воздуха t и летней суммы поглощенной коротковолновой радиации B_k по измерениям на ледниках мира

ционально зависит от летней температуры воздуха [Троицкий и др., 1966]; 3) естественная временная изменчивость солнечной радиации невелика [Будыко, 1971]. Пространственная изменчивость B_k в летний период обусловлена не столько широтой, сколько облачностью.

Информация о температуре воздуха в период плейстоценовых оледенений имеется только для неоледеневших участков территории, а также для акваторий. Поэтому необходимо рассмотреть возможности приведения этих данных к поверхности ледника. Современные экспериментальные данные с несомненностью показывают, что температура воздуха в летний период при переходе с ледника на достаточно от него удаленную неледниковую поверхность той же абсолютной высоты претерпевает скачок Δt_x . Образование температурного скачка объясняется процессом трансформации натекающего на ледник и стекающего с него воздуха. Важную роль в этом процессе играет интенсивность воздухообмена между ледником и суши, проявлением которого является ледниковый стоковый ветер. Наибольшей силы он достигает несомненно над Антарктическим ледниковым покровом и ослабевает в целом при уменьшении размера ледника. Над малыми ледниками стоковый ветер бывает замечен лишь при благоприятных условиях погоды [Троицкий и др., 1966].

Для количественной оценки величины Δt_x мы использовали данные по тем же ледниковым районам, которые принимались при построении $f_3(L)$ и $f_4(L)$. Материалы по Антарктике, к сожалению, использовать не удалось, так как все неледниковые метеостанции находились в зоне интенсивного воздействия ледника или располагались на островах. Дополнительно были привлечены данные о Δt_x по горным ледникам [Ходаков, Моисеева, 1972]. Сравнивая температуры воздуха, измеренные над ледником и над суши вне влияния стоковых

ветров и приведенные к одной абсолютной высоте, мы получили статистически значимую зависимость $\Delta t_x = f_5(L)$, графически представленную на рис. 18. В соответствии с использованными эмпирическими данными расчет по этой зависимости возможен только для зоны и периода абляции ледников.

Вертикальный градиент средней летней температуры воздуха над поверхностью зоны абляции современных ледников g — величина достаточно устойчивая. Правда, в горноледниковых районах в связи с фоновым, климатораздельным и рядом других эффектов величина g может варьировать в диапазоне 4—10 град/км. Но на покровных ледниках (в пределах ледникового склона) g лежит в пределах 6—8 град/км, составляя в среднем 7 град/км. В Гренландии такой градиент распространяется вплоть до центральных участков ледникового покрова [Даэмонд, 1964]. Над Антарктическим покровом g значительно возрастает к центру. Но в этом случае градиент является не только высотным, но и широтным. Попутно отметим, что вертикальный градиент средней годовой температуры воздуха над современными ледниковыми покровами в целом больше, чем g . Над Антарктическим покровом он составляет в среднем 11 град/км [Атлас Антарктики, 1969].

Таким образом, для получения средней летней температуры воздуха над краем ледника t_0 по известной температуре вне зоны прямого климатического воздействия ледника t мы будем в дальнейших расчетах использовать формулу

$$t_0 = t + \Delta t_x, \quad (15)$$

а среднюю летнюю температуру воздуха в любой точке зоны абляции с известной высотой поверхности над краем ледника h вычислять как

$$t_x = t + \Delta t_x - gh. \quad (16)$$

Третий член в балансовом уравнении (11) — внутреннее питание ледника G — пока еще слабо изучен. Экспериментальные данные, далеко не бесспорные в методическом отношении, определяют G в диапазоне от 15 г/(см²·год) до 60 г/(см²·год) [Троицкий и др., 1966].

Для того чтобы наглядней и конкретней представить себе роль и пространственное распределение элементов водно-ледового баланса в соответствии с уравнением (11), рассмотрим разрез Гренландского покровного ледника (рис. 22). Он расположен в западной половине средней Гренландии и проходит почти по прямой от гляциологической ст. Айсмитте на ледоразделе до края ледника около Якобсхавна. Этот разрез представляется нам наиболее репрезентативным по отношению к Североевропейскому покровному леднику. Используя имеющиеся данные полевых наблюдений и расчетов, мы построили графики распределения величин b , A , i , G . Последняя из них, к сожалению, не измерялась, а вычислялась нами как остаточный член уравнения (11). Как видно из рис. 22, роль внутреннего питания в общем балансе льда крупного покровного ледника невелика. Выше границы питания величина талого стока быстро уменьшается, и более половины талой воды повторно замерзает в фирновой толще, а также образует слой наложенного льда в зоне ледяного питания.

В зоне абляции годовой баланс поверхности полностью определяется величиной абляции льда, а внутреннее питание, если пренебречь намерзанием льда в трещинах, равно 0. Поэтому в соответствии с уравнением (11) величина A (см. рис. 22) получена по экспериментальным данным как сумма абляции льда и снегонакопления. Сопоставим этот результат с расчетными значениями A , полученными с использованием формул (13) — (16). Суммарная солнечная радиация в среднем по зоне абляции за три летних месяца составляет 35 ккал/см², альbedo поверхности в период абляции 0,4. Среднелетняя температура воздуха на уровне моря у края ледника (Δt_x принимаем равным 0) по метеостанции Якобсхавн составляет 7°, а ее вертикальный градиент — 7 град/км. Отсюда абляция в любой точке $A = (17 - 7 \cdot h)^3$. Так, при $h = 0,3$ км получим $A = 330$ г/см², при $h = 1$ км $A = 100$ г/см², при $h = 1,25$ км $A = 56$ г/см². Хорошее соответствие измеренных величин расчетным позволяет продолжить кривую абляции в зону аккумуляции. Как видно на рис. 22, величина A быстро убывает с высотой, и уже на высоте 2 тыс. м над уровнем моря ее величина становится менее 1 г/см², т. е. возможно лишь слабое подтаивание в верхнем слое снега.

При сопоставлении общих масс аккумуляции и абляции (соответственно знаки плюс и минус на рис. 22) легко обна-

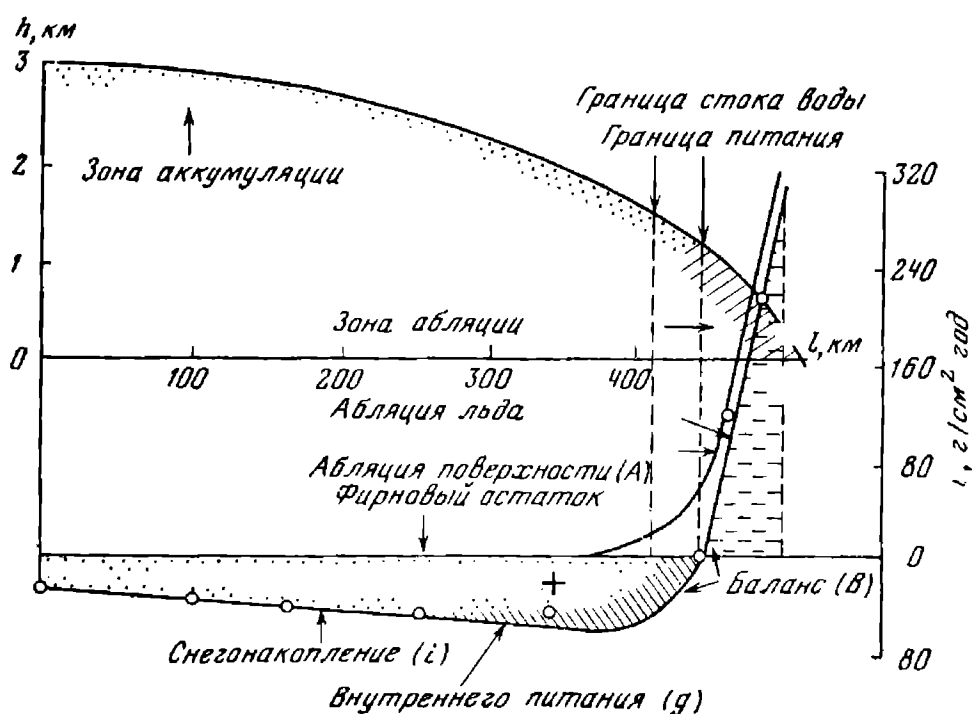


Рис. 22. Составляющие баланса льда на поверхности ледникового покрова Гренландии

ружить, что баланс поверхности ледникового покрова на выбранном разрезе положительный. Ледник мог бы и в наше время утолщаться и наступать. Но в действительности избыток льда стекает в море и выносится течением в виде айсбергов.

Модель развития древнего Европейского покровного ледника

С точки зрения формирования баланса льда на поверхности суши можно выделить две существенно различные модели развития древнего оледенения Европы: 1) из орографического центра и 2) послойным накоплением фирново-ледяных толщ на равнине. Первая модель на всех этапах развития имеет дело с ледником, т. е., по определению П. А. Шумского [1969], с потоком льда атмосферного происхождения, принявшим форму и строение, обусловленные движением, и обменивающимся массой и энергией с окружающей средой. Геологические данные, главным образом о составе и характере разнотелов, говорят о правомерности первой модели. Вторая модель на начальных этапах развития оледенения подразумевает формирование на равнине обширного фирнового, а вскоре фирново-ледяного покрова. Такой покров сначала неподвижен, статически сбалансирован. Лишь после достижения определенной толщины начинается постепенно нарастающее движение. Рассмотрим возможность реализации второй модели в условиях последнего Европейского оледенения.

Палеоклиматические данные в целом согласно характеризуют эпоху наступания последнего оледенения как период глубокого повсеместного и длительного похолодания климата. Количественные оценки снижения средней годовой и зимней температуры воздуха лежат в диапазоне $6-14^\circ$, а средней летней и температуры самого теплого месяца — в диапазоне $6-12^\circ$. Наиболее обоснованной представляется оценка, данная М. Шварцбахом [1955], по которой изменение величины средней летней температуры воздуха по сравнению с современным уровнем Δt_x в период роста оледенения вне его непосредственного влияния составило в среднем -8° .

Качественное подтверждение палеоклиматических оценок мы находим в другом разделе настоящей работы, где проводится реставрация природных условий в перигляциальной зоне. Некоторые моменты здесь необходимо особо подчеркнуть. Выше ясно показано, что в настоящее время практически невозможно восстановить ход изменения растительности во времени. А так как растительность несомненно является основным носителем палеоклиматической информации, то становится понятной дискретная во времени оценка температурной аномалии.

Общая суровость климата эпохи прогрессивного развития древнего оледенения с несомненностью доказывается палеоботаническими данными. Однако остается открытым вопрос о степени потепления в так называемое брянское время. В частности, по этому вопросу констатируется важный факт: наличие настоящего леса на р. Ловать 25 600 лет тому назад, а также существование лесов и в других, но уже более южных районах. Противоречат ли эти факты вышепринятой оценке величины Δt_x ? По-прежнему придерживаясь принципа актуализма, сравним величины современных средних летних температур воздуха в бассейне Ловати и на северной границе леса в Европе. Они равны 15 и 9° соответственно. Разность между этими температурами можно считать равной температурной аномалии брянского времени, обеспечивающей произрастание лесов на Ловати и в то же время, как будет показано ниже, достаточной для прогрессивного развития покровного оледенения. Так как до и после брянского потепления было, очевидно, значительно холоднее, то принятую выше оценку Δt_x , относящуюся в целом к периоду наступания последнего Североевропейского ледника, можно считать достаточной.

Теоретическая модель климата, в которой входной импульс в виде небольшого астрономически обусловленного снижения солнечной радиации усиливается растущим оледенением, дает непротиворечивые результаты. В общем можно представить ледовую обстановку в Северной Атлантике в тот период аналогичной той, которая сейчас наблюдается летом по периферии Северного Ледовитого океана. При этом можно думать, что летняя температура воздуха на северо-западных океани-

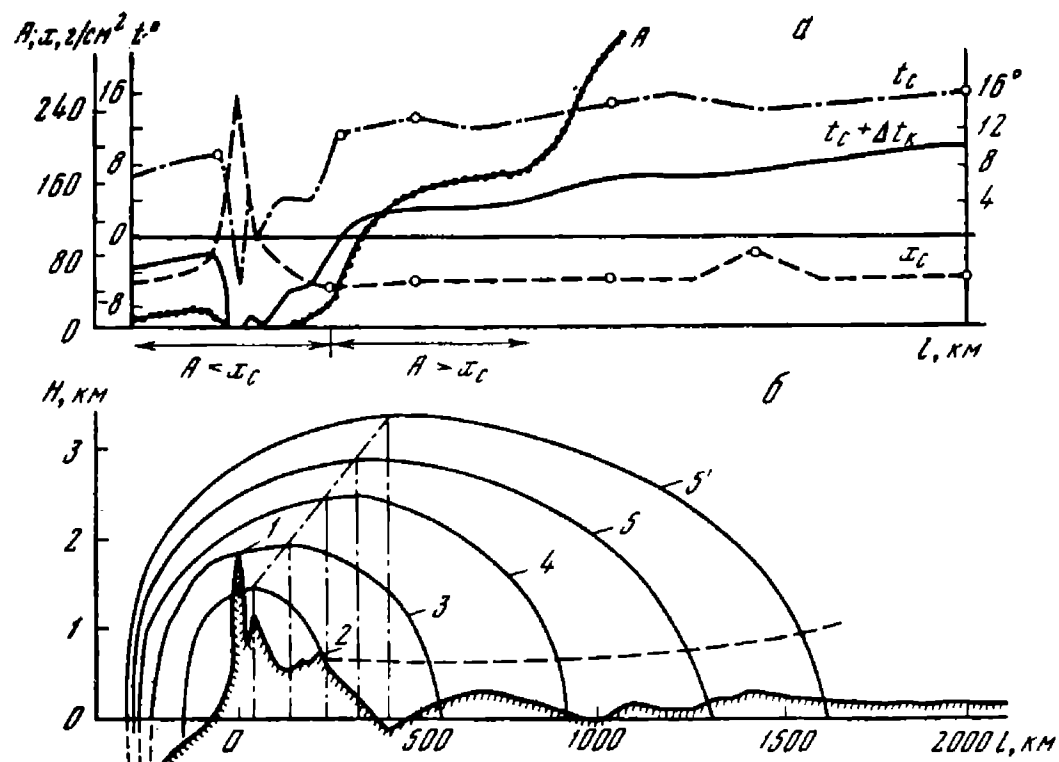


РИС. 23. Климатические условия (а) и форма древнего Европейского ледникового покрова (б) в эпоху его нарастания

ческих побережьях Европы должна была быть соответственно ниже.

Сейчас на побережье островов Канадской Арктики и Северной Гренландии (метеостанции Изаксен, Маулд-Бей, Алерт, Норд) средняя летняя температура воздуха равна $1,5-2^\circ$. Интересно отметить, что на метеостанции Резолюшн Айленд, расположенной на острове к югу от Баффиновой Земли на широте 61° , температура равна $2,5^\circ$. Это объясняется климатообразующим влиянием морских льдов. Если теперь перенести рассмотренный температурный фон на побережье северо-западной Европы, то мы получим среднюю величину снижения средней летней температуры воздуха $\Delta t_x = -10^\circ$. Учтем еще современный «перигляциальный» градиент температуры — скорость изменения ее средних летних величин по нормали от края зоны морских арктических льдов (на уровне моря). Тогда величина Δt_x в центральной Финляндии составит -8° , а в районе Москвы -6° . Полученный результат, с одной стороны, согласуется с приведенными выше палеогеографическими оценками, с другой — не противоречит теоретико-климатологической модели.

На рис. 23 показано распределение современной средней летней температуры воздуха t_c на разрезе через северо-западную Европу примерно по прямой о-в Ян-Майен—Москва. Эта же величина в период прогрессивного развития последнего оледенения $t = t_c + \Delta t_x$, причем в соответствии с выше-сказанным величина Δt_x изменяется по разрезу от -10 до -6° . Несмотря на большое понижение, летняя температура того периода оставалась все-таки довольно высокой.

Рассчитаем, где в таких условиях возможно накопление нестайвающих снежно-фирновых толщ, используя формулы (13), (14). Допустим, что летняя сумма солнечной радиации, как и сейчас, составляла 35 ккал/см². Ее уменьшение на $1-3\%$ по астрономическим причинам в период прогрессивного развития оледенения для нашего расчета несущественно. Альбедо снежного покрова примем равным 75% , что для летнего периода заведомо преувеличено, а следовательно, величина абляции $A = 0,1(t+8)^3$ заведомо преуменьшена. Рассчитанная таким образом величина A показана на рис. 23. Если теперь с большим и с актуалистической точки зрения даже с неоправданным преувеличением допустить, что современная годовая сумма осадков X_c в то время реализовалась целиком в снеге, то получим границу нестайвающего за лето снежного покрова, изображенную на рис. 23. Можно предполагать, что в проливах древней Беломоро-Балтийской акватории, как сейчас между арктическими островами, на лето оставались участки припая. При этом величина t могла снижаться (соответствующие аналоги приведены выше) до $1-3^\circ$. Но даже и в этих случаях аномального локального охлаждения величина A оказывается больше X .

Приведенные расчеты и географические сопоставления заставляют сделать вывод о том, что равнины Северной Европы в эпоху последнего оледенения (и вероятно, никогда вообще) не покрывались многолетним снежно-фирновым плащом. В то же время все оценки летнего поля температур воздуха

с несомненностью говорят о значительно большей площади распространения и продолжительности лежания сезонного снежного покрова, чем сейчас. Это обстоятельство неизбежно должно было приводить к увеличению дефицита планетарного теплового баланса, сопоставимого с действием морского и покровного оледенения.

Как видно из рис. 23, единственной реальной базой формирования многолетних фирново-ледяных толщ на севере Европы являются Скандинавские горы. Поэтому мы считаем, что реализация второй модели прогрессивного развития оледенения Европы крайне маловероятна. Естественно, что в этом случае основное внимание следует уделить разработке первой модели: разрастанию покровного ледника «из центра».

В рассматриваемой ниже модели главным является расчет прихода и расхода льда (в отдельности) на всей поверхности древнего ледника в зависимости от его формы и климатических условий. Этим наш метод существенно отличается от известных в литературе количественных исследований четвертичных ледников. Так, в расчетах Г. Берри [Barry, 1966] баланс массы вычисляется в точке, ледник наращивается только вверх, зона абляции отсутствует. Р. Хефели [Haefeli, 1964] учитывает как утолщение, так и растекание ледника, но величина баланса массы в этом расчете принимается произвольно. В исследовании Н. А. Шумилова [1967], как и в ряде других работ, используются лишь косвенные характеристики прихода и расхода льда.

Рассмотрим схему прогрессивного развития Европейского покровного ледника из «центра», которым являются Скандинавские горы (см. рис. 23). В качестве начальной фазы прием малый ледниковый купол на плоском горном плато, аналогичный ныне существующим ледникам скандинавского типа. Такое начальное условие практически не отличается от условия в виде безледного плато, так как первое же достаточное изменение климата неизбежно приводит к образованию «малого оледенения». Все последующие фазы в данной модели также представлены в виде покровного ледника, последовательно увеличивающего свой размер и изменяющего форму по закону, описываемому равенствами (5). В действительности, по-видимому, между фазами 1 и 2 морфометрические характеристики развивающегося оледенения изменялись довольно сложным образом (см. рис. 23). Вначале потоки льда с плато и склонов стекали в долины — фаза горно-долинного оледенения. Затем все долины и большая часть водораздельных пространств заполнялись льдом, оставлявшим свободными лишь боковые хребты — фаза сетчатого оледенения. Растекание льда из долин на предгорные пространства знаменовало собой фазу предгорного оледенения. Наконец, после этого формировалась фаза довольно узкого сильно вытянутого с северо-востока на юго-запад покровного ледника (2, на рис. 23). Современные аналоги рассмотренных фаз начального развития легко подбирать, не выходя даже за пределы Европейской Арктики (например, Скандинавия—Шпицберген—Новая Земля).

Однако такое усложнение гляциоморфометрии затрудняет формализацию модели и в то же время для принимаемых далее климатических изменений не дает ничего существенно нового в отношении баланса льда. Так, из рис. 23 видно, что при похолодании лета на 8° зона аккумуляции «покрывает» сразу большую часть Скандинавских гор. Длительность развития и характер формирования ледового баланса между фазами 1 и 2 целиком зависели от темпов климатических изменений в начальный период развития оледенения. К сожалению, даже для последнего оледенения надежные количественные характеристики этого раннего периода отсутствуют.

Начиная с фазы 2 развивающееся оледенение, несомненно, было представлено моноклином правильной формы покровным ледником. По имеющимся палеогеографическим данным, вполне соответствующим гляциологическим представлениям, его ледораздел последовательно смещался по мере роста ледника от скандинавского водораздела в начальную до Ботнического залива в максимальную фазу. В рассматриваемой модели это смещение принято линейным (см. рис. 23). Произведенная реставрация формы Европейского покровного ледника в плане показывает, что даже в максимальную фазу он был значительно вытянут в направлении с северо-востока на юго-запад (см. первую часть настоящей работы). Поэтому гляциоизогипсы в его средней части имели близкую к нулю кривизну и были практически параллельны друг другу и одновременно линии ледораздела. Это обстоятельство позволяет на выбранном для рас-

чета основном разрезе (прямая о-в Ян-Майен—Москва) рассматривать плоскую задачу, существенно не искажая природную ситуацию.

При указанном упрощении объектом модели становится частичный ледник [Шумский, 1969]. Длина его от ледораздела до края равна L , а ширина постоянна и равна 1. Пусть наступание и отступление ледника — это непрерывный процесс, такой, что величина L и абсолютная величина баланса льда b есть монотонные равномерно непрерывные всюду в положительной области функции времени τ . Тогда при весьма малом изменении времени $\Delta\tau$ произойдет соответствующее малое изменение длины частичного ледника ΔL и баланса льда на поверхности Δb . Масса ледника за это время изменится на

$$\rho\Delta W = \left(b + \frac{1}{2}\Delta b\right)(L + \Delta L)\Delta\tau = bL\Delta\tau + \frac{1}{2}L\Delta L\Delta\tau + b\Delta L\Delta\tau + \frac{1}{2}\Delta b\Delta L\Delta\tau. \quad (17)$$

Здесь ΔW — изменение объема частичного ледника, ρ — его плотность. Так как второе, третье и четвертое слагаемые в правой части (17) имеют высший (второй и третий) порядок малости, то при $\Delta L \rightarrow 0$ получаем в пределе

$$\rho dW = bLd\tau; \quad d\tau = \rho \frac{dW}{bL}. \quad (18)$$

В непрерывном процессе изменений ледника его средняя толщина H принимается нами также за непрерывную и монотонную функцию времени τ . Учитывая, что $W = HL$, из (18) находим

$$\tau_j = \rho \int_{L_j}^{L_{j+1}} \frac{d(HL)}{bL} = \rho \int_{L_j}^{L_{j+1}} \left(H + L \frac{\partial H}{\partial L} \right) \frac{dL}{bL}. \quad (19)$$

Это уравнение устанавливает взаимосвязь между размером ледника заданной формы, водно-ледовым балансом и временем изменения от фазы j до фазы $j+1$. С его помощью можно ставить и решать как прямую задачу отыскания времени изменения по заданному через климатические параметры балансу льда, так и обратную — нахождения таких изменений баланса, которые необходимы для перехода ледника заданной формы из одной фазы в другую.

Отметим, что при выводе (17)–(19) на форму ледника не накладывалось никаких сколько-нибудь жестких ограничений. В случае реставрации поведения древних горных ледников, форма и размеры которых нередко фиксированы в трехмерном пространстве следами на склонах, в численный или графический расчет по (19) может быть введена сколь угодно сложная форма ледника. В отношении же покровного Северо-европейского ледника достоверно известна лишь форма в плане. Придерживаясь принципа актуализма, примем его форму в разрезе в виде эллипса в соответствии с формулами (2), (5).

Покажем одну существенную особенность поведения рассматриваемой модели. Допустим, что установились некоторые стабильные климатические условия, благоприятные для прогрессивного развития оледенения. При продвижении ледника во все более низкие широты величина баланса массы b должна убывать. Аппроксимируем в качестве первого приближения интенсивность этого убывания линейной функцией

$$b = b_0 - rL. \quad (20)$$

Подставив выражения (2), (20) в (19), после интегрирования найдем

$$\begin{aligned} \tau &= \rho \int_0^{L_j} \frac{d(a_1 \sqrt{L} \cdot L)}{(b_0 - rL)L} = \frac{3\rho a_1}{2} \int_0^{L_j} \frac{dL}{(b_0 - rL)\sqrt{L}} = \\ &= \frac{3\rho a_1}{2\sqrt{b_0 \cdot r}} \ln \frac{\sqrt{b_0} + \sqrt{rL_j}}{\sqrt{b_0} \sqrt{rL_j}}. \end{aligned} \quad (21)$$

Из анализа (21) следует, что при $rL_j \rightarrow b_0$ величина $\tau \rightarrow 0$. При этом, поскольку $r \neq \infty$ по очевидным гляциологическим причинам, то $\lim_{L_j \rightarrow 0} \tau_{jb \rightarrow 0} = \infty$. Иными словами, при неизменных климатических условиях и любой конечной скорости убывания b с ростом ледника последний никогда не достигнет стационарного положения, а будет лишь к нему приближаться. В связи со сказанным общую схему гляциоклиматических изменений можно себе представить так. Вызванное некоторой причиной

благоприятное для оледенения изменение климата распространяется на территорию $L > L_j$, приводя к наступанию ледника. Обратное изменение климата сначала приводит к замедлению наступания, затем на какое-то время к квазистационарированию, и лишь после этого может начаться отступление ледника.

Для «приведения в действие» модели развития четвертичного ледника в формулу (19) необходимо ввести элементы водно-ледового баланса. Величину снегонакопления мы примем в виде $i = f_4 L$ (см. рис. 20). В отношении величины G в соответствии с результатом рассмотрения водно-ледового баланса Гренландского покрова кажется достаточным следующее допущение: граница стока воды совмещается с границей питания. Это означает, что выше границы питания повсюду $b = i$, а ниже также повсюду $b = A$. Балансовые расчеты показывают, что ошибка вследствие указанного допущения незначительна, если граница питания расположена в пределах ледникового склона, и быстро растет при смещении границы питания на ледниковое плато.

Учитывая рассмотренное выше допущение, величину A г/(см²·год) будем рассчитывать от края ледника до границы питания. Поскольку радиационные условия в зоне абляции древнего покровного ледника неизвестны, целесообразно использовать формулу (13) для средних условий в виде

$$A = 0,1 T^3 = 0,1 (t + 9,5)^3. \quad (22)$$

Средняя летняя температура воздуха над краем древнего ледника определяется выражением

$$t_0 = t_c + \Delta t_x + \Delta t_k, \quad (23)$$

где t_c — современная средняя летняя температура воздуха у поверхности земли (см. рис. 23), $\Delta t_x = f_5(L)$ — температурный скачок в зависимости от размера ледника (см. рис. 18), Δt_k — общеклиматическое изменение температуры, охватывающее обширные пространства и непосредственно не зависящее от ледника.

Последнее следует понимать так. Величина Δt_k определяется крупномасштабными изменениями радиационного баланса (поверхности и системы Земля—атмосфера), циркуляции атмосферы и гидросферы и рельефа земной поверхности. В той мере, в какой указанные изменения зависят от размера ледника, зависит от него и Δt_k , но лишь через посредство указанных факторов. Непосредственное же влияние ледника на температуру воздуха Δt_x обуславливается процессом тепловой трансформации воздуха над ним. При переходе воздушного потока (ледникового стокового ветра) с ледника на бесснежную летом сушу он должен быстро прогреваться. В результате вдоль края ледника образуется зона трансформации воздуха в сторону прогрева, в пределах которой его температура от t_0 стремится к $t_k = t_c + \Delta t_k$. Наблюдения в Антарктиде [Котляков, 1968] показали, что скорость стокового ветра с удалением от ледника быстро уменьшается, и уже в 10—12 км от него динамическое влияние этого ветра незаметно. Можно допустить, что его термическое влияние распространяется значительно дальше. Но даже около наиболее крупных покровов прошлого ширина зоны тепловой трансформации ледникового ветра, судя по распределению растительности, вряд ли превышала 250 км. Для реставрации режима древних ледников мы будем пользоваться величиной Δt_k , определенной вне зоны тепловой трансформации с помощью палеогеографических методов.

Будем считать, что снегонакопление на границе питания ледника равно средней по его поверхности величине i . Тогда высоту этой границы над концом ледника h_i найдем так:

$$A = i = 0,1 (t_0 - gh_i + 9,5)^3; \\ h_i = \frac{t_0 + 9,5 - \sqrt[3]{10i}}{g} = \frac{T_0 - \sqrt[3]{10i}}{g} \text{ км}, \quad (24)$$

где $T_0 = (t_0 + 9,5)$, g — вертикальный градиент средней летней температуры воздуха. Численные оценки показывают, что отклонения снегонакопления на границе питания от среднего в пределах, показанных на рис. 19, не вносят значительной ошибки.

Длина (в км) зоны аккумуляции ледника эллиптической в разрезе формы определяется как

$$l_i = L \sqrt{1 - \left(\frac{h_i}{H_m}\right)^2}, \quad (25)$$

а длина (в км) зоны абляции соответственно как

$$l_A = L - l_i. \quad (26)$$

Здесь, как и выше, L — общая длина частичного ледника от ледораздела до края, H_m — высота его поверхности на ледоразделе, или малая полуось эллипса.

Поскольку в уравнении водно-ледового баланса (11) для ледника в целом все элементы характеризуются соответствующими средними удельными величинами, то среднюю по поверхности частичного ледника абляцию A вычислим как

$$\bar{A} = \frac{0,1}{L} \int_{l_i}^L A dl = \frac{0,1}{L} \int_{l_i}^L (T_0 - gh_i)^3 dl = \\ = \frac{0,1}{L} \int_{l_i}^L \left(T_0 - \frac{gH_m}{L} \sqrt{L^2 - l^2} \right)^3 dl = 0,1 \left(T_0 - \frac{3}{4} \pi T_0^2 g H_m + \right. \\ \left. + 2 T_0^2 g^2 H_m^2 - \frac{3}{16} \pi g^3 H_m^3 - 0,1 \left\{ T_0^3 \frac{l_i}{L} - \frac{3 T_0^2 g H_m}{2 L^2} \times \right. \right. \\ \left. \times \left(l_i \sqrt{L^2 - l_i^2} + L^2 \arcsin \frac{l_i}{L} \right) + \frac{3 T_0 g^2 H_m^2 l_i}{L} - \frac{T_0 g^2 H_m^2 l_i^3}{L^3} - \right. \\ \left. - \frac{g^3 H_m^3}{4 L^4} \left[l_i (L^2 - l_i^2) \sqrt{L^2 - l_i^2} + \frac{3}{2} L^2 l_i^2 \sqrt{L^2 - l_i^2} + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{3}{2} L^4 \arcsin \frac{l_i}{L} \right] \right\} \right). \quad (27)$$

Все слагаемые здесь имеют размерность град³, что с учетом (22) эквивалентно размерности г/(см²·год).

Подытожим результаты расчетов. В формуле (19) после подстановки $f_4(L)$ выражения A через (27) и с учетом (2) все величины зависят от L , кроме Δt_k . Таким образом, если величина Δt_k может быть количественно задана на основании палеогеографических исследований, а величина t_c по современным климатологическим данным, то величина τ однозначно определяется (19). Учитывая схоластический характер зависимостей $f_1(L)$, $f_2(L)$, $f_4(L)$, $f_5(L)$, можно задавать их с той или иной степенью вероятности. При этом в соответствии с принципом актуализма наиболее вероятными следует считать средние для современных условий зависимости.

В заключение разбора модели приведем схему расчета ряда характеристик и времени изменения древнего ледникового покрова. Номера операций здесь соответствуют номерам граф ниже приводимых таблиц расчетных характеристик древнего ледника.

1. Вводится современная средняя летняя температура воздуха t_c вдоль выбранного разреза (по климатологическим данным).

2. Длина частичного ледника L отсчитывается от ледораздела в соответствии с выбранным шагом дискретного расчета.

3. Наибольшая высота поверхности ледника $H_m = f_2(L)$.

4. Средняя по L годовая величина снегонакопления $i = f_4(L)$.

5. Вводится общеклиматическое изменение средней летней температуры воздуха в перигляциальных районах Δt_k (по палеогеографическим данным).

6. Температурный скачок над ледником за счет его собственного охлаждающего влияния $\Delta t_x = f_5(L)$.

7. Средняя летняя температура воздуха у конца ледника t_0 вычисляется по формуле (23).

8. Высота границы питания над концом ледника h_i вычисляется по формуле (24) по известному вертикальному градиенту средней летней температуры g .

9. Длина зоны аккумуляции l_i рассчитывается по формуле (25).

10. Длина зоны абляции l_A — по формуле (26).

11. Средняя по длине частичного ледника абляция A вычисляется в соответствии с формулой (27).

12. Сальдо баланса льда частичного ледника $b = i - A$.

13. Скорость изменения объема частичного ледника (при ширине 1 км)

$$B = \frac{bL}{0,9} 10^{-5}.$$

14. Объем льда ΔW , соответствующий изменению частичного ледника от j -й до $(j+1)$ -й фазы с учетом рельефа вычисляется графически.

15. Время, необходимое для перехода ледника из j в $j+1$ фазу

$$\Delta\tau = \frac{\Delta W}{0,5(B_j + B_{j+1})}$$

16. Скорость отступления или наступания края ледника между соответствующими фазами вычисляется как $\frac{L_{jH} - L_j}{\tau_{j+1} - \tau_j}$.

17. Время, необходимое для изменения ледника от фазы 1 (начальной) до фазы j , рассчитывается как $\tau = \sum_1^j \Delta\tau$.

Расчет характеристик наступающего покровного ледника

В рассмотренной модели расходной частью водно-ледового баланса является абляция поверхности ледника. Этот процесс, несомненно, преобладал, а скорее всего был единственным в юго-восточном континентальном секторе древнего Европейского ледникового покрова. Поэтому все дальнейшие расчеты будут относиться именно к этому его сектору, по периметру которого ледник во все фазы своего развития контактировал с суши или с небольшими мелководными водоемами (см. выше). Мы будем рассматривать только правую половину частичного ледника от ледораздела до края вдоль выбранного разреза (см. рис. 23). Левая же его часть (северо-западный сектор покрова) вскоре после начала этапа прогрессивного развития оледенения спускается в глубоководное море. Основной, а возможно и единственной, расходной частью баланса при этом становится ледовый сток в виде айсбергов. Как и в современной Антарктиде, они должны были откалываться на линии гидростатического равновесия покрова или на краю шельфового ледника, если были условия для его формирования.

Формально наиболее вероятным вариантом (1) прогрессивного развития ледникового покрова надо считать такой, при котором все гляциологические характеристики соответствуют среднестатистическим зависимостям (сплошные линии на рис. 15, 18, 20). Выпишем эти зависимости в аналитической форме, применив к имеющимся у нас эмпирическим данным метод наименьших квадратов. В порядке введения в расчетную схему модели они имеют вид

$$H_m = 0,094 \sqrt{L} \text{ [км]}; \quad i = \frac{224}{\sqrt{L}} \text{ [г/см}^2 \cdot \text{год]};$$

$$\Delta t_x = -L^{0,23} \text{ [град]}.$$

Размерность величины L в этих эмпирических формулах, как и ранее, км.

В графе 1 табл. 2 введено современное значение средней летней температуры воздуха t_0 в точках, соответствующих расстоянию L_j края ледника от ледораздела (графа 2). Общеклиматическое изменение средней летней температуры воздуха Δt_x в период прогрессивного развития последнего оледенения, как уже отмечалось, пока еще трудно представить в функции времени. Поэтому в графе 5 принята единая для всех фаз наступания ледника характеристика $\Delta t_x = -8^\circ$. Основание этой величины рассмотрено выше. По мере роста Северо-европейского ледникового покрова температура воздуха у его края t_0 (графа 7 табл. 2) постепенно повышается. Однако скорость этого повышения невелика, так как на эффект широтного потепления накладывается противоположно направленный эффект охлаждающего влияния растущего ледника (графа 6). Соответственно медленно увеличиваются высота границы питания h_i и длина зоны абляции l_A (графы 8, 10). Следствием этого является малая величина средней по частичному леднику абляции A и постоянно положительный, хотя и постепенно уменьшающийся по абсолютной величине удельный баланс льда b (графы 11, 12).

При вычислении объема льда частичного ледника между его положениями в разные фазы ΔW (графы 14) мы не учитывали ни гляциоизостатического прогибания ложа, ни эвстатического понижения уровня океана. С точки зрения проводимого расчета эффекты этих двух процессов в какой-то степени взаимно компенсируются. Кроме того, следует напомнить, что статистические зависимости $f_1(L)$ и $f_2(L)$ строились по картографическим данным о современных ледниках. Следова-

Таблица 2. Расчетные характеристики нарастающего древнего ледника

№ п/п	Содержание граф	Фаза					
		1	2	3	4	5	5'
1	t_0 , град	6	12	13	14	15	16
2	L , км	3	230	420	650	950	1200
3	H_m , км	0,163	1,43	1,93	2,40	2,90	3,26
4	i , г/(см ² ·год)	155	37	30	26	23	21
5	Δt_x , град	-8	-8	-8	-8	-8	-8
6	Δt_x , град	-1	-3	-4	-5	-5	-5
7	t_0 , град	-3	1	1	1	2	3
8	h_i , км	-0,73	0,47	0,53	0,58	0,77	0,93
9	l_A , км	3	217	404	630	916	1150
10	l_A , км	0	13	16	20	34	50
11	A , г/(см ² ·год)	0	2,5	1,5	1,3	1,3	1,5
12	b , г/(см ² ·год)	155	34,5	28,5	24,7	21,7	19,5
13	B , км ³ ·год	0,0044	0,088	0,133	0,179	0,229	0,260
14	ΔW , км ³		130	480	700	1090	1005
15	$\Delta\tau$, год		2820	4340	4490	5350	4300
16	$\Delta L/\Delta\tau$, км/год		0,080	0,044	0,051	0,056	0,058
17	$\Sigma\Delta\tau$, год	0	2820	7160	11650	17000	21300

тельно, они в какой-то степени уже учитывают гляциоизостатический эффект.

Время, необходимое для перехода ледника из одной фазы в другую при всех введенных и вычисленных характеристиках, представлено в графе 15, а скорость продвижения фронта ледника — в графе 16 табл. 2. В рамках рассматриваемой модели может быть также вычислена скорость движения льда в леднике, осредненная по вертикали. Из чисто кинематических и балансовых соображений следует, что в нестационарном леднике

$$bl - \bar{\rho}_l \int_0^l \frac{\partial h}{\partial \tau} dl = \bar{\rho}_l \bar{V}_l \bar{h}, \quad (28)$$

где l — расстояние выбранного сочетания от ледораздела, $\bar{\rho}_l$ и \bar{V}_l — средняя плотность и скорость ледника в этом сечении, h — толщина льда, b — баланс льда на поверхности от ледораздела до l . Для сечения на границе питания или выше нее $b=i$. Если пренебречь малой для этапа прогрессивного развития величиной абляции, то получим

$$\bar{V}_l = \frac{il}{\bar{\rho}h} - \frac{1}{h} \frac{\partial H}{\partial \tau} l. \quad (29)$$

В соответствии с формулой (5) $H = 0,074 \sqrt{L}$, следовательно

$$\frac{\partial H}{\partial \tau} = \frac{0,074}{2\sqrt{L}} \frac{\partial L}{\partial \tau}. \quad (30)$$

Так, например, для сечения через границу питания ледника фазы 5 $i = 23$ г/(см²·год), или $0,23 \times 10^{-3}$ км эквивалентного слоя воды, $dL/d\tau \approx \Delta L/\Delta\tau$ и в соответствии с данными графы 16 табл. 2 в среднем равно 0,057 км/год.

Тогда $\bar{V}_l = \frac{0,23 \times 10^{-3} \times 916}{0,9 \times 0,77} - \frac{0,074 \times 916 \times 0,057}{2 \times 0,77 \times 31} = 0,30 - 0,08 = 0,22$ км/год. Это скорость того же порядка, что и у недифференцированного края современного Антарктического покровного ледника. Она в 4 раза больше ранее вычисленной скорости наступания края древнего Европейского покровного ледника. Очевидно, что при такой большой скорости движения геоморфологическая активность его была достаточно высока.

Проведем еще оценку средней годовой температуры воздуха над расчетным ледником в разные фазы его прогрессивного развития. Для этого предположим, что общеклиматическая температурная аномалия -8° относится не только к летней, но и к годовой температуре воздуха. Экспериментальные палеогеографические основания для такого допущения имеются и рассмотрены выше. В соответствии с современными данными примем вертикальный градиент средней годовой температуры воздуха равным 11 град/км для фаз 5 и 8 град/км для остальных фаз наступающего Европейского ледникового покрова. Рассчитанная таким образом средняя по поверхности разрезов температура практически совпадает с зависимостью $t_x = f_3(L)$ (см. рис. 18). Так, для древнего европейского ледника фазы (2) $t_x = -17^\circ$, а фазы 5 — соответственно $t_x = -32^\circ$.

Но если и питание, и температура поверхности (а значит, и температурное поле всей массы) наступавшего древнего ледника были аналогичны современным, то по физическим причинам форма его должна также соответствовать форме современных покровных ледников. Следовательно, результаты расчетов в рассмотренном первом варианте следует считать наиболее вероятными не только по формально-статистической, но и по физической аналогии с современными условиями.

Рассмотрим данные графы 17 табл. 2, которые характеризуют расчетное время развития европейского ледника от фазы малого горного до крупного покровного ледника, по масштабам лежащего между современными Гренландским и Антарктическим. За 14 180 лет он преодолевал расстояние от подножья Скандинавских гор до подножья Валдайской возвышенности (см. рис. 23). Это время, как нам представляется, характеризует тот реальный минимум, который необходим для образования покровного ледника таких размеров.

Как мы видели выше, в настоящее время отсутствует единая точка зрения на последовательность и хронологию событий валдайского времени. Остается неясным прежде всего время начала последней волны холода, а также состояние оледенения в средневалдайское время. Если это время было достаточно холодным хотя бы для существования небольшого ледникового покрова (фазы 2 на рис. 23), то последующее похолодание до величины $\Delta t_k = -8^\circ$ позволяет ему вырасти до размеров фазы 5 за интервал времени от 30 тыс. до 16 тыс. лет назад. Если же средний валдай был теплым, то в соответствии с данными табл. 2 время нарастания ледника должно быть увеличено примерно на 3 тыс. лет. Таким образом, с точки зрения формирования водно-ледового баланса Европейского покровного ледника отмеченные временные различия не так уж существенны.

Необходимо отметить, что ледник фазы 5 все же не достигает размера, соответствующего максимуму последнего из великих оледенений Европы. Достижение этого положения путем медленной эволюции в холодных климатических условиях требует уже 21 300 лет (см. табл. 2). Но, по-видимому, такое время в действительности и не было необходимо на финальной стадии наступания. Ниже мы рассмотрим причину, по которой рост массы ледника заканчивался раньше, чем рост его площади.

Разработанная модель позволяет просчитывать любые самые разнообразные сочетания гляциоклиматических условий развития древнего ледникового покрова. Оставаясь на позициях принципа «вероятности актуализма», мы просчитали некоторые варианты, значительно менее реальные, чем рассмотренные выше. Задача ставилась так: вычислить методом последовательных приближений такое общеклиматическое изменение средней летней температуры воздуха Δt_k , которое при заданной форме ледника и снегонакоплении на нем обеспечило бы известное время наступания и соответствующую его скорость.

Вариант 2. Известно мнение о том, что главной причиной древних материковых оледенений было не похолодание, а увеличение атмосферных осадков. Проверим его по нашей модели. Допустим, что при средних значениях H_m величина i во всех фазах соответствует верхнему пределу отклонения от среднего, обеспеченному на 5% (верхняя пунктирная линия на рис. 20). Так, на леднике фазы 1 $i = 375$ г/(см²·год), на леднике фазы 5 $i = 56$ г/(см²·год). Это в 2,4 раза больше средних величин на современных ледниках, а также значительно больше современной годовой суммы осадков в соответствующих районах Северной Европы. Расчет показал, что в этом случае $\Delta t_k = -0,5^\circ$. Иначе говоря, в принципе Европейский покровный ледник мог достаточно быстро оккупировать территорию только благодаря резкому увеличению осадков при практически неизменной современной летней температуре воздуха. Однако необходимое изменение количества осадков статистически маловероятно, а палеогеографические данные, приведенные выше, согласно говорят о прогрессирующем иссушении климата с ростом оледенения.

Вариант 3. Допустим, что величина H_m во всех фазах соответствует нижнему пределу отклонений от среднего, обеспеченному на 5%. Так, например, для фазы 5 $H_m = 1,6$ км, что в 1,8 раза меньше средней для современных ледников величины. Приняв среднее значение i для всех фаз, мы получим $\Delta t_k = -6^\circ$. Эта величина находится в пределах палеогеографических оценок похолодания, рассмотренных выше. Однако

вероятность существования такого «тонкого» ледника формально мала.

Вариант 4. Допустим, что величина H_m во всех фазах соответствует верхнему пределу отклонений от среднего, обеспеченному на 5%. Так, для ледника фазы 5 $H_m = 5,25$ км. В этом случае при средних значениях снегонакопления никакое общеклиматическое похолодание не обеспечивает достаточных темпов наступания ледника на европейские равнины.

Вариант 5. Нельзя не считаться с возможностью резкого иссушения климата во время холодного интервала. Допустим, что величина снегонакопления на леднике во всех фазах соответствует нижнему пределу отклонений от среднего, обеспеченному на 5%. Так, например, для фазы 1 $i = 64$ г/(см²·год), а для фазы 5 $i = 9,5$ г/(см²·год). При средних значениях H_m никакое общеклиматическое похолодание не обеспечивает темпов наступания ледника, соизмеримых с приведенными в табл. 2. Если принять $\Delta t_k = -8^\circ$, то в рассматриваемом варианте для наступания от фазы 1 до фазы 5 Европейскому покровному леднику необходимо $\tau = 45$ тыс. лет. Таким образом, в принципе возможно прогрессивное развитие ледникового покрова в условиях холодного и сухого климата, но формально такой вариант маловероятен.

Варианты 6 и 7 должны, очевидно, оперировать с попарными сочетаниями величин H_m и i , каждая из которых обеспечена на 5%. Если считать, что отклонение H_m и i от их средних значений случайны и независимы друг от друга, то вероятность одновременного появления величин $H_m \pm E_{5\%}$ и $i \pm E_{5\%}$ в соответствии с теоремой умножения вероятностей равна 0,25%. При такой малой вероятности просчет этих вариантов вряд ли имеет смысл.

Расчет характеристик отстающего покровного ледника

Период деградации последнего оледенения в палеогеографическом аспекте хорошо изучен. Поэтому анализ поведения рассматриваемой модели в новых, резко отличных от эпохи роста оледенения условиях постоянно контролируется экспериментально установленным пространственно-временным положением края ледника.

Палеогеографические данные в принципиальном согласии с теоретико-климатологическим анализом рисуют после максимума похолодания достаточно постепенное потепление климата вплоть до голоценового оптимума. Однако на фоне этого в среднем постепенного потепления наблюдаются флуктуации очень большой амплитуды векового и многовекового масштаба времени. В связи с таким временным ходом, а также точностью реставрации непрерывного хода летних температур воздуха представляется неоправданным введение в расчет этой переменной в функции времени. Поэтому, как и для эпохи роста, мы будем использовать в дальнейшем среднюю для всего периода деградации величину Δt_k . По аналогичным причинам величина снегонакопления на леднике i по-прежнему будет вычисляться только в функции характерного размера ледника L . При этом следует обратить внимание на то, что по мере роста ледника, с одной стороны, отмечается ксерофитизация перигляциальной зоны, с другой — уменьшается снегонакопление на леднике в соответствии с актуалистической зависимостью (см. рис. 20).

Исходя из геохронологических данных можно полное время деградации последнего покровного оледенения оценить округленно величиной 10 тыс. лет и считать ее главной контрольной цифрой при операциях с балансовой моделью. Промежуточный контроль может быть проведен сопоставлением просчетов модели с изохронами края отстающего ледника.

Оценка общеклиматической аномалии летней температуры воздуха на равнинах Европы (вдали от края ледника) по ряду причин менее надежна. В отдельные периоды, особенно на завершающих стадиях деградации, они приближались к 0° (современные условия), однако в среднем, несомненно, было прохладней. Наиболее реальной представляется $\Delta t_k = -2 \div 3^\circ$, которую и примем в дальнейшем расчете.

Допустим в первом приближении, что с потеплением климата форма ледника осталась такой же, как и в предшествующее холодное время (см. рис. 15—17, табл. 2). Используя разработанную ранее схему расчета, приходим к выводу: баланс льда ледника фазы 5¹ наступания равен 0, а фаза 5 — слабopоложительный. Иначе говоря, покровный ледник, по

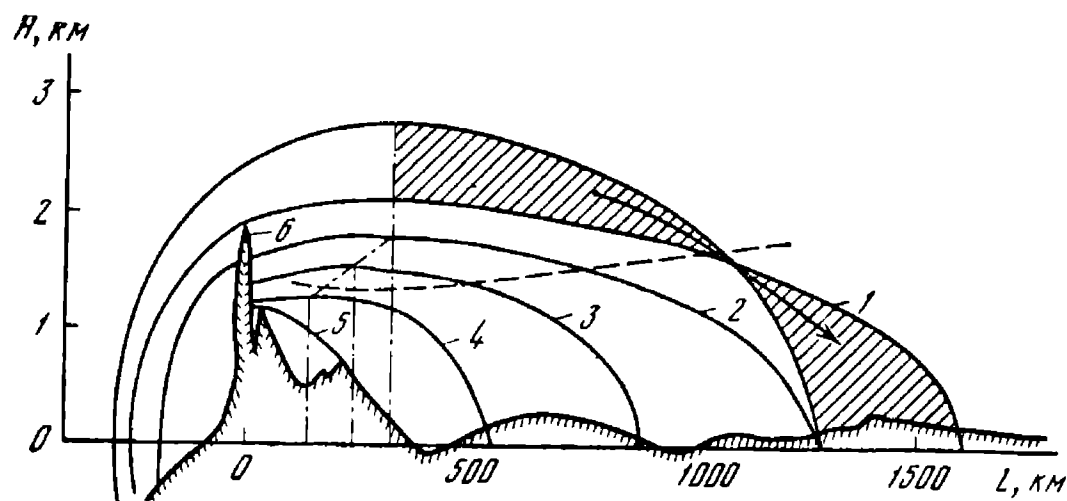


РИС. 24. Форма Европейского ледникового покрова в эпоху его деградации

форме в среднем аналогичный современным покровам, при общеклиматическом потеплении на $5-6^\circ$ мог в лучшем случае только стационарствовать, но не отступать. Дальнейшие расчеты показали, что даже при современном климате отступление ледника такой формы растянулось бы на несколько десятков тысяч лет. Для деградации за 10 тыс. лет лето всей эпохи деградации должно было быть в среднем на 2° теплее современного, что заведомо неверно.

Выше было отмечено, что форма покрова, принятая в первом варианте расчета наступания, наиболее вероятна не только по формально-статистической, но и по физической аналогии с современными условиями. Основанием для такого утверждения служило равенство аккумуляции снега и температур воздуха над современными и древним ледниковым покровом соответствующих размеров. Температуры льда в этом случае также аналогичны [Патерсон, 1972]. Они, в свою очередь, определяют одинаковую (для соответственных размеров) пластичность льда и условия скольжения на ложе, т. е. в целом подвижность ледника, его способность к растеканию. «Жесткий» лед холодной эпохи и обеспечивал достаточно крутую форму поверхности наступающего Североевропейского ледникового покрова. Потепление же климата в среднем на $5-6^\circ$ в эпоху деградации неизбежно должно было привести к существенному прогреву всего тела ледника. При этом повышение средней температуры ледника значительно превышало величину общеклиматической аномалии в зоне, охваченной таянием, за счет выделения скрытой теплоты повторного замерзания воды в толще фирна.

Количественное описание «разлива» покровного ледника при его прогревании является важной проблемой динамической гляциологии и теплофизики ледников. В работе У. Патерсона [1972] изменение толщины ледникового покрова при его прогреве на 20° оценивается величиной 35%. По-видимому, не исключена возможность потери в какой-то момент устойчивости во всяком случае части ледника и перехода сравнительно медленного растекания к стремительному («катастрофическому») наступанию. Наступания такого типа достоверно известны для современных небольших ледниковых покровов.

Таким образом, потепление климата в эпоху деградации приводило к подъему границы питания, увеличению удельной и суммарной абляции, способствующему замедлению наступания или отступанию ледника, и к увеличению подвижности, способствующей растеканию и наступанию края ледника. Поведение края ледника определялось, очевидно, итогом борьбы этих двух противоположно направленных процессов. Совместное количественное описание обоих процессов, развернутое во времени, вряд ли пока возможно. В этом разделе мы проведем расчет баланса льда ледника, мгновенно изменившего свою форму в сторону уплощения, но оставшегося в среднем эллиптическим. Тогда в формулах (2), (5) изменяются величины коэффициентов, но вид зависимостей останется прежним. Можно не сомневаться, что в процессе «разлива» льда в стадию деградации (под которой мы понимаем уменьшение массы, но не обязательно площади ледника) возникали многочисленные потоки льда с повышенной скоростью движения. Край этих потоков, достигших квазистационарного состояния (т. е. состояния подвижного равновесия двух указанных выше тенденций), и образовали отложения и морфологию ледниковых лопастей, хорошо сохранившиеся до наших дней. Естественно, что профиль поверхности ледника вдоль линий тока этих потоков не мог быть не только эллиптическим, но и во-

обще монотонным. Однако это обстоятельство не противоречит принятой нами аппроксимации. Действительно, в статистическое осреднение параметров формы современных ледников вошли и выводные ледники Антарктиды, Гренландии и многих более мелких покровов, являющиеся по существу аналогами лопастей древнего европейского покрова (см. рис. 15—17).

Количественную оценку формы Североевропейского ледникового покрова в период деградации в этом разделе мы проведем чисто феноменологически. Для этого учтем жесткие ограничения, накладываемые палеогеографическими и геохронологическими данными на время как наступания, так и отступания ледника. Сейчас, по-видимому, уже не вызывает сомнения, что время основного наступления от подножья Скандинавских гор до последнего максимума не превышало 15 тыс. лет. Это значит, что путем медленного наступания с наращиванием массы от фазы 2 могло быть достигнуто лишь положение фазы 5 наступания (см. рис. 23, табл. 2). На этом заканчивалась эпоха увеличения массы Североевропейского покрова. Дальнейшее, очевидно, весьма быстрое наступание происходило в результате прогрева и уплощения ледникового тела при начавшейся уже потере его массы. Этот непродолжительный, но важный этап развития оледенения можно условно назвать «деградационным наступанием». В результате него ледник и достиг своего максимального размера фазы 1 отступания (рис. 24). Заштрихованные на рис. 24 площади мы принимаем равными, т. е. пренебрегаем потерей льда за время деградационного наступания. Тогда из уравнения

$$\frac{1}{4} \pi H_{m,5} L_5 = \frac{1}{4} \pi H_{m,1} L_1,$$

где индекс 5 относится к фазе 5 нарастания, а индекс 1 — к фазе 1 деградации, получаем $H_1 = \frac{2,90 \cdot 950}{1270} = 2,17$ км. Формулы (2), (5) при этом приобретают вид

$$H_m = 0,061 \sqrt{L}, \quad H = 0,048 \sqrt{L}, \quad (31)$$

характеризуя среднюю форму отступающего Североевропейского ледника. Ниже будет показано, что эта форма при заданных климатических условиях периода деградации отвечает геохронологии дегляциации. Таким образом, проведенное выше после многих численных экспериментов достаточно произвольное построение имеет следующее обоснование: а) оно укладывается в рамки экспериментальной геохронологии; б) увязывается (через расчетный баланс льда) с палеогеографическими построениями; в) не противоречит теоретическим представлениям динамической гляциологии. Отметим, кроме того, что новая форма, которую принял ледник после деградационного отступания, не столь сильно отличается от старой, чтобы противоречить принципу вероятностного актуализма. Расчет показал, что отклонение формы отступающего ледникового покрова от средней формы современных покровов обеспечено на 10%, т. е. находится внутри принятого выше доверительного интервала 5%.

Обратимся теперь к результатам балансовых расчетов по ранее выработанной схеме для условий периода отступания Европейского ледникового покрова. В табл. 3 приведены соответствующие расчетные характеристики при введении в расчет общеклиматической летней температурной аномалии, равной -3° . Сравнение этих данных с приведенными в табл. 2 показывает, насколько резко изменились условия существования ледника. Повышение границы питания (пунктир на рис. 24) в связи с потеплением лета оказывается для уплощенного ледника чрезвычайно действенным благодаря увеличению длины зоны абляции l_a за счет зоны аккумуляции l_s . По мере уменьшения длины ледника, а следовательно, и высоты его поверхности соотношение между l_a и l_s прогрессивно изменяется. Между фазами отступания 1 и 3, соответствующими максимальной стадией и стадией сальпаусселькя, ледник еще сохраняет достаточно развитую зону аккумуляции (см. рис. 24). Скорость его отступания умеренная (графа 16 табл. 3). Учитывая продолжающийся процесс прогрева льда, можно предполагать, что даже при неизменных климатических условиях край ледника должен был временами приостанавливаться или слегка наступать. При этом образовывались хорошо известные конечно-моренные гряды. В какой-то момент между фазами 3

Таблица 3. Расчетные характеристики отступающего древнего ледника $\Delta t_x = -3^\circ$

№ п/п	Содержание граф	Фаза					
		1	2	3	4	5	6
1	t_0 , град	16	15	14	13	12	6
2	L , км	1270	950	650	420	230	3
3	H_m , км	2,17	1,88	1,56	1,25	0,81	0,105
4	i , г/(см ² ·год)	21	23	26	30	37	155
5	Δt_x , град	-3	-3	-3	-3	-3	-3
6	Δt_x , град	-5	-5	-5	-4	-3	-1
7	t_0 , град	8	7	6	6	6	2
8	h_0 , км	1,64	1,48	1,30	1,26	1,19	0,128
9	l_0 , км	834	587	362	0	0	0
10	l_A , км	436	363	288	420	230	3
11	A , г/(см ² ·год)	37	39	44	77	125	150
12	b , г/(см ² ·год)	-16	-16	-18	-47	-88	+5
13	B , км ³ ·год	-0,226	-0,169	-0,130	-0,219	-0,225	0
14	ΔW , км ³	-699	-705	-425	-285	-95	-95
15	$\Delta \tau$, год	3540	4710	2450	1340	845	455
16	$\Delta L/\Delta \tau$, км/год	0,090	0,064	0,094	0,142	0,268	0,520
17	$\Sigma \Delta \tau$, год	0	3540	8250	10 700	12 040	12 885

и 4 вся поверхность ледника оказалась ниже высоты границы питания, зона аккумуляции исчезла, скорость отступления резко увеличилась (см. рис. 24). Это и объясняет, каким образом после стадии сальпаусселья Североевропейский ледниковый покров в течение немногих тысячелетий исчез полностью.

Рассмотрим еще данные табл. 4, представляющие собой результаты расчета по той же схеме, но для условий немного более теплого лета. Оказывается ледник более плоской формы исключительно чувствителен к изменениям климата. Потепление лета всего на 1° вдвое увеличивает скорость его отступления. Интересно, что и в этом случае исчезновение зоны аккумуляции происходит между 3-й и 4-й фазами отступления. Из сравнения данных табл. 3 и 4 качественно следует вывод о том, что многократные возвраты холодов, происходившие на протяжении периода деградации оледенения, должны были существенно приостанавливать отступление края ледника. Таким образом, факт стадильности отступления Североевропейского ледникового покрова может быть объяснен как динамико-гляциологическими причинами (растекание при прогреве ледника), так и балансово-климатологическими (резкое увеличение баланса льда при похолодании климата). В природе скорее всего обе группы причин действовали совместно с сильной обратной связью по схеме: потепление климата приводит к прогреву и растеканию ледника, увеличению его площади на суше и выбросу айсбергов в океан, что в свою очередь вызывает похолодание климата и приостановку темпов отступления.

Рассмотрим теперь два варианта, связанные с вероятными отклонениями от среднего количества выпадающих на леднике твердых осадков. Как и при расчете наступания, оценим влияние очень больших (5-процентной обеспеченности) аномалий величин снегонакопления i (см. рис. 20). При увеличении значений i (строка 4 табл. 2) в 2,4 раза оказывается необходимым увеличение Δt_x до -1° для того, чтобы время полной деградации покровного оледенения Европы оказалось равным примерно 10 тыс. лет. Этот вариант в действительности, очевидно, не мог иметь места, так как климат периода деградации в целом был несомненно холоднее современного.

При уменьшении снегонакопления на ледниковом покрове в 2,4 раза контрольное время деградации обеспечивается $\Delta t_x = -5^\circ$, т. е. в условиях весьма прохладного лета. Однако при этом становится трудно объяснить значительное прогревание тела ледника, а следовательно, и существенное снижение высоты его поверхности. Без этого же эффекта, как было показано выше, невозможно объяснить деградацию оледенения с позиций балансовой гляциологии.

По-видимому, в действительности аномалии снегонакопления на Европейском покровном леднике были меньше и, кроме того, меняли свой знак в разные эпохи. Возможно, что сухие и холодные эпохи автоматически вызывались предшествующими потеплениями, во время которых тело ледника прогревалось, и по океанической части его периметра происходил усиленный сброс айсбергов. После таяния айсбергов и прогрева поверх-

Таблица 4. Расчетные характеристики отступающего древнего ледника $\Delta t_x = -2^\circ$

№ п/п	Содержание граф	Фаза					
		1	2	3	4	5	6
1	t_0 , град	16	15	14	13	12	6
2	L , км	1270	950	650	420	230	3
3	H_m , км	2,17	1,88	1,56	1,25	0,81	0,105
4	i , г/(см ² ·год)	21	23	26	30	37	155
5	Δt_x , град	-2	-2	-2	-2	-2	-2
6	Δt_x , град	-5	-5	-5	-4	-3	-1
7	t_0 , град	9	8	7	7	7	3
8	h_0 , км	1,79	1,63	1,44	1,40	1,33	0,128
9	l_0 , км	720	475	252	0	0	0
10	l_A , км	550	475	398	420	230	3
11	A , г/(см ² ·год)	49	53	73	104	200	170
12	b , г/(см ² ·год)	-28	-30	-47	-74	-163	-15
13	B , км ³ ·год	-0,395	-0,317	-0,340	-0,346	-0,416	-0,0005
14	ΔW , км ³	-699	-705	-425	-285	-95	-95
15	$\Delta \tau$, год	1940	2160	1240	750	455	455
16	$\Delta L/\Delta \tau$, км/год	0,165	0,139	0,186	0,254	0,520	0,520
17	$\Sigma \Delta \tau$, год	0	1940	4100	5340	6090	6545

ностного слоя океана вновь наступало потепление и увлажнение климата.

Следующий вариант расчета показывает влияние нарушения эллиптичности формы поверхности ледникового покрова в зоне абляции. На рис. 25 показано перераспределение массы льда края ледникового покрова при его переходе от эллиптического (1) к произвольному выпукло-вогнутому (2) профилю. Расчет средней величины абляции (формула (27)) и всей ежегодной массы абляции в этом случае может быть выполнен путем графического интегрирования. В частности, при температурных условиях фазы 1 отступления (табл. 3) и показанной на рис. 25, а форме ежегодная масса абляции поверхности (2) оказывается вдвое больше, чем поверхности (1). При дальнейшем уменьшении средней толщины льда выдвигающейся лопасти быстро достигается многократное превышение абляции льда ее поверхности над абляцией льда поверхности эллиптического ледника. Таким образом, образование лопастей у края ледникового покрова, местами, может быть, сливавшихся в «прилавок», приводило к значительному ускорению деградации оледенения. Так, например, если через некоторое время после выдвижения лопасть, показанная на рис. 25, а динамически омертвела, то уже через 100 лет абляция уничтожала ее целиком.

До сих пор во всех расчетах фигурировала интенсивность абляции не покрытого мореной льда A , для которой справедлива формула (22). Однако в краевой зоне ледникового покрова, особенно при кратковременных быстрых деградационных наступаниях, часть донной морены по надвигам внедрялась в тело ледника. Такое явление с несомненностью установлено для современных горных и покровных ледников. Таяние такого мореносодержащего льда происходит намного менее интенсивно, чем чистого, и, кроме того, существенно нестационарно даже при неизменных во времени внешних условиях. Оценим этот эффект количественно.

Теоретическое исследование и анализ измерений на современных ледниках показал, что время, необходимое для полного стаивания мореносодержащего льда толщиной H (см)

$$\tau = \frac{[0,1H(q - 0,9\gamma) + 1]^2 - 1}{0,29A(q - 0,9\gamma)}. \quad (32)$$

Величину интенсивности абляции свободной поверхности льда A получаем по формуле (22) в г/(см²·год). Мутность воды, стекающей с заморенной поверхности ледника γ (г/см³), на основании измерений оценим (с точностью до порядка) величиной 0,001 г/см³.

Чтобы подойти к оценке определяющей величины объемного мореносодержания льда q (г/см³), обратимся к данным о толщине отложенной последним оледенением морены, приведенным ранее. В краевых зонах она составляет местами десятки метров. К сожалению, пока еще трудно объективно разделить общую толщину отложенной морены на абляционную и донную составляющие. В соответствии с наблюдениями на современных ледниках можно допустить, что по крайней мере 10 м из нескольких десятков внедрялось в тело ледника и, следовательно,

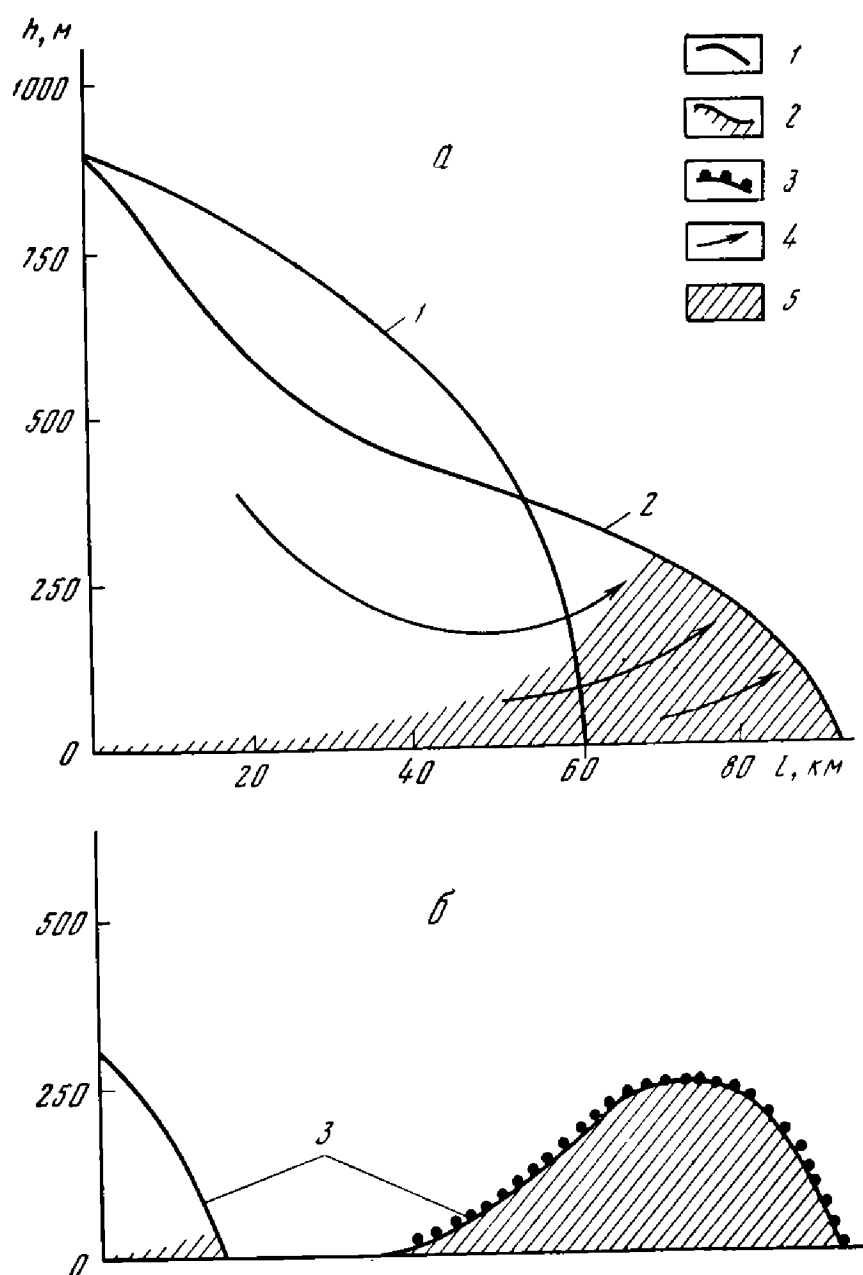


РИС. 25. Изменение эллиптического профиля поверхности на выпукло-вогнутой в краевой зоне ледникового покрова (а) и образовании массива мертвого заморенного льда (б)

1 — профиль эллиптический; 2 — то же, выпукло-вогнутый; 3 — край отступившего покрова и мертвый лед; 4 — направление линий тока льда, 5 — мореносодержащий лед

проходило стадию абляционной морены. Принимая по измерениям средний объемный вес абляционной морены равным 2 г/см^3 , получаем общую массу внедрившегося моренного материала равной 2000 г/см^2 . Для условий, показанных на рис. 25а, при $H=250 \text{ м}$ величина $q=0,08 \text{ г/см}^3$. Проведем расчет τ для условий фазы 1 отступления (табл. 3). Учтем при этом, что, как было рассчитано выше, чистый лед быстро тает, край ледника отступит, оставив массив мертвого заморенного льда (рис. 25, б). На этот массив уже не будет действовать собственное охлаждающее влияние ледника ($\Delta t_s = 0^\circ$). Средняя летняя температура воздуха у подошвы массива (при $\Delta t_s = -3^\circ$) окажется тогда $t_0 = 13^\circ$, а на средней высоте массива $t = 12^\circ$. Средняя интенсивность абляции свободной поверхности льда по формуле (22) определяется равной $1000 \text{ г/(см}^2 \cdot \text{год)}$. Учитывая полученные оценки, по формуле (31) находим время стаивания заморенного массива мертвого льда $\tau = 3500 \text{ лет}$. Массив чистого льда такой же толщины и при тех же условиях весьма теплого климата стоял бы за 25 лет.

Проведенные расчеты показывают, что при большом мореносодержании льда в краевой зоне ледника неизбежно должны были образовываться и длительное время сохраняться массивы мертвого льда. Они существовали в условиях настолько теплого лета, что (после образования первых метров абляционной морены) могли, по-видимому, зарастать вначале травянистой, а в дальнейшем и лесной растительностью. Такое явление наблюдается и сейчас, например на лопасти медника Малаяспина. Развитие в массивах мертвого льда явлений термокарста, с одной стороны, ускоряло их распад по сравнению с проведенным расчетом, с другой — приводило к многократному перераспределению морены. Учитывая при этом наличие растительности на ее поверхности, легко представить себе исключительную сложность формирующейся при этом стратиграфии. Возможно, что иногда она способна создать видимость большой сложности стратиграфии как отражения сложного гляциального процесса, в то время как развитие собственно ледника проходило достаточно просто и монотонно.

Данные табл. 3 и 4 показывают, что в эпоху деградации Североевропейского покровного ледника дополнительный сток талых вод достигал исключительно больших величин. Так, при $\Delta t_s = -3^\circ$ модуль стока в нижней части зоны абляции составлял $170 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$, или в 20 раз больше современного. Правда, в среднем для поверхности частичного ледника фазы 1 деградации модуль дополнительного стока был равен лишь $5,6 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$, т. е. порядка современного. Из средних этих цифр ясно, что основной стокоформирующей зоной была самая нижняя часть зоны абляции. В этой зоне в середине лета должен был формироваться высокий, хотя и не такой острый, как в наше время, пик паводка.

Гидрографическая сеть ледника, учитывая форму его поверхности, очевидно, имела радиальный характер с большим количеством глубоких ледяных русел. Напомним, что большие массы моренного материала в краевых зонах — это бесспорный факт. Но сочетание высокой, сосредоточенной во времени и пространстве водности с большими массами рыхлого моренного материала — необходимое и достаточное условие для формирования гляциогенных селей, даже несмотря на сравнительно малые уклоны русла. К факторам, резко усиливающим вероятность и мощность селевых потоков, можно отнести также быстрые подвижки края отступающего ледника с образованием массы раздробленного льда. В этом случае сель становится полифазным (вода, лед, валуны, высокодисперсная фракция морены). Исследование этого грандиозного явления в наше время еще только начинается. Но уже сейчас ясно, что выброс материала таких селей в эпоху деградации последнего Европейского ледникового покрова мог происходить на десятки километров от края ледника даже по неглубоко врезанной пологой долине. Отложения таких селей нередко очень напоминают настоящие ледниковые морены. Можно думать, что известные во многих местах перигляциальной зоны «языки» моренных отложений шириной порядка 1 км и длиной 10—15 км в действительности являются продуктом описанного выше селя. Несомненно, что большая интенсивность водно-ледниковой и селево-ледниковой деятельности относится не только к равнинной стадии деградации, но в еще большей степени также к предгорной и горной стадиям.

Мы подошли к реставрации эволюции древнего покровного оледенения Европы с позиций принципа вероятностного актуализма. Такой подход по существу опирается на представление о сходстве основных черт морфологии и режима современных и древних покровных ледников. Возможные различия учитываются при этом на основе ныне наблюдаемых отклонений гляциологических характеристик от соответствующих средних или типичных их значений с привлечением ряда физических соображений. Ледники являются относительно простыми геофизическими объектами. Поэтому вряд ли что-либо существенное в древнем оледенении могло происходить совсем не так, как это наблюдается сейчас, хотя несомненно многое могло быть и не совсем так.

Наиболее общим выводом из приведенного выше анализа мы считаем следующее утверждение: достоверно известные плейстоценовые изменения природы и климата совершенно достаточны для того, чтобы количественно объяснить грандиозное наступление и последующую весьма быструю деградацию Европейского ледникового покрова в известных пространственно-временных пределах на основе принципа актуализма. При этом в процессе гляциологической реставрации и ее увязки с палеогеографическими данными, приведенными в других частях настоящей работы, почти не возникает необходимости привлечения «антиактуалистических» представлений. В основном оказывается достаточно использовать типичные для современного оледенения характеристики.

Единственным исключением является гипотеза об ускоренном наступлении ледникового покрова на заключительном этапе в результате уже начавшегося потепления климата, прогрева льда и, как следствие, увеличения его подвижности. Однако, во-первых, полученное нами изменение формы не выходит за рамки ныне наблюдающихся отклонений, т. е. не противоречит принципу актуализма в вероятностном смысле. Во-вторых, для современной гляциологии «деградационное наступление» ледников — явление не только не парадоксальное, но совершенно естественное с физической точки зрения и непосредственно наблюдаемое в природе.

Считалось, что те характерные особенности, которые наблюдаются в современных ледниковых покровах, должны быть присущи и древнему ледниковому щиту. Однако это не всегда так. Действительно, современные ледниковые покровы «живут» без существенных изменений уже не один миллион лет. В то же время древние ледниковые покровы Европы, такие, как Валдайский, родились и исчезли за несколько десятков тысяч лет. В связи с этим черты, обусловленные нестационарностью процессов в последнем случае, должны наложить на древние оледенения свой отпечаток, не свойственный современным ледниковым щитам Антарктиды и Гренландии.

Выше уже отмечалось, что древние ледниковые покровы Европы развивались в условиях, когда значительная часть края ледника оканчивалась на суше. В связи с этим отвод массы льда от края языка в виде айсбергов, столь обычный для Антарктиды и Гренландии, отсутствовал у Европейского покрова (в интересующих нас южной, юго-западной и юго-восточной его частях). В то же время обширная краевая область древнего ледникового покрова (шириной в несколько сот километров) была подвержена интенсивной абляции. Все это должно было привести к различиям в форме и поведении древних и современных ледниковых покровов.

При исследовании процессов движения и теплообмена в древнем ледниковом покрове можно обнаружить указанные различия.

Современные методы исследования этих процессов в леднике основываются на представлении о леднике как о сплошной среде и использовании соответствующих уравнений, описывающих тепло- и массообмен сплошной среды с учетом конкретных особенностей у поверхности ледников и у их ложа. Такими уравнениями являются уравнения неразрывности, движения, энергии. Специфика льда в этих уравнениях проявляется в первую очередь в связи между напряжениями и деформациями в уравнении деформирования льда, а также в граничных условиях.

Основные процессы, происходящие в леднике, могут быть вкратце описаны так. В зоне питания у поверхности ледников происходит накопление снега, который постепенно оседает, уплотняется, превращается в лед. Из-за разного расположения по высоте различных частей льда в толще ледника лед, находящийся на больших высотах и имеющий большую энергию положения, растекается. В ледяных куполах скорость такого движения по мере удаления от центра купола возрастает, а мощность льда уменьшается. Передвигаясь из центральных (более холодных) областей в периферийные (более теплые), лед может нагреваться сверху. Значительное поступление тепла происходит также за счет диссипации энергии в толще при растекании. Часть тепла поступает к нижней поверхности ледника за счет глубинного тепла Земли, если лед лежит на твердом ложе, или за счет теплообмена с водой, если лед на плаву.

Обычным путем теоретического исследования процессов внутреннего энерго- и массообмена в леднике в настоящее время является раздельное исследование уравнений неразрывности, движения и энергии. Однако даже и в этом случае доведение задачи до конца требует упрощения отдельных уравнений за счет пренебрежения различными их членами и введения упрощающих процесс представлений.

Такое раздельное исследование упрощенных уравнений оказывается весьма плодотворным. Исследование уравнения неразрывности (вне связи с другими уравнениями) послужило основой для изучения кинематики ледника, уравнения энергии — одним из путей для построения теории теплового режима ледника, уравнений неразрывности и движения — основой теорий движения ледников.

При построении теории движения используются определенные представления о распределении температур в леднике, полученные из физики. Соответственно в теории теплового режима невозможность совместного решения уравнений заменяется введением определенных условий, описывающих влияние движения. Эти условия также вводятся исходя из физических соображений.

Широко используется рассмотрение частных случаев, т. е. моделей, имеющих лишь ограниченную применимость, но позволяющих получить информацию по интересующему вопросу.

Однако и при таком подходе необходимы дальнейшие упрощения, которые в основном сводятся к упрощениям аналитического выражения реологических свойств льда и упрощению граничных условий.

Движение и форма древних ледниковых покровов. Применим способ раздельного исследования уравнений для анализа формы древних ледниковых покровов и движения льда в их толще.

Исследуя движение в толще ледника, введем некоторые допущения. Будем считать движение льда в леднике весьма медленным, т. е. пренебрежем инерционными членами уравнений. Примем, что температура в каждом вертикальном сечении в леднике не изменяется по толщине и равна какой-то средней, характерной для сечения величине. Будем также считать постоянной плотность льда в леднике. Все эти допущения обычны, их делают и при анализе условий движения современных мощных ледниковых покровов. Однако при этом всегда делается и допущение о стационарности ледника, постоянстве во времени его толщины, интенсивности питания, температуры. Это допущение вполне приемлемо применительно к ледникам Антарктиды и Гренландии, размеры которых почти не менялись за последние несколько миллионов лет, но не может быть принято для ледникового покрова Европы, который не раз возникал и распадался за периоды времени, значительно меньшие.

Откажемся от допущения о стационарности. Попробуем получить общие выражения, определяющие форму и движение льда, не ограничиваясь стационарностью, проверим, могут ли эти общие выражения быть применимы для анализа состояния ледников сравнением данных расчета с наблюдениями за современными ледниками, и затем используем эти выражения для выявления специфических особенностей ледниковых покровов прошлого.

Прежде всего отметим, что ледниковые покровы прошлого в плане вытянуты так, что растекание льда на юг, например, можно рассматривать как движение, при котором линии тока в плане параллельны для весьма большой области ледяного щита. То же можно сказать и о современных ледниковых покровах. В связи с этим ограничимся рассмотрением плоской задачи, имея в виду, что проводимые выкладки без труда могут быть повторены и для осесимметричного ледяного щита (радиального растекания).

Обратимся к рассмотрению условий массообмена у поверхности ледника. Обозначим $A(x)$ — скорость питания (со знаком $+$) или абляции (со знаком $-$) у поверхности ледника, на расстоянии x от края. Тогда общее количество вещества (G), выпавшего за единицу времени на всем пространстве выше сечения и вплоть до ледораздела, расположенного на расстоянии L от края, равно

$$G(x) = \int_x^L A(x) dx. \quad (1)$$

Различие между суммарной величиной $G(x)$ прихода вещества выше сечения x и расходом его $M(x)$ за счет скорости растекания, обусловленной наклоном поверхности ледника в этой точке, — это количество льда, затрачиваемое на изменение массы ледника в объеме от ледораздела до x . Сказанное можно записать так:

$$\int_x^L A(x) dx - M(x) = \int_x^L \frac{dH}{dt} dx, \quad (2)$$

где t — время, H — толщина ледника.

Выражение (2) есть основное уравнение, определяющее формы древних, нестационарных ледниковых покровов и скорость их изменения. Применительно к находящемуся в близких стационарных условиях ($\frac{dH}{dt} = 0$) ледниковому покрову Антарктиды оно имеет вид

$$\int_x^L A(x) dx = M(x). \quad (3)$$

Следует отметить, что наиболее важным, но, к сожалению, и наименее определенным является условие у нижней поверхности ледника, заключающееся в знании величины возможного

скольжения на границе лед — ложе и возникающего при этом сопротивления движению льда по ложу. Условия движения у ложа определяют как рельефообразующую роль ледников, так и силу сопротивления движению ледника по ложу, а значит, форму и размеры ледника.

До недавнего времени знания о механизме движения у ложа ледника оставались скудными. Многие считали, что существуют условия, когда лед скользит по ложу ледника. Иначе трудно объяснить следы эрозионной деятельности ледника, встречаемые повсеместно. Однако прямые опыты [Войтковский, 1960] показали, что при температурах, отличающихся на несколько градусов от температуры плавления, сопротивление сдвига на контакте между смачиваемой породой и льдом в несколько раз превышает сопротивление сдвига в чистом льде. В связи с этим представляется маловероятной возможность скольжения льда по ложу при температурах у ложа значительно ниже температуры плавления льда и при небольших напряжениях сдвига у ложа.

Таким образом, в этих условиях целесообразно принять гипотезу «прилипания», зарекомендовавшую себя при анализе условий движения у границы вязкой жидкости со смачиваемым твердым телом.

Несколько более сложным является вопрос о возможности скольжения при больших напряжениях сдвига порядка 1 кг/см². По мнению Д. Ная [Nye, 1951], основанному на реологических свойствах чистого льда, в таком случае возможно скольжение и в холодном льду. Нам, однако, кажется, что даже в этом случае скольжение льда у ложа как таковое не может иметь места. В любом случае скольжение льда у ложа соответствует условиям бесконечного большого градиента скоростей и, следовательно, не соответствует конечной величине касательного напряжения у ложа.

Такой механизм можно представить лишь введением у границы лед — ложе слоя некоторой промежуточной среды — смазки, свойства которой таковы, что определенному касательному напряжению у верхней границы этой среды соответствует конечная скорость движения льда относительно ложа. Однако в выявлении связи между конечным касательным напряжением у ложа и конечной скоростью сдвига разные авторы исходят из различных предположений.

Д. Виртман [Weertman, 1964, 1969] для этой цели рассматривает ложе как плоскость, покрытую препятствиями в виде кубиков, жестко скрепленных с ложем. Он считает, что движение льда по плоской поверхности ложа в условиях существования слоя воды между льдом и ложем не вызывает сопротивления движению. Такое сопротивление обусловлено лишь наличием отмеченных выступов. При этом движение льда через эти выступы определяется двумя процессами. Один из них связан с таянием за счет давлениядвигающегося по ложу льда на лобовые (по отношению к движению) поверхности каждого выступа. Второй определяется скоростью ползущего движения льда при обтекании выступов за счет концентрации напряжений. В результате рассмотрения совместного действия этих процессов Виртман получил аналитические выражения связи скорости скольжения с параметрами, определяющими «шероховатость» ложа, с толщиной слоя воды у ложа и касательным напряжением у ложа. Следует отметить, что параметры, определяющие шероховатость ложа, в настоящее время не известны, поэтому воспользоваться теорией Виртмана не представляется возможным.

Л. Либутри [Lliboutry, 1965] рассматривает ложе ледника как поверхность, покрытую выступами и углублениями, расположенными перпендикулярно основному движению. Форма выступов и впадин описана Либутри синусоидой. Предполагается, что все впадины этой, по выражению Либутри, «стиральной доски» заполнены водой так, что только часть синусоидальных выступов оказывает сопротивление движению. Либутри также получил расчетные формулы, определяющие скольжение льда по такой модели ложа. Однако, как отмечает Виртман, расчеты по методу Либутри требуют знания толщины водяных подушек во впадинах между выступами. Эта толщина зависит от давления воды во впадинах, которое не известно и является величиной, выбираемой произвольно из условий лучшего совпадения расчета с наблюдениями. Таким образом, теория Либутри может рассматриваться лишь как полуэмпирическая теория и не может быть использована для реконструкции древних оледенений. Итак, на современном уровне наших знаний мы можем лишь сказать, что если температура у ложа ниже температуры

плавления, то скорость скольжения льда у ложа равна нулю. Если у ложа имеется таяние (слой жидкой воды), скольжение может иметь место и роль его в общем движении может быть высокой. Обозначим скорость такого скольжения $U_{ск}$. Движение льда за счет скольжения у ложа назовем глыбовой составляющей скольжения.

Величина расхода льда через рассматриваемое вертикальное сечение льда высотой H определяется как сумма расхода за счет глыбового движения $U_{ск}H$ и расхода за счет «вязкой» составляющей, обусловленной сдвиговым движением в толще льда, т. е. превышением скорости движения вышележащих слоев над глубинными слоями за счет деформаций сдвига, обусловленных касательными напряжениями. Принимая экспериментальную связь между напряжением сдвига и деформацией сдвига следующей закону Д. Глена [Glen, 1955], величину расхода льда $M(x)$ можно выразить как функцию толщины ледника, угла наклона его поверхности (α) и определенных из опыта параметров закона Глена [Зотиков, 1973]:

$$M(x) = U_{ск}H + \left[\frac{aH^{2+n}}{n+2} (\rho g \alpha) \right]^n = \frac{a(1+m)}{n+2} H^{2+n} \alpha^n, \quad (4)$$

где m — отношение расхода, обусловленного глыбовым движением, к части его, определяемой членом в квадратных скобках в средней части выражения (4), a и n — коэффициент пропорциональности и показатель степени в законе Глена.

Уравнение (3) с учетом уравнения (4) для условия «прилипания» (скольжение у ложа равно нулю, т. е. $m=0$) рассмотрено С. С. Вяловым [1960] для различных значений параметра n закона Глена и эпюр изменения аккумуляции по мере удаления от края ледника. Некоторые из профилей стационарного ледникового покрова, полученные на основе решений С. С. Вялова, показаны на рис. 26. Здесь кривая 1 соответствует профилю ледника, движущегося по закону идеально вязкой жидкости ($n=0$), кривая 2 соответствует условию идеальной пластичности. Точки на графике показывают положение поверхностного ледяного щита Антарктиды на профиле пос. Мирный — ст. Восток [Вялов, 1960]. Кривая 3 на графике показывает профиль ледникового покрова для льда, удовлетворяющего закону Глена при $n=2$ в условиях, когда аккумуляция постоянна по всей поверхности и равна 0,25 м/год. Такое распределение в первом приближении соответствует реальному распределению осадков на этом профиле. Таким образом, можно считать, что уравнение (3) достаточно хорошо описывает форму поверхности ледникового покрова.

Теперь снова обратимся к исследованию древних ледниковых покровов, используя уравнение (3). Как уже отмечалось, в отличие от современных мощных ледниковых покровов, размеры которых обычно ограничены береговым барьером, древние ледниковые щиты в большей своей части оканчивались на суше. В этом случае единственным, что ограничивало горизонтальные размеры щита, была граница зоны аккумуляции. Область между этой границей и краем ледника находилась в зоне абляции, причем ширина этой зоны была как раз такой, чтобы обеспечить сток всего льда, который образовался в зоне питания и перемещался за счет горизонтального движения в зону абляции. Наличие абляции у края древних ледников должно было существенно сказаться на их форме. Это влияние направлено в сторону выполаживания краевой части щита, так как при наличии абляции в краевой области скорости горизонтального движения были малы и, следовательно, должны были быть относительно малы величины H и α , определяющие эти скорости. Кроме того, лед в зоне абляции находился в среднем при температуре значительно более высокой, чем лед в зоне питания, следовательно, и текучесть его здесь должна была быть выше. Это различие температур обусловлено было, во-первых, более низкими средними многолетними температурами поверхности в зоне питания и, во-вторых (но не по значению), тем, что в зоне питания основная масса льда толщи имела температуру, близкую к температуре поверхности, так как в этой зоне частицы холодного поверхностного льда, опускаясь вниз, выхолаживали нижние слои толщи, в то время как в зоне абляции теплые придонные частицы льда поднимались вверх, отепляя тем самым толщу льда [Зотиков, 1964]. Результаты исследования состояния древнего ледникового покрова с обширной областью абляции в условиях достижения его максимального состояния, которое по-видимому, наиболее близко к стационарному, показаны на рис. 27.

Кривая 1 соответствует стационарной форме ледяного щита с шириной зоны питания 800 км при интенсивности питания 0,25 м/год и абляции $A_2 = 0,5$ м/год. В этом случае область зоны абляции по длине равна половине длины зоны питания. Таким образом, вся длина ледника равна 1200 км. Расчет проведен для средних значений температур в зоне питания — 30°C и в зоне абляции — 2°C . Величина интенсивности скольжения по ложу для обеих зон принята одинаковой и равной 1. Кривая 2 соответствует расчетной форме ледяного щита, построенной по аналогии с современным (антарктическим) ледником, и средней температуре -30°C при $m=1$. Кривые близки к измененному профилю толщины современного антарктического ледникового покрова по профилю пос. Мирный — ст. Восток. Как видно из графика, краевая область древнего ледникового покрова при сделанных допущениях значительно положе, чем современные ледниковые щиты. Следует отметить, что полученная расчетная форма древнего щита оказалась все же не удовлетворяющей реконструкциям по палеогеографическим материалам. Толщина щита в краевой зоне оказалась слишком большой.

Расчеты показывают, что толщина ледника в краевой зоне может быть около 500–600 м на расстояниях 300–400 км от края лишь в том случае, если роль донного скольжения в этой зоне (область абляции) принять чрезвычайно большой (на 2 порядка превосходящей вязкую составляющую движения). Кривая 3 на рис. 27. показывает форму этого ледникового покрова. На этом же рисунке показаны и формы поверхности ледникового покрова для зоны питания длиной 400 и 200 км.

Таким образом, надо считать, что форма древнего ледникового покрова в период его стационарного состояния (перехода от наступания к деградации) существенно отличалась от формы эллипса, как это следовало бы из принципа актуализма. Для древнего ледникового покрова характерна сильно выположенная краевая зона абляции (см. рис. 27). Однако уменьшение толщины края ледникового покрова, по данным расчета, было не таким значительным, как это следует из палеогеографических реконструкций [Асеев, 1969].

Исследование уравнения (2) позволяет сделать некоторые интересные выводы относительно поведения древних ледниковых покровов во времени. Оказалось, что каждый ледник в зависимости от его горизонтальных размеров, температуры, условий питания имеет свою определенную толщину, при которой он находится в стационарных условиях. Если почему-либо истинная его толщина отличается от отмеченной «толщины стационарности» $H_{L_{ст}}$, ледник перестраивает свое движение так, чтобы истинная его толщина H_L изменилась в сторону достижения «стационарной толщины». Скорость такого изменения $W_i(t)$ оказывается чрезвычайно чувствительной к величине различия H_L и $H_{L_{ст}}$. Так, для течения льда в леднике по закону Глена при $n=2$ в условиях аккумуляции у поверхности с интенсивностью A_1 отмеченная связь была получена [Зотиков, 1973] в виде

$$W_i = A_1 \left[1 - \left(\frac{H_L}{H_{L_{ст}}} \right)^6 \right]. \quad (5)$$

Отметим, что здесь и далее под величиной W_i стоит понимать лишь скорость увеличения толщины ледника у ледораздела.

Полученная формула (5) чрезвычайно интересна. Она показывает, что лишь при толщине ледника, близкой к стационарной, накапливаемый за счет аккумуляции лед уходит в основном на растекание в горизонтальном направлении и скорость увеличения толщины льда мала в сравнении со скоростью накопления осадков. Однако при толщинах льда, существенно меньших $H_{L_{ст}}$, горизонтальное растекание резко падает и вся прибыль льда за счет накопления осадков идет на увеличение толщины льда. На рис. 28 показан график зависимости отношения W_i/A_1 от $H_L/H_{L_{ст}}$. Из графика видно, например, что при толщине ледника в два раза меньшей, чем следует из условия стационарности, лишь около 1% прибыли льда за счет аккумуляции затрачивается на отвод в горизонтальном направлении, остальные 99% идут на рост толщины ледника.

Из выражения (5) следует, что рост древнего ледникового покрова в пределах зоны аккумуляции (центральная область I) осуществлялся в основном в условиях, когда толщина его была много меньше равновесной (стационарной), а следовательно, весь аккумулирующийся лед затрачивался лишь на увеличение толщины ледникового покрова. В этих условиях

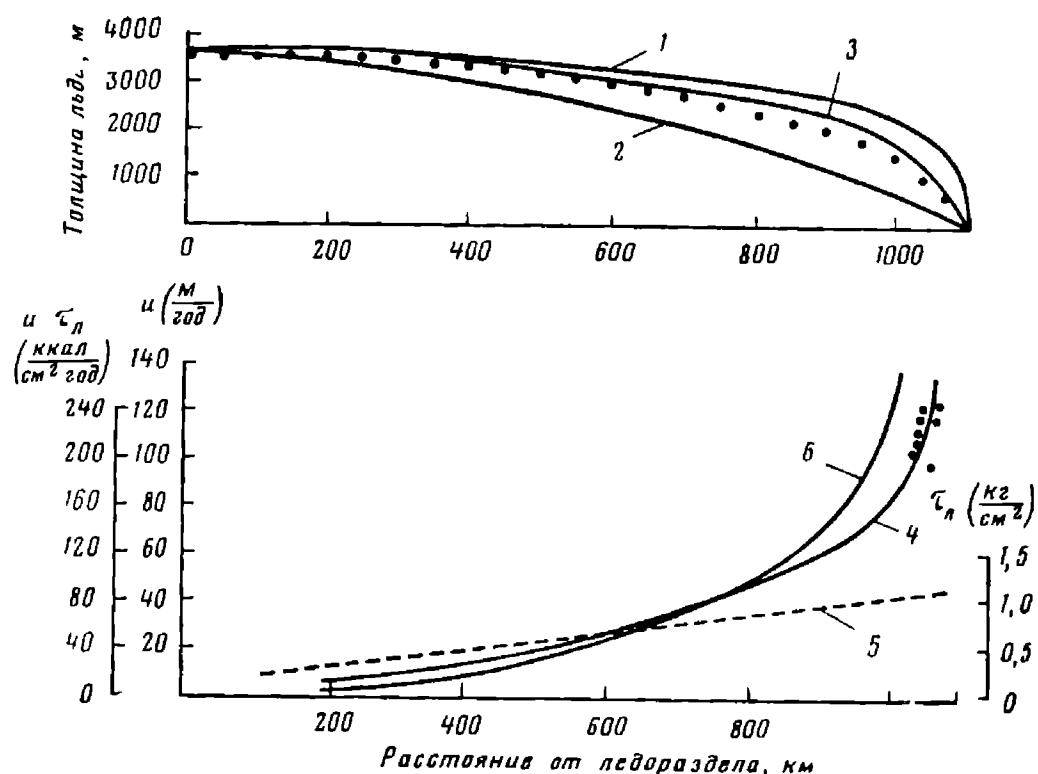


РИС. 26. Очертание современных ледниковых покровов и движение льда в них

1 — форма поверхности при вязком течении (Вялов, 1960а); 2 — форма поверхности при течении льда, как пластичного тела, парабола (Вялов, 1960); 3 — вязко-пластичное течение; 4 — скорость движения льда (средняя по толщине, u); 5 — напряжение сдвига у ложа (τ_n); 6 — работа трения у ложа ($u_{ск} \tau_n$). Точки соответствуют наблюдаемым толщинам и скоростям в Восточной Антарктиде (Вялов, 1960)

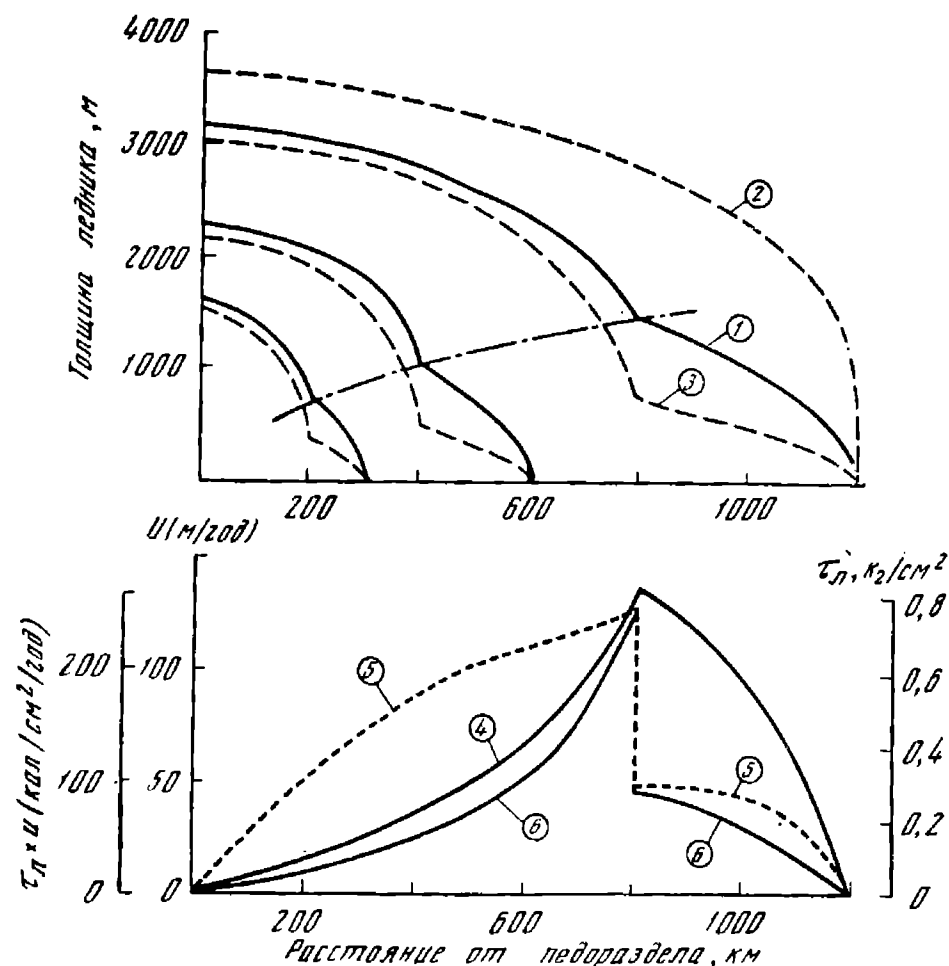


РИС. 27. Форма поверхности древнего ледникового покрова и движение льда в нем

1 — форма поверхности при вязко-пластичном движении с зоной абляции ($A_1 = 0,25$ м/год, $A_2 = 0,5$ м/год, температура толщи в зоне абляции — 2°C , температура толщи зоны питания — 30°C); 2 — форма вязко-пластичного растекания ледникового покрова по аналогии с Антарктидой (принцип актуализма); 3 — форма вязко-пластичного растекания в условиях, соответствующих кривой 1 при величине параметра донного скольжения 100; 4 — скорость движения льда (средняя по толщине, u); 5 — напряжение у ложа (τ_n); 6 — работа трения у ложа ($u_{ск} \tau_n$)

ледниковый покров характеризовался весьма вялым горизонтальным растеканием. Поэтому область абляции (II) в период роста была развита, по-видимому, значительно слабее, чем это показано на рис. 27 для стационарных условий. Форма ледникового покрова в зоне I была в течение всего роста ледника более пологая, чем это показано на рис. 27. Исходя из сказанного, время нарастания льда до его максимальной равновесной толщины t_m можно оценить простейшим выражением

$$t_m = \frac{H_{L_{ст}}}{A_1^*}, \quad (6)$$

где A_1^* — средняя за время t_m интенсивность аккумуляции. Так, ледниковый покров толщиной 3000 м при интенсивности аккумуляции 0,25 м/год мог образоваться чуть более, чем за 12 тыс. лет.

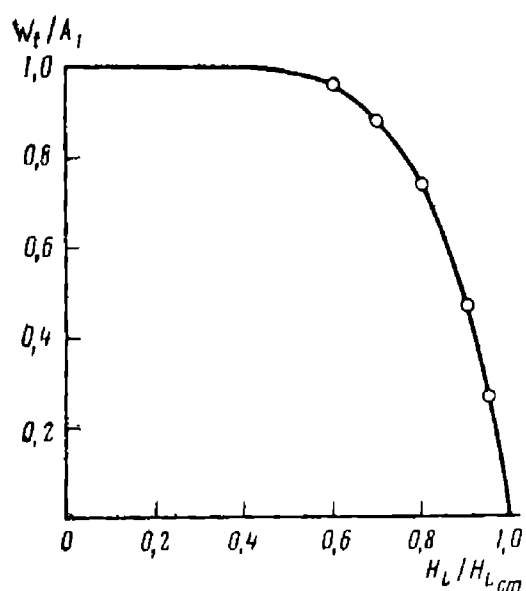
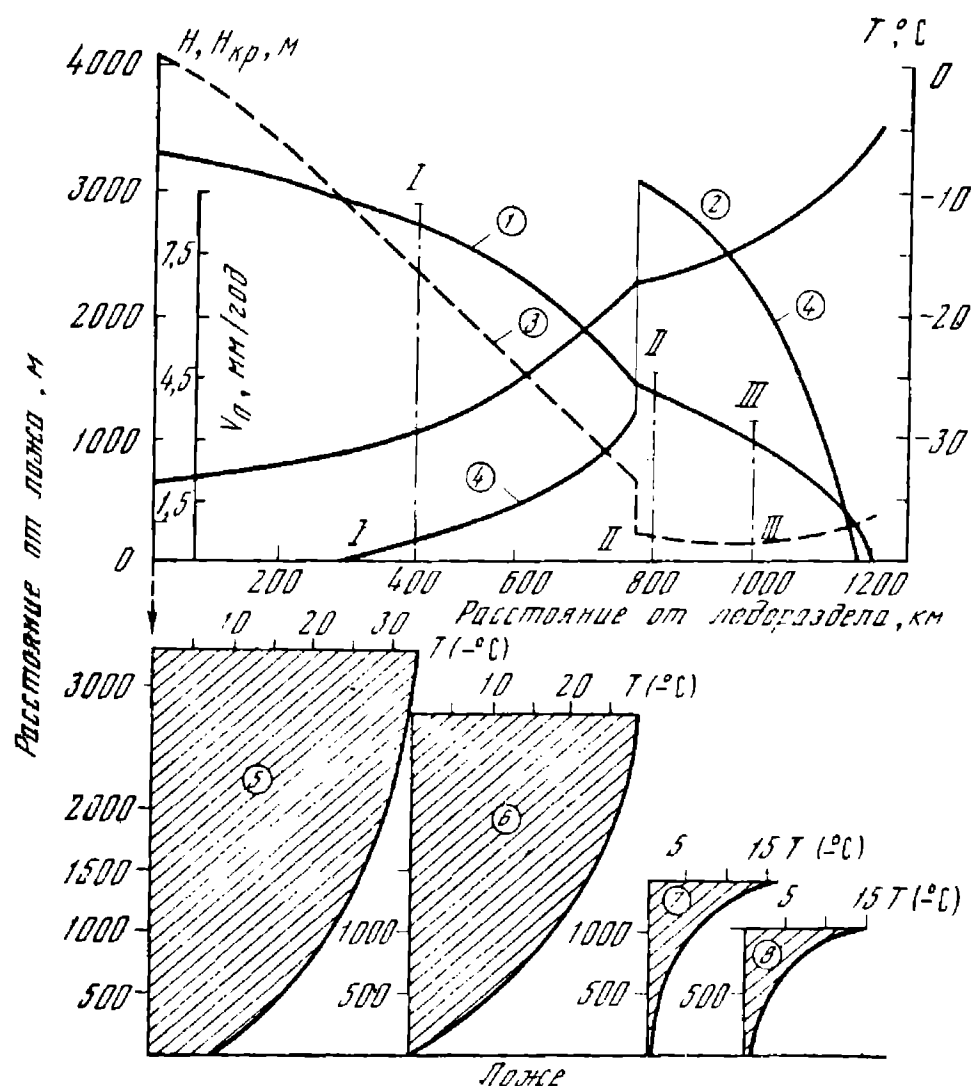


РИС. 28. Зависимость относительной скорости увеличения толщины ледника от параметра его неустойчивости $\left(\frac{H_L}{H_{Lcr}}\right)$

РИС. 29. Температурный режим и таяние у ложа древнего ледникового покрова

1 — форма поверхности ледникового покрова (H);
2 — средние многолетние температуры у верхней поверхности (T);
3 — критическая толщина ледника ($H_{кр}$);
4 — скорость таяния у ложа (v_0);
5 — распределение температур в толще ледникового покрова (у ледораздела);
6 — распределение температур в толще ледника в сечении I—I;
7 — то же, в сечении II—II; 8 — то же, в сечении III—III



О температурах в толще древних ледниковых покровов. Тепловой режим мощных современных ледниковых покровов сейчас уже достаточно хорошо изучен. Наблюдения в скважинах, пробуренных через лед в различных частях ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды, показывают, что температура в толще ледника в центральных областях обычно почти не изменяется с глубиной в верхней части толщи, а затем резко растет по мере приближения к ложу.

В краевых зонах ледникового покрова распределение температуры несколько сложнее. Температура падает по мере удаления от поверхности в верхних частях и лишь в нижней ее области растет по мере приближения к ложу.

Таким ли будет распределение температур и в древнем ледниковом щите? Для выяснения этого вопроса надо обратиться к теории переноса тепла в леднике. Такой анализ проделан [Зотиков, 1973].

На рис. 29 показан разрез древнего ледникового щита со спрямленным ложем, приведенным к уровню моря, при принятых значениях средних многолетних температур у поверхности ледяного щита [Асеев, 1969] с учетом уменьшения толщины льда у края и при принятом ранее распределении интенсивности аккумуляции и абляции. Здесь же пунктирной линией нанесены значения критических толщин. Область, где истинная толщина ледника больше критической, характеризуется непрерывным плавлением у нижней поверхности ледника, у границы льда с подстилающей породой. Из графика видно, что такое плавление идет почти по всему профилю ледникового покрова, изображенного на этом рисунке.

Кривая изменения скорости такого плавления по профилю также показана на этом рисунке. Можно видеть, что таяние

у ложа отсутствует в центре ледяного щита и растет по мере приближения к области абляции, достигая максимума у фирновой линии. Ближе к периферии скорость таяния становится меньше в связи с уменьшением скорости движения ледника, однако не достигает нуля.

Таким образом, температурные условия у ложа древнего ледникового щита близки к тем, которые имеют место в Антарктиде. Так же, как и в Антарктиде, в ряде мест тепло, выделяющееся у ложа за счет движения, во много раз превосходит земной тепловой поток, и именно движение льда обуславливает наличие таяния у ложа, следовательно, и скольжение льда у ложа и малое сопротивление движению льда. В этих условиях всякое локальное уменьшение скорости движения льда приводит к тому, что поток тепла движения уменьшится и может достигнуть величины, когда температура у ложа станет ниже температуры таяния, нижние слои льда примерзнут к коренным породам, скольжение прекратится. Таким образом, области, где температура таяния у ложа поддерживается в основном теплом движения льда, являются областями, в которых формируется дифференцированное движение льда, т. е. движение, когда быстро движущиеся участки льда, в которых таяние у ложа создает малое сопротивление движению, чередуются с участками застойного льда с температурой у ложа ниже таяния.

В Антарктиде донное таяние проявляется ограниченно в весьма узкой полосе краевой части и является, по-видимому, одной из причин наличия большого числа периферийных выводных ледников.

В древнем ледниковом покрове Европы, где ширина области таяния достигала сотен километров, процесс дифференциации на быстрые и медленные потоки был выражен значительно сильнее. Наличие огромных лопастей стока, отмеченных в первой части работы, явилось, по-видимому, результатом указанной дифференциации. Менее ярким проявлением того же процесса являлось и существование более мелких выводных окраинных потоков, следы которых также известны.

Поле температур в толще ледникового покрова в различных его местах также показано на рис. 29. В центральной части ледникового покрова температура медленно повышается по мере удаления в глубь от поверхности в верхних слоях и резко растет вплоть до температуры плавления в нижних частях ледника.

Такое распределение в принципе мало чем отличается от характера поля температур в современных мощных ледниковых покровах (Гренландия, Антарктида).

Иное положение существовало в зоне абляции. В периферической части распределения носило характер, определяемый отепляющим действием частиц льда, поднимающихся снизу вверх. В этом случае нижние слои льда близки по температуре к температуре плавления, и лишь в верхних горизонтах температура быстро снижается до величины, определяемой средней многолетней температурой поверхности.

Из сравнения этих температурных кривых видно, что средняя температура льда в зоне абляции очень близка к температуре плавления по всей его толще.

Итак, средняя температура толщи льда в центральной области, соответствующей аккумуляции, примерно на 20° ниже, чем средняя температура льда в периферийной области, соответствующей зоне абляции льда, где температура близка к температуре плавления. Именно различие в направлении движения льда в толще ледника от направленного вниз и выхолаживающего в области аккумуляции до направленного вверх и отепляющего в зоне абляции является первопричиной различия в температурах и вязкостных свойствах льда и приводит к возможности объяснения существования тонкой периферийной части ледникового покрова, отмеченной в различных работах.

Об эрозионной и аккумулярующей деятельности. Если считать, что коэффициент полезного действия при совершении эрозионно-транспортной деятельности одинаков по длине ледника, то в первом приближении эрозионно-транспортирующая деятельность ледника в каждой точке ложа, по-видимому, пропорциональна работе движения единичной колонки льда над этой точкой. В этом случае, если эта работа постоянна по всей длине ледника, она затрачивается лишь на транспортирующую деятельность. При этом существует «подвижное равновесие» в моренонесущем слое. Оно заключается в том, что часть переносимого из централь-

ных областей моренного материала выпадает на ложе, однако такое же количество материала захватывается и уносится взамен выпавшего. Эрозионный режим соответствует увеличивающейся по мере движения вниз по леднику работе движения льда. Наоборот, область аккумуляции морены должна тогда соответствовать участку ледника, где работа движения уменьшается по мере перемещения вдоль линии тока. В этой связи представляют интерес кривые изменений касательного напряжения у ложа и работы движения льда в единицу времени по направлению течения льда.

На рис. 27 показано изменение величин касательного напряжения у ложа и теплового эквивалента работы движения льда. Видно, что работа движения льда в рассматриваемом леднике по мере удаления от его центра сначала растет, а затем уменьшается. Но зона, в которой величина этой работы

растет по направлению движения, является зоной эрозионного действия ледника, а где эта работа уменьшается — зоной аккумуляции моренного материала у ложа. Таким образом, можно считать, что периферийная зона абляции древнего ледникового покрова может быть одновременно и зоной, в которой у ложа идет отложение морены, принесенной из центральных областей.

Такой характер рельефообразующей деятельности древнего ледника существенно отличается от того, что, по-видимому, происходит у ложа современных Антарктического и Гренландского ледниковых покровов, в которых работа движения ледника непрерывно увеличивается от центра к периферии и вся поверхность ложа подо льдом расположена в области экзарации (см. рис. 26, кривые 5 и 6).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

ПЕРИОДИЗАЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Многочисленные и сложные изменения природной обстановки в позднем плейстоцене обширных областей Европы, находящихся за пределами распространения ледниковых покровов, нашли свое отражение в формировании горизонтов лёссов, ископаемых почв, криогенных феноменов. Палеогеографическую интерпретацию этих образований невозможно осуществить без рассмотрения их хроностратиграфического положения.

Возникновение указанных явлений не следует ставить в узкую подчиненную связь с развитием покровных оледенений. Данные ряда опорных разрезов, расположенных в различных районах Западной и Средней Европы (Ахенхейм во Франции, Кремс в Австрии, Фрейбург в ГДР, Пакш в Венгрии, Червеный Копец в Чехословакии), свидетельствуют о том, что эпохи лёссонакопления начались задолго до распространения не только максимального (заальского, днепровского), но и более древнего, хорошо установленного покровного (эльстерского, окского) оледенения. Результаты изучения опорных разрезов южной части Русской равнины (Мелекино, Урзуф, Левенцовский в Приазовье, Станислав в Причерноморье, Этулия на юге Молдавии и других) свидетельствуют о том, что чередование эпох, сопровождающееся значительной перестройкой физико-географической оболочки, проявляется по крайней мере с апшеронского времени (вторая половина эоплейстоцена). В восточно-европейском лёссовом регионе сейчас насчитывается не менее семи стратиграфически выдержанных горизонтов лёссов и не менее шести стратиграфически выдержанных горизонтов почв и почвенных комплексов, относящихся к плейстоцену. К этому же отрезку времени относятся по крайней мере пять горизонтов криогенных деформаций. Наиболее сложное строение имеет как раз позднелепесточная лёссово-почвенно-криогенная серия, геохронология которой и будет рассмотрена ниже (табл. 5).

В основании позднелепесточных лёссов залегает мощный и очень четко выраженный почвенный комплекс, который в Восточной Европе мы называем мезинским, а в различных областях Средней и Западной Европы он имеет свои названия — штильфрид А [Fink, 1969], наумбургский [Rüscke, Wunsche, 1968], РК П+РК III [Klima et al., 1962], нетулиско С [Jersak, 1969] и другие. Материнской породой для этого комплекса в северных районах Европы послужили моренные и флювиогляциальные отложения днепровского (заальского) и московского (дренте) ледников. В более южных районах перигляциальные отложения указанных ледниковых эпох представлены в зоне распространения московских лёссовых отложений крупноалевритовыми лёссовидными супесями, а южнее, где они выклинивались, — однородными мелкоалевритовыми лёссами днепровской (заальской) ледниковой эпохи.

Мезинский (штильфрид А) почвенный

комплекс имеет сложное строение. Внутри него выделяются две фазы почвообразования: более древняя — лесная и более молодая — степная. Эти фазы разделялись кратковременным периодом похолодания, за время которого накопился маломощный (около 0,5 м) слой лёссовидных отложений (внутримезинский лёсс, который в чистом виде нигде не сохранился, так как оказался поглощенным гумусовым горизонтом почвы).

Мезинский почвенный комплекс перекрыт горизонтом лёсса I (хотылевским), мощность которого (около 2 м) строго выдержана на очень широких пространствах как в Восточной, так и в Средней Европе. На этом горизонте лёсса развита брянская ископаемая почва.

Брянская почва является единственным стратиграфически выдержанным почвенным горизонтом в Средней и Восточной Европе, залегающим выше мезинского комплекса. Аналоги брянской почвы имеют название глайнской (ГДР), РК-1 (Чехословакия), менде-Ф (Венгрия), штильфрид Б (Австрия), коморники (Польша). Анализ многочисленных радиоуглеродных датировок, имеющихся для этого горизонта, приводит к выводу о том, что формирование его развитого профиля происходило в интервале от 29—30 тыс. лет назад до 23—24 тыс. лет назад [Чичагова, 1972].

Перекрывающие эту почву деснинской и алтыновский лёссовые горизонты (лёсс II и лёсс III), вместе взятые, превышают мощность более древнего добрянского горизонта лёсса I (хотылевского) в три—четыре раза.

В зоне максимальной аккумуляции лёссов в Восточной Европе внутри последобрянских лёссов (мощность 6—8 м) отмечается слабо выраженный уровень оглеения, названный трубчевским, по которому и проводится деление на деснинский и алтыновский лёссовые горизонты.

Другой важной чертой рассматриваемой перигляциальной верхнелепесточной толщи является широкое распространение в ней криогенных деформаций, отражающих существование в эту эпоху явлений многолетней мерзлоты — феномена, палеогеографическое и физико-геологическое значение которого вполне сравнимо с явлением оледенения в более северных районах Европы.

Верхнелепесточные криогенные структуры образуют три стратиграфически выдержанных горизонта: самый ранний — смоленский, более поздний — владимирский и наиболее поздний — ярославский криогенные горизонты, характеризующиеся ярко выраженными индивидуальными особенностями. Нижний из этих горизонтов деформирует мезинский почвенный комплекс, средний связан с брянской ископаемой почвой, а верхний — с кровлей алтыновского лёсса, т. е. относится к концу лёссонакопления в позднем плейстоцене.

Таблица 5. Геохронологические подразделения и стратиграфические горизонты лёссов, погребенных почв и криогенных деформаций перигляциально-лессовой области в позднем плейстоцене (Составил А. А. Величко)

Тыс. лет	Геохронология	Горизонты лёссов и почв	Криогенный горизонт
20	Заключительные фазы Дриас III Аллерёд Бёллинг Дриас I Трубчевский интерфазиал	Алтыновский (лесс III) Уровень оглеения (трубчевский) Деснинский (лесс II)	Ярославский (фаза б) (фаза а)
30	Брянский интервал (штильфрид Б)	Брянская почва	Владимирский (фаза б) (фаза а)
40		Хотылевский (лесс I)	
50			Смоленский (фаза б)
60	Крутицкий интервал (брёруп?)	Крутицкая почвенная фаза	
70		Мезинский почвенный комплекс (штильфрид А) Внутримезинский лёсс	(фаза а)
	Микулинское межледниковье	Салынская почвенная фаза	

Смоленский криогенный горизонт к настоящему времени представляется возможным дифференцировать на две фазы. Древняя (нижняя) из них — фаза а очень слабо проявляется в виде узких языков-прожилок, прослеживающихся только в горизонте В мезинского комплекса (т. е. в части почвенного профиля, относящегося к салынской почвенной фазе).

Возможно, криогенные образования фазы а смоленского криогенного горизонта отражают в скрытом виде систему элементарных морозобойных трещин, возникших в эпоху похолодания, которая разделяет салынскую и крутицкую фазы мезинского почвенного комплекса.

Значительно отчетливее выражены деформации верхней, основной фазы (фаза б) смоленского криогенного горизонта, нарушающих верхнюю, гумусированную часть профиля мезинского комплекса (крутицкая фаза почвообразования) также системой элементарных морозобойных трещин, но заполненных гумусированным материалом и нарушенными вверху криотурбационными и солифлюкционными смятиями. Такой тип образований прослеживается в Восточной, Средней и Западной Европе.

Владимирский криогенный горизонт представляет собой структуры типа пятен-медальонов (фаза б), которые деформируют профиль брянской ископаемой почвы. В последнее время появились сведения (наблюдения В. П. Нечаева на Волыно-Подоллии), которые ставят вопрос о существовании предбрянской фазы (фазы а) владимирской эпохи криогенеза. В Средней и Западной Европе на уровне, соответствующем владимирскому горизонту, встречаются в основном солифлюкционные образования.

Ярославский криогенный горизонт сформирован в верхней части алтыновского горизонта лёсса (лесс III) и представляет собой систему крупных морозобойных полигональных трещин (фаза б). Верхний ярус ярославского горизонта (фаза б) представлен трещинными образованиями, вторично возникшими в зоне крупных структур фазы а. Структуры фазы а этого горизонта прослеживаются во всех районах Европы, входивших в область позднеледниковой многолетней мерзлоты.

С микропонижениями, приуроченными к деформациям самого позднего ярославского криогенного горизонта, сопряжены признаки наиболее молодого так называемого постлессового тимоновского почвенного комплекса, профиль которого смыкается с современной почвой.

Прежде чем перейти к палеогеографической интерпретации главных из перечисленных выше горизонтов лёссов, ископаемых почв и криогенных образований, рассмотрим их хронологическое положение.

Возраст лёссовых отложений, послуживших материнской породой для мезинского почвенного комплекса, устанавливается путем прослеживания их непосредственной фациальной связи с соответствующими среднеледниковыми ледниковыми отложениями.

Нижний возрастной предел мезинского почвенного комплекса (штильфрид А и другие) не может быть древнее микулинского (эмского) межледниковья, так как он развит на указанных выше лёссовых отложениях, конец формирования которых связан с концом московской стадии. Связь этого горизонта с микулинским временем подтверждается и данными палеоботанического анализа болотных отложений у с. Мезин, где они фациально замещают мезинский горизонт [Величко и др., 1963]. Ранее мы были склонны относить обе фазы мезинского комплекса (нижнюю «лесную» — салынскую и верхнюю «степную» — крутицкую) к микулинскому межледниковью. Однако применение метода анализа состояния зональной структуры позволяет внести коррективы в хронологическую интерпретацию отмеченных фаз почвообразования [Величко, 1968, 1973а]. Материалы Т. Д. Морозовой и наши [Морозова, 1972; Величко, Морозова, 1972б] показали, что строение почвенного покрова первой, лесной фазы резко отличалось от строения более поздней, степной фазы.

Нижняя салынская фаза отражает зональную структуру на Русской равнине, близкую к современной, и тем самым определенно отвечает межледниковью. Для верхней крутицкой фазы четко выраженная смена зональных почвенных типов с севера на юг не прослеживается, что отвечает особым условиям состояния природной оболочки, которые мы определяли как гиперзональные или квазизональные и которые

в плейстоцене были свойственны холодным (ледниковым) эпохам.

Таким образом, палеогеографический подход может внести уточнения в периодизацию событий. Основываясь на нем, можно верхнюю, степную фазу относить к верхнеплейстоценовой (валдайской) холодной эпохе, а к микулинскому межледниковью относить лишь нижнюю, лесную фазу. В таком случае начало валдайской эпохи в лёссовых районах будет совпадать с началом накопления маломощного внутримезинского слоя лёссовидных суглинков (0,5 м), который в чистом виде не выражен, так как оказался поглощенным почвенным профилем крутицкой фазы. Характерно, что и по своему гранулометрическому составу этот слой значительно ближе к лежащей выше части валдайских лёссов и четко отделяется от более крупнозернистых московских лёссовых отложений.

Степная (крутицкая) фаза мезинского комплекса, следовательно, отражает фазу смягчения климатических условий в начале валдая. Возможно, что крутицкая теплая фаза отвечает аммерсфурту или брёрупу приледниковых районов Средней Европы. Подобного мнения, в частности, придерживаются Ю. Финк [Fink, 1956] и И. Либерот [Lieberoth, 1962] по отношению к степной фазе комплекса штильфрид А, наумбургского. Вероятнее всего, эта фаза будет отвечать брёрупу, палеоботаническая характеристика которого в отличие от аммерсфурта, все же с большей определенностью указывает на выраженное отклонение климата от типично холодного [Hammen et al., 1967]. В восточно-европейских приледниковых районах крутицкая теплая фаза, возможно, будет соответствовать так называемому верхневолжскому интерстадиалу. Однако поскольку хронологическая и палеогеографическая эквивалентность всех этих эпизодов к настоящему времени надежно не установлена, мы считаем необходимым выделить крутицкий интерстадиал (интервал) как самостоятельную геохронологическую единицу, так как именно его признаки прослеживаются в большей части лёссово-перигляциальной области в виде фазы б мезинского почвенного комплекса.

Принимая существующее представление (основанное на единичных радиоуглеродных датах), о том, что брёрупское потепление существовало, по новым данным [Grootes, 1977], в интервале 64—68 тыс. лет назад, можно допустить, что формирование степной фазы мезинского комплекса завершилось около 64 тыс. лет назад.

Вслед за крутицкой теплой фазой наступает криогенная волна, сформировавшая фазу б ранневалдайского (смоленского) криогенного горизонта. Существует мнение о том, что мерзлотные структуры, приуроченные к мезинскому (наумбургскому) комплексу, возникли в период кратковременного похолодания между «лесной» и «степной» фазами [Хаазе и др., 1969]. Однако, как уже отмечалось, наши наблюдения в Средней и Восточной Европе не согласуются с этим взглядом, так как позднесмоленские структуры нарушают весь мезинский комплекс [Величко, 1965б]. В то же время отсутствие значительных внедрений в лежащий выше лёсс, сильное оглеение материала по верхнему контакту с почвой указывает, что ранневалдайский криогенный горизонт возникает в самом начале эпохи формирования хотылевского горизонта лёссов (валдайский лёсс I по принятому до сих пор нами делению). Время накопления хотылевского лёссового горизонта ограничивается снизу крутицкой теплой фазой, а сверху брянским интервалом, поскольку на этом лёссе сформировалась брянская почва. Если верхний возрастной предел брянского интервала достаточно известен (23—24 тыс. лет), то единого мнения о начале формирования брянской почвы нет. В последнее время в связи с установлением длительного безледного периода в первую половину валдайской эпохи, выделяемого как средневалдайский интерстадиал [Вознячук и др., 1971], а в Сибири даже как каргинское межледниковье [Кинд, 1969а] в интервале от 45—50 тыс. лет назад до 23—24 тыс. лет назад, высказывается предположение о том, что и начало почвообразования брянского времени следует опустить до 45—50 тыс. лет назад.

Однако для такой постановки вопроса пока нет оснований. Выше уже отмечалось, что периоду между концом крутицкой фазы и концом брянского интервала соответствует как период лёссонакопления, так и период почвообразования.

Сейчас еще трудно достаточно точно определить длительность этого периода лёссонакопления. Однако есть основание

считать, что он был гораздо длительнее, чем промежуток между концом брёрупа (крутицкой фазы), т. е. 64 тыс. лет назад и 45—50 тыс. лет назад. Об этом, в частности, говорят радиоуглеродные даты уровней слабовыраженного почвообразования гидроморфного типа внутри аналога этого горизонта лёсса, полученные для территории Бельгии. Здесь под почвенным комплексом, состоящим из почвы рокур и почвы тонгрин (аналог мезинского комплекса), располагается лёсс, внутри которого прослой кратковременного гидроморфного почвообразования (уровни поперинге) имеют даты 45 600 лет назад и 32 490 лет назад, а уже выше этого лёсса залегает почва кессельт, являющаяся аналогом брянской почвы и имеющая дату 28 200 лет назад [Раере, 1969].

Таким образом, в настоящее время более правильно, с нашей точки зрения, было бы рассматривать брянский интервал как период смягчения климата внутри валдая, в его ранее принятом объеме (от 30—29 тыс. лет назад до 24—23 тыс. лет назад), основанном на датировках самого почвенного горизонта. С брянским интервалом хронологически совпадает выделенный недавно в ледниковой области дунаевский интервал [Чеботарева, Макарычева, 1974].

К брянской почве приурочен второй горизонт криогенных образований, названный владимирским. Его время совпадает с самым началом послебрянского похолодания, так как, судя по свойствам криогенных структур, брянская почва входила в деятельный слой и на ее поверхности формировался своеобразный мерзлотный микрорельеф [Величко, Морозова, 1972а].

Основная часть времени от 24—23 тыс. лет назад вплоть до позднеледниковья приходится на период накопления лёссов деснинского (валдайский лёсс II) и алтыновского (валдайский лёсс III) горизонтов. Разделяющий их слабовыраженный уровень оглеения (трубчевский горизонт) встречался ограниченно (средняя часть Русской равнины). До сих пор нет ясного представления о его генезисе. Один вариант — оглеение имеет подпорное происхождение, связанное с положением фронта промерзания; второй вариант — уровень указывает на кратковременное снижение темпов лёссонакопления и некоторое смягчение климата. В пользу второго варианта свидетельствуют палинологические данные по разрезу Араповичи [Гричук, 1969д]. Применяя метод расчета скорости седиментации лёссов послебрянского времени в целях хронологии, можно предполагать, что такое незначительное смягчение климата интерфазального характера могло иметь место около 16—15 тыс. лет назад.

Менее условно мы можем судить о возрасте самого молодого криогенного горизонта — ярославского. Верхние части мерзлотных структур этого горизонта связаны с кровлей самого молодого (алтыновского) горизонта лёсса. Его трещинные структуры в основном являются эпигенетическими. Встречаются и структуры с признаками сингенеза, которые, однако, залегают лишь внутри верхнего (алтыновского) лёсса. Отсюда можно полагать, что волна криогенеза могла начаться около 17 тыс. лет назад. Время деградации поздневалдайской криолитозоны позволяет наметить наблюдения по связи с указанными структурами археологических находок эпохи мадлен (Тимоновка, Авдеево), указывающих на то, что деградация мерзлоты могла проходить в два этапа.

Деградация структур фазы а, т. е. главной фазы ярославского криогенного горизонта, произошла около 15 тыс. лет назад. Об этом свидетельствуют радиоуглеродные геохронологические исследования Х. А. Арсланова и Е. И. Куренковой [1975] культурного слоя позднепалеолитической стоянки Тимоновка II, датированной $15\,110 \pm 530$ (ЛУ—358), находки которой связаны с указанными криогенными структурами.

Рецедив многолетней мерзлоты, вызвавшей формирование структур фазы б, судя по результатам комплексного изучения этой части разреза, приходится на похолодание дриас III [Величко и др., 1973]. Окончательно деградирует мерзлота с наступлением голоцена.

Формирование гумусового горизонта постлёссового тимоновского почвенного комплекса, венчающего лёссовую серию, как показали недавно исследования Т. Д. Морозовой и автора, произошло в середине голоцена.

Таким образом, достаточно полная хроностратиграфическая колонка, свойственная позднему плейстоцену перигляциально-лёссовых районов, содержит следующие горизонты:

- I. Вторая половина голоцена (современность)
 1. Гумусовый горизонт современной почвы
- II. Первая половина (середина) голоцена
 2. Тимоновский реликтовый почвенный комплекс (гумусовый горизонт)
- III. Валдайская (вислипская, вюрмская) эпоха
 3. Криогенный горизонт (ярославский)
 4. Лёсс III (алтыновский)
 5. Уровень отлеживания (трубчевский горизонт), слабая осцилляция интерфазияльного характера
 6. Лёсс II (деснинский)
 7. Криогенный горизонт (владимирский)
 8. Брянская почва и ее аналоги — почва штильфрид Б, менде Ф,

- глияна, РК-I, коморники (брянский, штильфрид Б, интервал 25—30 тыс. лет назад)
9. Лёсс I (хотылевский)
10. Криогенный горизонт (смоленский, фаза б)
11. Крутицкая фаза мезинского почвенного комплекса (крутицкий ранневалдайский теплый интервал)
12. Внутримезинский маломощный лёссовый слой
13. Фаза а смоленского криогенного горизонта (слабо выражена)
- IV. Микулинское (эмское, рисс-вюрмское) межледниковье
14. Мезинский почвенный комплекс, салынская фаза
- V. Средний плейстоцен
- Ледниковые и лёссовые отложения днепровского и московского оледенений

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЁССЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ (КАРТА 3)

На протяжении всего холодного отрезка позднего плейстоцена, наступившего после микулинского (эмского) межледниковья, на большей части территории Европы формировались лёссовые отложения.

Широкое распространение лёссов отражает, как известно, одну из важнейших черт физико-географической обстановки перигляциальных эпох [Бюдель, 1955]. Прилагаемая к настоящей работе карта распространения и мощностей валдайских лёссов на территории Европы является первой попыткой картирования лёссов, принадлежащих лишь одной холодной эпохе¹. Она составлена на основании большого количества данных о строении лёссов в различных районах Европы (см. список разрезов). В значительной степени это фактические материалы, полученные нами при описании разрезов на территории европейских стран (Польша, ГДР, Чехословакия, Венгрия, Румыния, Болгария, Австрия, Бельгия, Франция) во время экскурсий Лёссовой комиссии ИНКВА. Используются также картосхемы распространения лёссов, составленные: для территории Франции Вогтом, Австрии — Ю. Финком, ГДР — К. Рихтером, для СССР — В. С. Быковой, И. К. Ивановой и другими.

Характеристики лёссовых отложений валдайского возраста, их мощности в отдельных регионах взяты из работ Ж. Сомме, Ж.-П. Лотриду, Р. Папе, И. Роденбурга, И. Мейера, И. Земеля, К. Бруннакера, А. Бронгера, Ю. Финка, М. Печи, К. Щебени, Х. Марущака, И. Ерсак, А. Яна, Г. Хаазе, И. Либерота, Р. Руске, Ю. Мацоуна, А. Ложека. Они опубликованы, в частности, в монографиях «Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы» (1969) и «La stratigraphie des loess de l'Europe» под редакцией Ю. Финка [1969]. Используются также работы Е. Маркович-Марьянович [Marković-Marjanović, 1972], В. Шибравы [Sibrava, 1963] и А. Б. Богущкого [Boguckij, 1972]².

Первая особенность накопления лёссовых отложений в позднелепистоценовую эпоху заключается в том, что именно в это время европейская лёссовая область (Е. Л. О.) достигла максимальных размеров. Материалы многих исследователей, проводивших изучение лёссов в различных районах континента, убедительно показывают, что на территории всех «лёссовых» стран площади распространения позднелепистоценовых (валдайских, вюрмских, вислипских) лёссов намного перекрывают площади более древних холодных эпох. Однако лёссовые отложения на территории Европы не представляют собой единого пояса. Это серия разреженных массивов в Западной и Средней Европе, которые в Восточной Европе переходят в единый лёссовый покров.

Начинаясь на территории Франции отдельными мелкими островами по западной окраине Центрального массива и северным склонам Норманской возвышенности, лёссов прослеживаются далее на восток на территории Бельгии и ФРГ, занимая там северные склоны Рейнских Сланцевых гор. Отдельные разрезы, в которых встречены лёссов позднелепистоцено-

вого возраста, отмечаются на крайнем юго-востоке Великобритании и северо-востоке Испании. В самой западной части Европы лёссовые отложения занимают преимущественно север материка. На территории Австрии лёссов наблюдаются в межгорной котловине в долинах Моравы и Дуная, в ГДР — в переходной зоне между Северо-Европейской низменностью и предгорьями Гарца, Тюрингенского леса и Рудных гор. В Чехословакии лёссов распространены в районе Праги (бассейн Лабы), Брно (бассейн Моравы), на левобережье Дуная к северу от Братиславы.

Большой лёссовый массив отмечается на территории Болгарии, на правобережье Дуная, на прилегающих к Дунаю участках на территории Румынии, в более южных районах Югославии (район Загреба), на Ломбардской низменности в Италии. На территории Венгрии лёссов приурочены к южным склонам Западных Карпат и к Среднедунайской низменности.

В пределах Советского Союза лёссов распространены сплошным массивом, северная граница которого совпадает с северной границей Волынской и частично Приднепровской возвышенностей. Несколько севернее Киева она пересекает долину Днепра и направляется к восточному краю Днепровской низменности. На данной территории лёссовая область охватывает Полесскую низменность, включая левобережье Днепра в переходной полосе между Среднерусской возвышенностью и центральными частями Полесья, а также занимает серию мелких возвышенностей, образующих Белорусскую гряду. Еще восточнее лёссов занимают территории в пределах Среднерусской, Смоленско-Московской и частично на юге Валдайской возвышенностей. В Мещерской и Средневожской аллювиальных низинах лёссовый покров исчезает. Затем лёссовые отложения малой мощности появляются вновь на Окско-Донской равнине и Приволжской возвышенности.

Далее на восток границу распространения лёссов можно провести лишь условно в связи с очень малой их изученностью на этой территории. В пределах восточного сектора Е. Л. О. южная граница лёссовой области совпадает с береговой линией Черного и Азовского морей.

Лёссовые отложения распространены на территориях, имеющих различное геолого-геоморфологическое строение. В Восточной Европе это преимущественно равнинные области с крупными возвышенностями с пологими склонами. В более западных районах лёссов связаны в основном с замкнутыми и полузамкнутыми понижениями на территориях, принадлежащих к зонам герцинской и альпийской складчатостей.

Приуроченность лёссовых отложений к областям, весьма различным по геоморфологическому строению, не означает, однако, отсутствия зависимости в распространении рассматриваемых отложений от рельефа. Если Восточная Европа в пределах европейской лёссовой области характеризуется преимущественно сплошным распространением лёссов, то более западные территории — их островным распространением. При этом надо иметь в виду, что и внутри восточного сектора Е. Л. О. имеются обширные участки, свободные от лёссов. Однако если на западе такими участками являются положительные формы рельефа, то на востоке, наоборот, такие лакуны связаны с отрицательными формами рельефа, такими, как Полесье, Мещёра, центр Тамбовской низины. Указанные различия создают дополнительные трудности при выявлении южных пределов распространения лёссовых отложений в Европе.

¹ Схема, опубликованная в книге «Лёсс — перигляциал — палеолит...» [1969], содержит лишь общие сведения о распространении лёссов. Детальная карта распространения и мощностей лёссов Европы, подготовленная Лёссовой комиссией ИНКВА под общей редакцией Ю. Финка, содержит информацию о распространении и мощностях плейстоценовой лёссовой толщи в целом, без разделения ее по возрасту.

² Из неопубликованных данных использованы устные сообщения А. Б. Богущкого, С. Л. Бреслава, В. В. Бердникова, А. К. Марковой, В. П. Ударцева, которым авторы выражают глубокую благодарность.

В целом можно констатировать, что на равнинных пространствах восточной части Е. Л. О. южная граница развития лёссов между низовьями Волги и Дона доходит до 46° с. ш., западнее она достигает побережья Черного моря. Поскольку лёссы встречаются в Крыму и на правобережье Дуная, можно полагать, что граница распространения лёссов в валдайскую эпоху в Азово-Черноморском бассейне могла проходить южнее современного побережья, захватывая современную зону мелководного шельфа, представлявшего в эпоху последней валдайской регрессии сушу. Граница здесь могла опускаться до $44-43^\circ$ с. ш.

В Средней Европе зона преобладающего распространения островных массивов лёссов продвигается в пределах Нижнедунайской низменности до $44-43^\circ$ с. ш., постепенно сдвигаясь к северу, и в Западной Европе она занимает лишь северные, прибрежные районы Франции и то лишь к востоку от Сены. Можно полагать, что формирование лёссов в отдельных массивах, расположенных значительно южнее (в Балканах, Аппенинах), могло быть связано с особым климатическим режимом в отдельных межгорных котловинах, сходным с тем, который был присущ основной области формирования лёссов Европы.

В целом южная граница (южный предел) Е. Л. О. в западном секторе располагается субмеридионально, отсекает от этой области приатлантические районы Европы, в средней части области (Средняя Европа) заметно опускается к югу (приблизительно на пять градусов по широте). В пределах восточного сектора Е. Л. О. положение южной границы ближе к широтному, но с тенденцией некоторого смещения к северу.

Рассмотрим положение северного предела Е. Л. О. и его соотношение с максимальной границей валдайского оледенения. В значительной степени такой анализ, так же как и характеристика основных свойств вещественного состава, был проведен ранее [Позер, 1955; Величко и др.; Лёсс—перигляциал—палеолит., 1969]. К северу от границы лёссовой области выделяется пояс, где преобладают отложения флювиогляциального характера не только валдайского, но и более раннего (московского) времени, которые в условиях перигляциального климата подвергались преобразованию процессами солифлюкции, дезинтеграции, перевевания. Этот пояс связан с низкими элементами рельефа. Ширина его изменяется от 50—70 км на крайнем западе до 400—500 км в районе Полесья. Внешняя (южная) периферическая часть этой полосы, примыкающая к области распространения лёссовых отложений Европы, имеет, как правило, очень пестрое строение. Здесь отмечается чередование пространств, сложенных тонкозернистыми пылеватými песками, с пятнами и массивами супесей и суглинков, причем обычно массивы песков занимают более низкие элементы рельефа, а массивы суглинков и алевроитов — повышенные участки. Такая переходная зона прослеживается вдоль всей пограничной полосы между песчано-алевритовой областью и лёссовым поясом, начиная с северо-востока Франции до бассейна верхней Волги. Таким образом, в целом можно констатировать отсутствие прямой пространственной сопряженности между положением северного края Е. Л. О. и краем валдайского ледника (карта 3).

В положении северной границы, как и в особенностях распространения лёссовой области, отчетливо проступают определенные геоморфологические зависимости. Особенно хорошо они вскрываются на территории Средней и частично Западной Европы. Здесь можно выделить три главные геоморфологические ступени: 1) приморские низменности на севере; 2) рельеф низко- и среднегорий и межгорных понижений (область герцинской и частично альпийской складчатостей); 3) высокогорья (Альпы, Карпаты). Лёссовая область приурочена в основном к средней (второй) ступени. Высота этой лёссовой ступени на территории Западной Европы составляет 100—150 м над уровнем моря, южная граница проходит на высоте 400—500 м. Столь же четкая зависимость от гипсометрических уровней отмечается в распространении лёссов и на территории Польши, на что уже обращал внимание Г. Марущак [Лёсс—перигляциал—палеолит., 1969]. Лёссы вдоль северной периферии Судет и Карпат также распространены в пределах амфитеатра, переходного от низменностей к горам, и приурочены к высотам начиная приблизительно с 200 и до 400—450 м над уровнем моря.

На обширных пространствах восточного сектора Е. Л. О., где геоморфологическая ступенчатость менее выражена, лёссы

приурочены к эквиваленту второй ступени — они не встречаются ни в северных приморских низменностях, ни в Карпатах, ни на Кавказе, а приурочены к повышенным платформенным районам. Здесь, в северной половине Русской равнины, лёссы также не встречаются, как правило, ниже 160—180 м над уровнем моря. Однако, как уже отмечалось, в Восточно-Европейском секторе лёссы распространены вплоть до побережья Черного и Азовского морей и залегают на высотах, близких к современному уровню моря. Даже если не учитывать склоновые шлейфы лёссов, а только принимать во внимание лёссы плато, то можно говорить о том, что валдайские лёссы опускаются здесь до высоты 15—20 м над уровнем моря.

Таким образом, анализ распространения лёссов показывает, что между северной границей Е. Л. О. и краем валдайского ледника нет четкой сопряженности. Сама лёссовая область располагается в регионах с совершенно различным геоморфологическим строением, и в этом отношении лёссы «не зависят» от геоморфологии. Однако внутри Е. Л. О. и особенно в ее северных районах рельеф оказывает влияние на распространение лёссов. Здесь лёсс залегают в основном в диапазоне высот от 180—200 до 300—400 м над уровнем моря, тогда как в южных районах опускается почти до современного уровня моря. Вполне возможно, что накопление лёсса требовало определенных условий дренажа. В несколько более влажных северных районах пониженные участки были неблагоприятны для формирования лёссов, тогда как на юге Е. Л. О., где возрастала общая сухость, лёссы могли накапливаться вплоть до низких морских побережий. Отсутствие лёссов на высотах больше 400—500 м в Е. Л. О., возможно, было связано не только с некоторым возрастанием влажности, но и с отсутствием необходимого растительно-почвенного комплекса, определявшего трансформацию алевроита в лёсс и его закрепление на склонах. Такой вывод согласуется с представлениями И. П. Герасимова [1962] о том, что выпадение алевроита идет на фоне процессов почвообразования.

Общая конфигурация Е. Л. О. неправильная, близкая к клиновидной. Если в своем восточном секторе она имеет очень большую ширину (до 1500 км) с севера на юг, то на запад она довольно сильно сужается, протягиваясь узкой (менее 100 км) полосой на северо-востоке Франции. Сужение происходит в основном за счет смещения к северу южного края лёссовой области. Такое положение границы не оправдывается какими-либо геоморфологическими условиями. Вероятнее всего, оттеснение к северу границы лёссов происходило потому, что здесь в эпоху лёссонакопления могло сказываться влияние западных воздушных масс, несколько более влажных (слишком влажных для лёссов), чем воздушные массы в более восточных районах.

Следует отметить, что облик лёссовых отложений различных районов неодинаков. В Западной и Центральной Европе они представлены суглинками и супесями, имеющими лёссовый облик. Однако отнести эти отложения к «типичным» лёссам не представляется возможным. В пределах Восточно-Европейского сектора на севере лёссовой области, так же как и в Заволжье, это тоже не «типичные» лёссы. Здесь распространены суглинки с некоторыми чертами облессованности, часто называемые покровными. Хорошо выраженные так называемые типичные лёссы распространены лишь в центральной части восточного сектора, в бассейне Днепра. Самые южные приазовские лёссы несут следы более интенсивной переработки почвообразовательными процессами, чем в районах, расположенных севернее. Это, естественно, сказывается на их общем облике — они становятся более темными и более глинистыми.

Попытка закартировать мощности лёссовых пород натолкнулась на ряд трудностей. Прежде всего следует учесть разную степень детальности изучения лёссов в различных районах Европы. Кроме того, если на отдельных территориях (Польша, Чехословакия, некоторые районы СССР) мощность лёссов на более или менее обширных территориях одинакова, то в других районах (Молдавия) мощности лёссов так резко колеблются на небольших участках, что пришлось выделить территории с переменной мощностью лёссов. В других районах (крайний северо-восток лёссовой области) среди безлёссовых пространств отмечаются небольшие участки лёссов. Это позволило выделить их как участки островного распространения лёссов.

Как видно из карты 3, мощности лёссовых отложений валдайского возраста в пределах Е. Л. О. не превышают 10 м. Исключительную область по избыточности мощностей представляет правобережье Дуная на территории Болгарии, по данным болгарских ученых [Fotakiewa, Minkov, 1966, 1968]. Дальнейшие исследования несомненно позволят установить причины такой избыточности и уточнить мощности.

В западном секторе Е. Л. О., который можно охарактеризовать как сектор «котловинных» и присклоновых массивов, на общем ходе накопления лёссов должны были в сильной степени сказываться местные условия, усиливающие за счет делювиальных процессов накопление лёссовых отложений в нижних частях котловин и у подножий склонов. Однако, несмотря на очевидную роль таких процессов, мощности лёссов в рассматриваемом секторе в целом незначительные. Наиболее типичны мощности от 3 до 5 м. Они направлены увеличиваются к юго-востоку. В Моравии мощность валдайских лёссов возрастает до 8 м, а в Среднедунайской низменности и в долине Дуная ниже Будапешта — до 10 м и более.

В восточном секторе Е. Л. О., на территории Русской равнины, распределение мощностей подчиняется общим закономерностям, связанным с изменениями с севера на юг, а также зависит от местных геоморфологических условий. Здесь (прежде всего по данным для высоких территорий левобережья Днепра) было выделено четыре основных зоны накопления лёссов [Величко, 1965а]. На самом севере области, в поясе прерывистого распространения лёссовых отложений, их мощности близки к 2—3 м и обычно не превышают 5 м (первая зона). Южнее, в пределах средней части равнины, приблизительно до 48—50° с. ш., общая мощность валдайских лёссов постепенно возрастает, достигая 8—10 м (вторая зона). При этом указанные мощности характерны для лёссов, расположенных на переходных участках от возвышенностей (Воляно-Подольской, Среднерусской, Приволжской) к депрессиям среднего Днепра и Дона. В центральных частях возвышенностей их мощности заметно сокращаются (иногда до 1 м и меньше), так же как и в наиболее пониженных участках деградации, где они нередко вообще отсутствуют. Вблизи крутых берегов долин во всех зонах мощности сильно колеблются в связи с развитием склоновых процессов. Далее на юг (третья зона) мощности лёссов даже в пределах геоморфологических уровней, наиболее благоприятных для лёссовой аккумуляции, довольно быстро сокращаются до 2 м и менее. Лишь на самом юге (четвертая зона) вблизи морских побережий, а также в зоне предкавказского прогиба мощность валдайских лёссов несколько возрастает, оставаясь в целом небольшой.

Таким образом, в масштабах всей европейской лёссовой области (без Заволжья, где лёссовые отложения изучены пока очень слабо) можно констатировать общее возрастание мощностей с запада на восток. В западном секторе Е. Л. О., где меридиональные изменения сильно затупеваны влиянием местных геоморфологических условий, можно все же констатировать нарастание мощностей на юг. В равнинных условиях восточного сектора наибольшие мощности валдайских лёссов отмечаются для его средней части, к северу и к югу от нее происходит сокращение мощностей. (Для севера всей Е. Л. О. намечается единая зона прерывистого распространения лёссовых отложений небольших мощностей).

Бесспорно, что для выявления обстановки, существовавшей за краем ледника, многое могли бы дать материалы по вещественному составу лёссов — их гранулометрии, минералогии, химическому составу. Однако попытки охарактеризовать вещественный состав лёссов наталкиваются на большие трудности. При анализе гранулометрического состава лёссовых пород мы старались показать основные гранулометрические компоненты породы, в первую очередь содержание пылевой («лёссовой») фракции, а затем уже степень глинистости и степень опесчаненности породы (табл. 6). Однако те немногие работы, в которых имеются данные о гранулометрическом составе, не содержат сведений о методах его определения. Кроме того, в работах разных авторов, даже посвященных одним и тем же территориям, употребляются разные размерности фракций. Поэтому пришлось пойти на некоторые допущения. Так, в качестве фракции песка была взята фракция более 0,2 или 0,25 мм, фракции алеврита (пыли) — 0,05—0,01 или 0,06—0,02 мм, фракции глины — менее 0,01 или 0,02 мм. Для сравнительного анализа оказались пригодными лишь немногим более двух с половиной десятков разрезов, располо-

Таблица 6. Гранулометрический состав валдайских лёссов *

Название разреза	Номер разреза на карте	Размер частиц, мм; содержание фракций, %		
		более 0,25	0,05—0,01 или 0,06—0,02	менее 0,01 или 0,02
Араповичи	180	Нет	39	24
Артурн	120	Более 2	45	35
Брянск	179	Нет	46	26
Запорожье	207	Нет	55	30
Гляйна	133	—	55	42
Гросенхайм	134	15	40	35
Кала	127	—	40	50
Комятице	110	Нет	45	35
Константины	188	Нет	39	56
Корен-Залис	128	—	40	50
Кочережки	205	Нет	44	15
Лангенбоген	125	Более 7	30	30
Лендорф	135	—	50	48
Магдебург	117	17	33	34
Мейсен	136	—	48	50
Мелекино	221	Нет	26	68
Миргород	195	1	39	51
Молочанск	208	4,5	21	68
Мораваны	109	1	40	30
Мюльхаузен	118	—	50	45
Наумбург	122	Более 2	50	30
Платово	223	2	32	53
Рожок	224	2	25	38
Старые Севжары	199	1	33	52
Синельниково	206	0	50	45
Смоленск	173	3	30	47
Фрайбург	121	—	45	35
Харта	130	—	45	50
Эрдеборн	124	16	23	32
Ярмоленцы	189	Нет	35	41

* Знаком минус (—) обозначается отсутствие данных.

женных на территории ФРГ, ГДР, Чехословакии и Европейской части СССР (бассейн Днепра).

Если признать репрезентативность этих материалов, то можно видеть, что для зоны накопления наиболее мощных и однородных лёссов второй зоны в восточном секторе Е. Л. О. (разрезы Араповичи, Брянск) характерно отсутствие фракции крупного и среднего песка (>0,25 мм) и близкое процентное соотношение фракций мелкого алеврита и глины.

Допуская, что такое соотношение типично для наиболее чистых лёссов, можно отметить для северной краевой зоны Е. Л. О. как в восточном, так и в западном секторах вполне определенные отклонения. Разрезы в бассейне верхнего Днепра, Тюрингии и Саксонии показывают, что в этой зоне в составе лёссовых отложений всюду отмечается небольшое (3—7%), а иногда и значительное (до 15%) содержание фракции среднего и крупного песка. При этом соотношение фракций мелкого алеврита и глины остается близким к тому, которое характерно для «чистых лёссов».

В более южных районах западного сектора Е. Л. О., принимая во внимание данные по разрезам окрестностей Фрайбурга (ГДР) и разрезам Комятице и Мораваны (Чехословакия), можно отметить, что на фоне характерного соотношения фракций мелкого алеврита и глины, свойственного «типичным» лёссам, их процент даже более высок, чем в восточном секторе Е. Л. О., что, возможно, связано с некоторыми особенностями гранулометрического состава. Здесь, как правило, присутствуют следы фракции крупного песка. Эти данные приводят к двум предположениям. С одной стороны, в северной зоне всей Е. Л. О. местные динамические условия накопления лёссов в виде интенсивных солифлюкционных, ветровых процессов были более активными, чем в более южной зоне. С другой — влияние указанных местных условий в западном секторе Е. Л. О. продолжало сказываться и в более южной зоне, что следует связывать как с влиянием локальных геоморфологических условий (окружение склонами, замкнутые и полузамкнутые котловины), так и с наличием общеклиматических изменений с востока на запад.

Наконец, можно отметить определенную специфику в гранулометрическом составе лёссов южных приморских районов восточного сектора Е. Л. О. Здесь, судя по разрезам побережья Азовского и Черного морей, заметно возрастает процент

глинистых фракций и вместе с тем вновь появляются фракции крупного песка. Повышенная оглиненность лёссов этих районов, возможно, связана с возрастанием к югу степени их выветрелости, а присутствие крупного песка свидетельствует о возрастании ветровой динамики, увеличении значения местных источников дефляции, какими и могли являться осушенные шельфовые пространства.

Имеющиеся в литературе данные пока не позволяют дать полноценную характеристику минералогического и химического состава всей Е. Л. О. В основном данные пока ограничиваются лёссами Средней и Восточной Европы. Обзор свойств вещественного состава этих территорий содержится в работе А. А. Величко, Т. Д. Морозовой, Т. А. Халчевой [Лёсс—перигляциал—палеолит. . ., 1969].

В отношении минералогического состава лёссов Польши, Чехословакии, Венгрии и Европейской части СССР выводы авторов сводятся к следующему. Для всех лёссов указанных стран характерно абсолютное преобладание минералов легкой фракции (более 99%) над тяжелой. Среди минералов легкой фракции основная доля приходится на кварц, на втором месте полевые шпаты, затем слюды и, наконец, карбонаты, преимущественно вторично образованные. Среди минералов тяжелой фракции главными группами являются рудные минералы, прозрачные титансодержащие, амфиболы, минералы группы эпидота.

Несмотря на то что состав основных компонентов является сходным в указанных странах, сейчас уже выявляются некоторые отличительные черты между лёссами Русской равнины и более западных территорий. Минералогические исследования Т. А. Халчевой [1971, 1974] показали, что в восточном секторе Е. Л. О. как в северных районах, так и в южных состав минералов в лёссах остается гомогенным. Для более западных территорий в видовом минералогическом составе отдельных лёссовых районов начинают проявляться специфические особенности. Так, лёссы Польши характеризуются повышенным содержанием кварца, а лёссы Чехословакии, наоборот, обеднены кварцем. Примечательно, что в последних встречается глауконит. Очевидно, на территориях «котловинного» распространения лёссов в отличие от Русской равнины начинает более ощутимо сказываться влияние местных источников сноса.

Валдайские лёссы характеризуются весьма низкими коэффициентами выветрелости ($K_1=0,19\div 0,35$)¹. Их значение несколько возрастает в лёссах южной части Русской равнины. Лёссы, следовательно, были слабо затронуты процессами выветривания, эти процессы несколько усиливались к югу. О таких условиях свидетельствуют и данные химического состава. Лёссы как Восточной, так и Средней Европы имеют очень низкое содержание гумуса (0,1—0,5%). Содержание карбонатов в восточном секторе Е. Л. О. закономерно возрастает с севера на юг — от 0 до 13—18%. Сопоставление данных по одноширотным районам Чехословакии и СССР указывает на увеличение содержания карбонатов в лёссах в направлении с запада на восток.

Таким образом, данные по вещественному составу лёссов свидетельствуют о значительной слабости процессов химического выветривания в пределах Е. Л. О. и сильной общей континентальности климата, степень которой возрастала на обширных пространствах восточного сектора. Большая не только широтная, но и меридиональная протяженность этого сектора позволяет наметить тенденцию к некоторому возрастанию (хотя и в рамках одного и того же типа выветривания) роли химических процессов с севера на юг.

Следует, однако, отметить, что условия аккумуляции в формировании лёссов менялись не только в пространстве, но и во времени. Об этом говорят различия в вещественном составе разновозрастных горизонтов лёссов, относящихся к позднему плейстоцену. Материалы по восточно-европейским лёсам показывают, что гранулометрический состав лёссов, относящихся к началу валдайской эпохи, к ее первой половине (хотылевский горизонт), значительно отличается от гранулометрического состава «типичных» лёссов. В них наблюдается возрастание глинистой фракции (иногда до 40%) наряду с появлением среднего и крупного песка. В этих лёссах сокращается и количество легко разрушаемых минералов — роговой обманки и эпидота. Судя по степени выветрелости

($K_1=0,50$), эти лёссы в значительной степени затронуты процессами выветривания (частично за счет влияния развитых на них почв). В лёссе первой холодной фазы валдая нередко прослеживается и слоистость. Обращают внимание и небольшие мощности лёссов первой половины валдая, выдержанные по всей европейской лёссовой области.

Так, от бассейна Дона до бассейна Рейна мощность самого древнего ранневалдайского (внутримезинского) лёсса, формировавшегося в интервале от 60—70 до 29—30 тыс. лет назад, судя по многочисленным данным из различных районов Е. Л. О., близка к 0,5—0,6 м [La stratigraphie des loess de l'Europe, 1969]. Весьма стабильную мощность (1,0—1,5 м) имеет и валдайский лёсс I (хотылевский), относящийся к первой главной холодной фазе валдая (55—30 тыс. лет назад). Самые приблизительные расчеты показывают, что интенсивность лёссообразования, особенно в самом начале валдая, была незначительной. В эпоху накопления внутримезинского лёсса средняя скорость лёссообразования приближалась к 0,05 мм/год. В первую главную холодную фазу она несколько возрастала — до 0,07 мм/год.

Во вторую главную холодную фазу валдая характер лёссообразования существенно меняется. Именно в эту фазу идет накопление «чистых» классических лёссов, характеризующихся высокой однородностью и наиболее типичными характеристиками вещественного состава — пористостью до 50%, содержанием фракции мелкого алеврита до 50%, отсутствием фракций среднего и крупного песка. Степень выветрелости очень незначительная: K_1 близок к 0,2—0,3. Это подтверждают и микроморфологические наблюдения Т. Д. Морозовой, согласно которым микростроение лёссов однородное, компактное, агрегатность отсутствует, алевритовые зерна и микроагрегаты распределены равномерно в карбонатно-глинистом цементе. Карбонаты представлены в основном микропылеватым кальцитом, но встречается и первичный, обломочный кальцит. Все эти данные свидетельствуют о крайне слабой выветрелости лёссов второй главной холодной фазы валдая. Скорость накопления в средней лёссовой зоне возрастает почти на порядок по сравнению с первой холодной фазой, достигая 0,4 мм/год [Величко, 1965а]. В этот же период изменяется и общий характер аккумуляции. Если первой половине валдая была свойственна равномерность седиментации на большей части Е. Л. О., то во вторую половину валдая, т. е. в эпоху поздневалдайского оледенения, наряду с возрастанием мощностей лёссов и скоростей их накопления становится характерной неравномерность процесса аккумуляции лёссов в пространстве. Именно в эту эпоху создалось то изменение мощностей валдайских лёссов, о котором говорилось выше. На расстоянии от 200—300 до 450—550 км от ледника в восточном секторе Е. Л. О. возникла зона высокой интенсивности аккумуляции лёссов, к северу и особенно к югу происходило значительное ослабление аккумуляции.

Резюмируем основные особенности строения и динамики европейской лёссовой области в позднеплейстоценовую холодную эпоху. Европейская лёссовая область имеет большую пространственную неравномерность. В восточной части ее ширина по меридиану достигает 1500 км. На запад, в сторону приатлантических районов, ее ширина, как и мощность лёссов, постепенно сокращается и на территории Франции выклинивается. Определенные изменения в вещественном составе и в мощностях лёссов свидетельствуют о некотором ослаблении континентальности в этом направлении.

В меридиональном направлении условия лёссообразования также не оставались полностью гомогенными. На севере всей области протягивалась широтная полоса, характеризовавшаяся более активным режимом динамических процессов (солифлюкционных, ветровых) и большой увлажненностью. Активизация ветров имела место, по-видимому, и в южных, приморских районах.

Над основной же частью Е. Л. О., судя по особенностям вещественного состава лёссов и общей однородности их строения, господствовали преимущественно спокойные атмосферные условия, малые скорости воздушных масс, преобладали не приземные ветры, а медленные высотные и горизонтальные перемещения, обусловившие возможность накопления на обширных пространствах тонкого пылеватого однородного материала, сходного по составу, в том числе и минералогическому. По расчетам Б. А. Федоровича [1960], в зонах аккумуляции лёссов скорости ветров не могли превышать 2,5 м/с.

¹ K_1 определяется по отношению суммы наиболее устойчивых минералов (циркона и турмалина) к роговой обманке.

В течение позднелейстоценовой (валдайской) холодной эпохи условия накопления лёссов в Е. Л. О. существенно менялись. Особенно значительно различались между собой первая, так называемая добрянская эпоха лёссовобразования, и вторая, или послебрянская. Первой эпохе была свойственна несколько большая увлажненность, общая выровненность режима аккумуляции и слабая интенсивность лёссонакопления. В послебрянскую эпоху на фоне резкого возрастания интенсивности аккумуляции в средней полосе Е. Л. О. возникает зона, где наблюдалась повышенная избыточная аккумуляция лёссового материала, особенно в восточном секторе Е. Л. О. Это, возможно, указывает на некоторые особые черты атмосферного режима, создавшегося в послебрянскую эпоху и связанного с существованием ледникового покрова. Не исключено, что указанная полоса, отстоявшая местами на 500—600 км от края ледника, ограничивает область ощутимого воздействия воздушных масс, формировавшихся под влиянием ледникового покрова и распространявшихся от него в сторону перигляциальной области. Полоса повышенной аккумуляции могла возникнуть в зоне, где перемещение воздушных масс, связанное с влиянием ледника, ослабевало, и здесь происходило усиленное выпадение пыли из атмосферы.

Таким образом, широкое развитие процессов лёссовобразования по всей Е. Л. О. в различные холодные фазы позднего плейстоцена (в том числе и в начале валдая) свидетельствует о том, что условия для лёссовобразования, как и сама лёссовая область, возникают вне прямой зависимости от оледенения. Об этом говорит несколько явлений: 1) отсутствие корреляций между границами Е. Л. О. и ледника; 2) одинаковый максимальный южный предел распространения лёссов и в первую главную холодную фазу валдая (когда ледниковые процессы на севере Европы были весьма ослаблены) и во вторую главную фазу (на которую приходится максимальное и позднелейстоценовое оледенение); 3) выдержанность и стабильность мощностей нижневалдайских лёссов вплоть до южных районов, тогда как послебрянские лёссы, т. е. лёссы эпохи максимума ледниковых процессов, на юге резко сокращаются в мощности и местами выклиниваются. Сказанное, однако, не является отрицанием влияния оледенения на ход процессов в лёссовой области. В определенных районах оно усиливало лёссонакопление, влияло на динамику процессов в лёссовой полосе, приближенной к леднику.

Касаясь некоторых общих особенностей климата, свойственного Е. Л. О., вероятно, нет оснований ставить в прямую связь с покровным ледником общее сильное возрастание степени континентальности во вторую, послебрянскую холодную фазу валдая, поскольку ее признаки проявились в самых различных районах Е. Л. О. Скорее изменение признаков лёссовобразования в Е. Л. О., их редукция с востока на запад, некоторое усиление процессов химического выветривания с севера на юг следует ставить в связь с общеклиматическими широтными и меридиональными изменениями.

Однако важно отметить, что все указанные отличительные особенности не выходят за пределы одной области как в отношении характера процессов выветривания, так и типа се-

диментации. Для этой области в самых различных ее районах были более характерны черты общности, гомогенности, а не дифференцированности. Такое строение лёссовой области вскрывает некоторые особенности палеогеографии эпохи формирования лёссов. Теоретическим обоснованием такого подхода является система представлений И. П. Герасимова (1962) о том, что лёсс есть почва особо континентальных условий. Лёсс нами рассматривается как образование, хотя и в крайне малой степени, но затронутое процессами субаэрального химического выветривания. В то же время лёсс рассматривается и как продукт этого выветривания, так как для формирования лёсса необходимой является фаза преобразования алеврита (седимента) в лёсс под влиянием комплекса субаэральных, стабильно действующих физико-химических процессов, идущих в условиях непрерывной седиментации и специфичных для крайне континентальных сухих климатических условий. Главную роль играли процессы физического выветривания, но обязательным и необходимым условием являлись процессы биогенно-химической трансформации. Последние протекали в условиях и под влиянием разреженного растительного покрова в узкой приповерхностной зоне. Химическому преобразованию подвергалась лишь наиболее легко поддающаяся выветриванию часть минеральной массы. С этой точки зрения лёсс — это продукт, для образования которого необходимым условием является участие крайне редуцированных элементарных почвенных процессов, свойственных определенной физико-географической обстановке. В таком случае лёссовую область следует интерпретировать как область с определенным типом почвообразования, внутри которой различия в процессах почвообразования не выходят за пределы одного почвенного типа. Это означает, что в эпохи формирования лёссов на обширных пространствах, таких, как большая часть Восточно-Европейской равнины, начинает господствовать единый общий тип почвообразования. Такой вывод согласуется с представлением об основной отличительной особенности холодных (ледниковых) эпох [Величко, 1968]. Это представление нашло отражение в работах некоторых палеоботаников и литологов [Хотинский, 1971; Халчева, 1971; Гричук, 1972б]. Оно заключается в том, что в холодные (ледниковые) эпохи в умеренном поясе происходит очень сильное упрощение зональной природной структуры, когда на месте спектра зон, свойственных межледниковьям, возникает единая область с близкими физико-географическими особенностями (явление гиперзональности, квазизональности). Упрощение зональной структуры идет в основном за счет исчезновения в качестве зональных типов почв и растительности лесного характера и преобладания тундрово-степного почвенно-растительного комплекса, поскольку во всем внетропическом пространстве господствующими становятся резко континентальные условия при общем понижении температуры и сильном сокращении осадков.

Таким образом, лёссовая область отражает чрезвычайно важные общеклиматические и физико-географические трансформации, имевшие место на обширных пространствах Европы в холодные эпохи позднего плейстоцена.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЗОНЫ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ И ЭТАПОВ ЕЕ РАЗВИТИЯ (КАРТЫ 4, 5, 6)

Для изучения общих вопросов динамики и происхождения древней многолетней мерзлоты территория Европы представляет особый интерес. В современную эпоху эта территория, за исключением крайне незначительных площадей на севере Скандинавии и Европейской части СССР, а также высокогорных Альп, не подвержена влиянию процессов, связанных с многолетней мерзлотой. Между тем в определенные отрезки времени среднего, а особенно позднего плейстоцена не только горы, но и обширные равнины были скованы многолетней мерзлотой. Это позволяет говорить о позднелейстоценовом криогенезе, который пережил на протяжении этого времени несколько этапов и закончился деградацией мерзлоты на всей площади.

Существование мерзлотного режима с низкими и длительными отрицательными температурами, сезонным протаиванием и промерзанием, проявлением соответствующих процессов и явлений не привело к таким значительным внешним проявлениям, как горизонты морен или краевые зоны покровного ледника. Однако процессы, обусловленные многолетней мерзло-

той, оказали большое влияние на литологические особенности и стратиграфические черты формировавшихся толщ, и в первую очередь лёссовых отложений. Несомненно, что мерзлотные процессы проявлялись в диагенезе и гипергенезе этих толщ в большей степени, чем сказывалось влияние покровного ледника.

Воздействие многолетней мерзлоты нарастало с переходом от ранневалдайского времени к более позднему, когда мерзлотные процессы и явления достигли такой силы, что возникла криогенная область, по площади распространения значительно превышающая суммарную площадь даже максимального оледенения Европы. Ее признаки сохранились в виде реликтовой криогенной морфоскульптуры.

К настоящему времени накоплен довольно обширный материал по ископаемым древним мерзлотным образованиям, описанным в различных частях Европы [Лёсс — перигляциал — палеолит. . . , 1969].

Криогенные структуры на территории Франции описаны в работах Ж. Трикара, А. Кайе [Tricart, 1956; Tricart, Cailleux, 1961, 1967], а на территории Бельгии они описаны А. Писсаром и Р. Папе [Раере, 1969]. Некоторые наблюдения по криогенным структурам в ГДР, Чехословакии, Польше, Венгрии, Австрии, Бельгии и Франции получены авторами во время геологических экскурсий.

По территории Европейской части СССР известны исследования Ю. М. Васильева, М. Н. Грищенко, Ю. В. Крылова, А. И. Москвитина, Д. А. Назаренко. С середины 60-х годов получил распространение геоморфологический аспект в изучении древнего криогенеза, связанный с установлением реликтовой криогенной морфоскульптуры [Величко, 1965б, 1968, 1973а, б; Бердников, 1976].

Реликтовая криогенная морфоскульптура была заложена на огромных пространствах, ее следы прослеживаются на современной поверхности территории Европейской части СССР, Средней и Западной Европы. Несомненно, существование такой морфоскульптуры чрезвычайно важно в геологическом, геоморфологическом, климатическом и других аспектах. Это определяет возрастающий интерес к фактам существования древней мерзлоты и служит основанием для рассмотрения позднеледникового криогенеза Европы наравне с рассмотрением истории покровного оледенения. Фактические характеристики реликтовой криогенной морфоскульптуры содержатся в упомянутых работах А. А. Величко и В. В. Бердникова. Разнообразные геологические данные и аэрофотоматериалы, подтверждающие существование полигонального микрорельефа в Швеции и Норвегии, имеются в работах скандинавских исследователей [Svenson, 1972]. Полигональные системы отмечены на территории Австрии, Англии [Sparks, West, 1972], Франции [Tricart, Cailleux, 1961, 1967]. Такие данные служат важным материалом для реконструкции позднеледникового зоны многолетней мерзлоты со всеми специфическими процессами и формами.

Существуют также картографические материалы, отражающие фактическое распространение фиксировавшихся в разрезах криогенных образований. Таковы карты древних криогенных феноменов для территории Польши [Dylik, 1952], Венгрии [Pecsi, 1966], атлас перигляциальных феноменов Франции [Tricart, 1956], обзор местонахождений древних криогенных структур [Новосельская, 1962], схема распространения реликтовой криогенной морфоскульптуры на Русской равнине [Величко, 1965б], мелкомасштабные схемы распространения криогенных образований в валдайскую (вюрмскую) эпоху на территории Средней и Восточной Европы [Величко, Бердников, 1969].

Формы рельефа и образования, составляющие так называемый перигляциальный комплекс (делли, склоновые образования, золовые формы и другие), специально не рассматриваются. В соответствии с поставленной задачей в этом разделе используются прежде всего те материалы, которые указывают на проявления древней мерзлоты и форм, связанных с существованием и деградацией мерзлоты.

Такие материалы позволили впервые подойти к созданию схем на обширную территорию, включающую основные равнинные районы Европы. Несмотря на их недостатки и упрощения, эти схемы все же позволяют сделать некоторые общие выводы.

В различных районах Европы наиболее четко и повсеместно прослеживаются три стратиграфически выдержанных яруса (горизонта) деформаций криогенного характера, обладающих индивидуальными, специфическими чертами. Характерно, что первые два (смоленский и владимирский) приурочены к горизонтам так называемых мезинской и брянской ископаемых почв, а верхний (ярославский) связан с концом периода аккумуляции позднеледниковых (валдайских) лёссов. Указанные горизонты имеют важное стратиграфическое и палеогеографическое значение.

Анализ криогенных процессов на определенных стратиграфических уровнях позволил выделить главные эпохи проявления криогенных деформаций для позднего плейстоцена, а широкая распространенность этих горизонтов — наметить некоторые пространственные различия в проявлениях криогенных процессов внутри отдельных эпох, выделить типы криогенеза и дать их районирование [Velicco, 1972; Величко, 1973б]. Эти представления и положены в основу настоящего раздела.

Смоленская эпоха развития криогенных деформаций

Признаки ее зафиксированы в серии разрезов мезинского (наумбургского, штильфрид А) почвенного комплекса Европы и одновозрастных им торфяников и пещерных отложений. Возможно, первые признаки мерзлотных процессов проявлялись уже в период похолодания между лесной и степной фазами почвообразования рассматриваемого комплекса (фаза «а»). Активная нарушенность деформациями всей верхней части почвенного комплекса приводит к мнению, что основной этап развития ранневалдайского криогенеза наступил непосредственно после того, как закончилось формирование второй степной (крутицкой) почвенной фазы (крутицкий интервал, соответствующий, возможно, брёрупу). На основании связи структур, относящихся к этой эпохе, с определенным почвенным горизонтом можно ориентировочно наметить время развития ранневалдайской криогенной эпохи (фазе «б») — 62—64 тыс. лет назад.

На равнинах Восточной Европы мерзлотные структуры этого времени отмечаются до 50° с. ш., в Средней и Западной Европе они встречаются на территории ГДР, Польши, Чехословакии, Венгрии, Бельгии, Австрии, Франции, достигая 47—48° с. ш. Эта первая, инициальная позднеледниковая волна криогенеза характеризовалась своим типом мерзлотных образований — аструктурными формами типа солифлюкций и криотурбаций, объединяемыми в единый пояс. Внутри этого пояса можно наметить две провинции: западную (Среднеевропейскую) и восточную (Восточноевропейскую). Западная провинция охватывает территорию от Франции до западных районов ГДР и ЧССР, в ее пределах господствовали указанные аструктурные деформации, а на территории Франции отчетливо фиксируются лишь явления солифлюкции. В восточной провинции, охватывающей территорию ГДР, ЧССР, Польши, Югославии и западной части Русской равнины, наряду с процессами пластических деформаций происходило формирование небольших льдогрунтовых жил шириной в верхней части 15—20 см и высотой 1—1,2 м. Характерно, что на Европейской части СССР к северу от 55—56° с. ш. указанные комбинации криогенных феноменов уступают место широко развитым процессам солифлюкции, отражающим движение грунта по склону не только в весеннее, но и в осеннее время, когда происходит сползание блоков замёрзших верхних частей сезонноталого слоя.

Мерзлотные деформации смоленского горизонта характеризуются повсеместным преобладанием структурных форм солифлюкции и криотурбации. Даже в восточной провинции в большей части изученных разрезов мелкие клиновидные образования не встречаются самостоятельно, а только сопровождают перемятые горизонты ископаемых почв.

Классическими примерами деформаций, нарушивших почвенные горизонты мезинского комплекса, являются проявления криотурбационных процессов в разрезах Смоленска, Рославля и Брянска.

Эти деформации отчетливо выражены в зарисовке стенки карьера у г. Смоленска (рис. 30, 32). Криотурбированными оказались верхние горизонты погребенной почвы, причем нарушенный слой имеет мощность 1,5—2,0 м и представляет собой серию наклонных языков произвольной конфигурации, выполненных гумусированным суглинком. Эти деформации свидетельствуют о мощных процессах перемешивания грунтов и режиме многолетней мерзлоты (рис. 32). Сходного типа деформации характерны для восточной провинции и фиксируются в ряде разрезов на севере региона в карьерах у Кашина, Ярославля, Шестихина, Гололобово (см. рис. 32, а) и в других местах.

Начиная с широты Брянска строение деформации начинает усложняться, здесь прослеживаются следы трещинных нарушений. Обычно это узкие, сравнительно небольшие (1,0—1,5 м) вертикальные разветвляющиеся прожилки и жилы шириной от 2—3 до 10—15 см. Серии таких прожилок, совмещенных в разрезе с перемятыми горизонтами погребенных почв, прослеживаются в разрезах Брянск, Мезин, Араповичи и далее к югу.

В разрезе у Брянска узкие клиновидные жилы достигают 1,5 м, редко 2 м по высоте и располагаются с интервалами около 1—2 м (см. рис. 32, б). Возможно, процессы смятий, криотурбаций, солифлюкционных перемещений и образования сетки мелких трещин несколько разделялись во времени (по сезонам года).

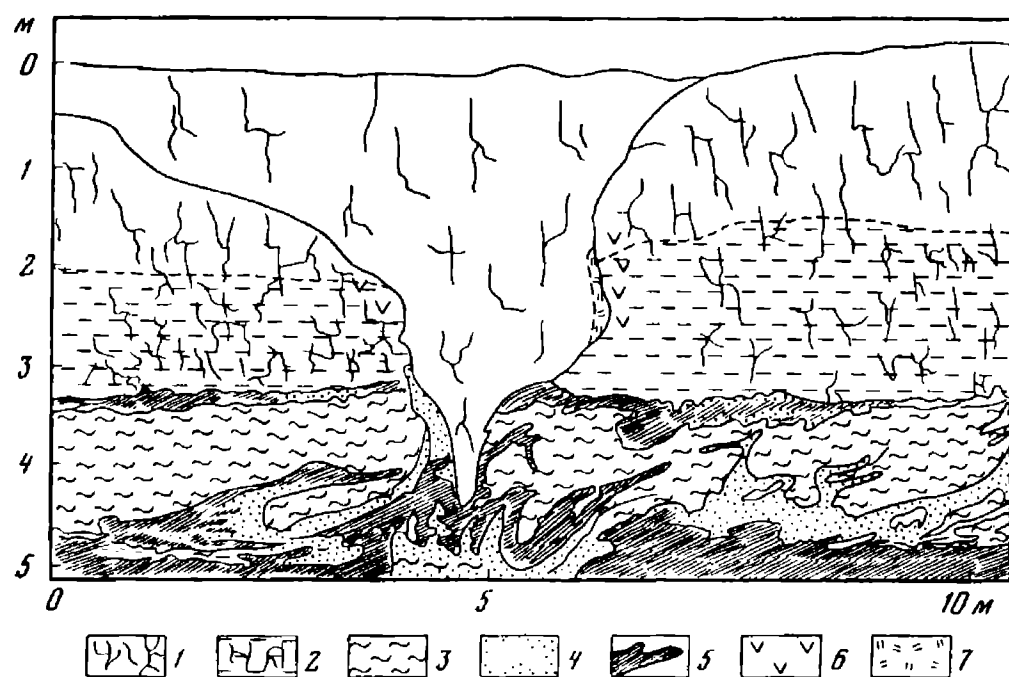


РИС. 30. Мерзлотные деформации в лессовых отложениях (карьер кирпичного завода у Смоленска)
(по А. А. Величко, 1969)

1 — суглинок палево-желтый; 2 — то же, сизовато-желтый; 3 — то же, сизый; 4 — суглинок серый; 5 — суглинок черный; 6 — ожелезнение; 7 — оглеение

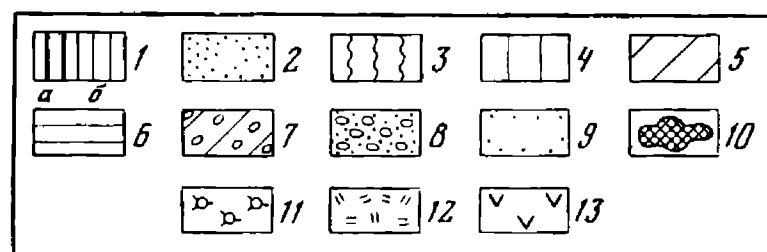


РИС. 31. Условные обозначения к рис. 33—39

1 — горизонт A_1 современных и погребенных почв; а — сильно выраженный, б — слабо выраженный; 2 — горизонт A_2 современных и погребенных почв; 3 — горизонт В современных и погребенных почв; 4 — лессовые породы (пылеватые супеси, суглинки); 5 — суглинки; 6 — глины; 7 — валунные суглинки (морена); 8 — гравийно-галечниковые отложения; 9 — пески; 10 — линзы гумусированного материала; 11 — карбонаты; 12 — оглеение; 13 — ожелезнение

Сравнение даже двух расположенных близко разрезов у Смоленска и Брянска обнаруживает провинциальные различия в проявлении процессов, свойственных древней мерзлоте, и свидетельствует об увеличении сухости в направлении к югу.

На территории Воыно-Подольи также хорошо фиксируются мелкие трещинные формы и проявления солифлюкционных процессов, приуроченные к горизонту гороховской ископаемой почвы (аналог мезинского комплекса). В разрезе Басов-Кут, в горизонтах А и В гороховского комплекса встречены мелкие трещинные образования с размерами по вертикали 1,0—1,3 м, шириной жил от 2 до 5 см и размерами тетрагональных ячеек 1—3 м. Эти трещины заполнены гумусированным суглинком горизонта A_1 и проникают в супеси иллювиального горизонта. Сходные трещинные образования отмечены в разрезах Коршев, Торчин, Горохов и другие [Богущий и др., 1975]. Практически в каждом разрезе этой группы у кровли гумусового горизонта гороховской почвы фиксируются следы солифлюкционных процессов в виде тонких язычков и линз, проникающих в лежащие выше лёссы.

Сходные деформации вскрываются в многочисленных разрезах на территории ЧССР, ГДР и частично Польши. Эти территории, как уже отмечалось, составляют западную, периферийную часть восточной провинции, и разрезы еще сохраняют следы трещинных форм сходного облика. Серия мелких трещин с размерами по вертикали около 0,5—0,75 м хорошо выражена в карьере Росбах на территории ГДР. Здесь обнажается толща лёссов с горизонтом ископаемой почвы, ниже основания которой хорошо выражены мелкие трещины, расположенные с интервалами 2,5—3,5 м и напоминающие по строению описанные выше трещинные формы. Сходные следы фиксируются и в других разрезах на территории ГДР и Польши.

В разрезе у с. Журавице (Польша) почвенный комплекс нарушен деформациями в виде элементарных жил-трещин, напоминающих трещинные образования в разрезе у Брянска. Трещины имеют размеры около 1 м по вертикали и расположены на расстоянии около 2 м друг от друга. Они имеют наиболее четкий контакт вблизи горизонта В, который у устья трещин несколько опускается, образуя карманообразное углубление шириной 0,2 м и глубиной 0,15 м. Трещины выполнены

темно-бурым и темно-серым суглинком и хорошо выделяются на фоне вмещающего суглинка (см. рис. 32, в).

Характерные трещинные формы ранневалдайской эпохи описаны Папе [Раере, 1967] на территории Бельгии в разрезе у Тонгрин. Клиновидные формы достигают значительных размеров (более 1,5 м) и пересекают почвенный горизонт и толщу лежащих ниже суглинков (см. рис. 32, г).

Практически во всех перечисленных разрезах, а также многих других на территории ЧССР, ГДР и Франции видно, что отложения, соответствующие горизонту ранневалдайской криогенной фазы, испытывали значительное воздействие процессов солифлюкции и криотурбации. Такие нарушения отчетливо прослежены и в карьере Смоленского кирпичного завода, в разрезе у Брянска, на территории ЧССР — в разрезе Кутна Гора; описаны на территории Бельгии и Франции. Аструктурные деформации такого типа составляют основной фон криогенных нарушений и другой палеокриогенной провинции — средневропейской.

В целом ранневалдайская криогенная эпоха характеризовалась преимущественным развитием аструктурных деформаций, а мелкие трещинные формы скорее всего явились отражением процессов сезонного промерзания и протаивания самого верхнего горизонта, не захватывавшего всего деятельного слоя. Описываемые процессы предполагают достаточно быстрые по времени, но небольшие по абсолютным значениям осенне-зимние понижения температур с незначительными градиентами.

Глубина сезонного протаивания, возможно, составляла около 1,0—1,5 м. Судя по типу существовавших деформаций и учитывая малые температурные градиенты, можно говорить о том, что температуры многолетнемерзлой толщи этой эпохи составляли всего $0 \div -2^\circ$. Такие условия свойственны для периферийных районов современной зоны мерзлоты, где мощность мерзлой толщи составляет 20—50 м.

Указанные криогенные условия были достаточно однообразными на территории Европы. Отмеченные выше провинциальные различия скорее всего проявлялись в некотором (в пределах $1-2^\circ$) понижении температур многолетнемерзлой толщи и усилении температурных градиентов в северо-восточном направлении, при переходе от первой провинции ко второй. Об этом свидетельствует появление узких проникающих трещин, разби-

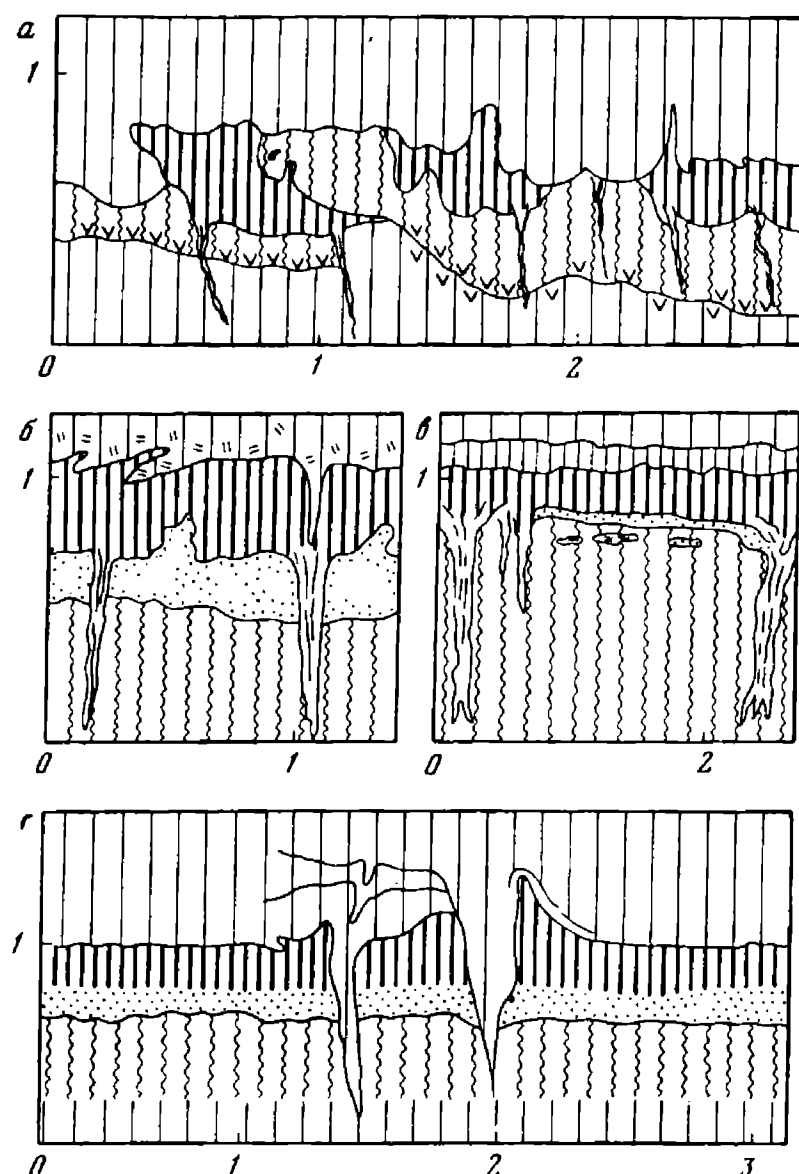


РИС. 32. Деформации смоленского криогенного горизонта

Деформации: а — мезинского почвенного комплекса в карьере у Гололобово Московской области (материалы В. П. Нечаева, 1975); б — то же, в карьере у Брянска (по А. А. Величко, 1969); в — земского почвенного комплекса в разрезе Журавица (Польша) (материалы А. А. Величко, 1969); г — то же, в карьере Тонгрин (Бельгия) (по Раере, 1968)

Условные обозначения см. рис. 31

яющих деятельный слой, которые отмечаются при движении с запада на восток, начиная с территории Польши. Отсутствие крупных клиновидных структур говорит о том, что указанное понижение температур к востоку было сравнительно небольшим. Границы провинций проводятся по условной осевой линии переходной зоны с температурами многолетнемерзлого грунта $0 \div -1^\circ$ и $-1 \div -2^\circ$.

Владимирская эпоха развития криогенных деформаций

Широкое развитие криогенных деформаций наступает в конце брянской (штильфрид Б) эпохи почвообразования и заканчивается в начале второй послебрянской эпохи лёссовой аккумуляции; время развития этих деформаций около 25—22 тыс. лет назад. Начальные моменты криогенеза, судя по последним данным, непосредственно предшествовали брянскому интервалу.

Суровость климата, в условиях которого протекал криогенез этой эпохи, по сравнению с ранневалдайской эпохой возрастает, а площадь многолетнемерзлой области расширяется до 49° с. ш. Специфическими пространственными особенностями мерзлотных процессов являются следующие. Выделяются две провинции — средневропейская и восточноевропейская. На территории Европейской части СССР (Волыно-Подоллии), Польши, ЧССР, ГДР и далее на запад в это время, как и в первую эпоху, господствовали солифлюкционные и отчасти криотурбационные процессы, которые были значительно более активными, динамичными, чем в ранневалдайскую эпоху. Из других структур лишь местами отмечались рудиментарные трещины высотой 0,2—0,3 м и шириной 5—8 см (например, в Бельгии). Криотурбации и частично мелкие трещинные формы составляли значительно более сомкнутый фон на территории к западу от линии, проходящей через Западную Украину и Центральную Румынию. Это в свою очередь, как нам представляется, было результатом смещения на запад осевой линии переходной области, указанной при описании карты ранневалдайской эпохи. В начале поздневалдайского времени западный край этой области сместился на запад — юго-запад приблизительно до меридиана, проходящего через центральные районы Франции.

Восточноевропейская провинция в эту эпоху значительно отличалась от средневропейской. Она характеризовалась широким проявлением процессов трещинообразования, но небольшого масштаба (высота трещин около 1,5 м, им свойственна двухъярусность). Указанное полигональное растрескивание сопровождалось процессами динамических напряжений в слое сезонного промерзания, что приводило к формированию структур типа пятен-медальонов, имевших достаточно четкое выражение в микрорельефе поверхности.

Для деформаций этой эпохи характерно большое различие форм, распространенных в западной и восточной провинциях. На территориях, расположенных к востоку от 30° в. д., были развиты однотипные образования, детально изученные в ряде разрезов средней части Русской равнины от бассейна Сейма на севере и далее на юг. Эти деформации хорошо выражены в разрезе у г. Гадяч и представляют собой серии правильно чередующихся воронкообразных структур, расположенных на расстоянии около 2 м друг от друга, переходящих одна в другую и заполненных темно-бурым гумусированным суглинком. Ширина таких структур в верхней части составляет 0,6—0,8 м. На глубине 0,8—1 м они резко сужаются и приобретают клиновидную форму. Клинья-языки опускаются на 0,7—1 м и нередко заходят в мезинский комплекс. Контакт между структурами и перекрывающим их лёссом неровный, над ними обычно наблюдается вогнутость глубиной 0,2—0,3 м, а ниже опускается узкий язык, заполненный лежащим выше лёссом.

Обращает внимание регулярность повторяемости структур в разрезах, в том числе во взаимноперпендикулярных стенках (рис. 33). Таким образом, указанные формы изометричны и представляют собой воронкообразные образования, расширенные вверху и резко сужающиеся книзу (см. рис. 33, а). Поверхность структур слегка вогнута, имела полигональную (четырёх-, пятистороннюю) форму и была осложнена сетью трещин.

Рассмотренные структуры скорее всего соответствуют пятнам-медальонам арктических тундр. При промерзании таких грунтов сначала образовалась сетка трещин с размерами ячеек 2—3 м, а внутри каждой ячейки образуется замкнутая

система, содержащая еще не промерзший грунт. При дальнейшем промерзании внутри такой ячейки развивается давление, тиксотропный грунт прорывает поверхность и изливается.

От широты Смоленска до среднего течения Сейма деформации проявляются нечетко. Южнее, до широты Кременчуга, тип пятен-медальонов выражен наиболее отчетливо и захватывает ископаемую почву на глубину 2—2,5 м (см. рис. 33, б). Далее к югу выраженность деформаций ухудшается, их вертикальные размеры составляют 0,8—1,0 м, а близ Запорожья, в карьере Славгорода, не превышают 0,5—0,7 м.

На запад, начиная с территории Волыно-Подольской возвышенности, характер нарушений меняется. Деформации дубновской почвы (аналог брянской), изученные в разрезе Басов-Кут около Ровно, представляют собой замкнутые полости гумусированного материала с размерами по вертикали и по горизонтали 0,5—0,6 м. Можно считать, что это переходный тип к криотурбационным смятиям, но еще имеющий черты ячеистых грунтов (см. рис. 33, в). В большинстве разрезов Волыно-Подоллии (Торчин, Коршев, Горохов) горизонт дубновской почвы чаще деформирован образованиями типа криотурбаций и солифлюкций (рис. 34).

Для разрезов Центральной и Западной Европы характерно также наличие в основном деформаций типа криотурбаций и мелких трещинных форм. Присутствие в разрезах Центральной Европы мелких клиновидных образований позволило выделить в пределах области переходного типа Среднеевропейскую провинцию, для которой характерно в отложениях, сопоставимых с уровнем брянской ископаемой почвы (штильфрид Б), наличие криотурбаций, инволюций, солифлюкций и развившихся на их фоне мелких клиновидных трещин размером от 0,3 до 1,5 м по вертикали. Мерзлотная область атлантического типа была выделена по преобладанию аструктурных деформаций, здесь клиновидные формы встречены в единичных пунктах, например в разрезе около д. Карнарворн (Уэльс).

Характерная черта владимирской криогенной эпохи заключается в очень слабой меридиональной изменчивости криоморфных процессов во всей восточноевропейской провинции. Морфотип пятна-медальоны являлся господствующим от средней Украины до районов к северу от Москвы (Владимирская область). Однако их выраженность с юга на север ухудшалась, так как в этом направлении уменьшалась мощность сезонного талого слоя (от 1 до 0,5—0,3 м).

Глубины сезонного протаивания (деятельного слоя) изменились в больших пределах: на западе, судя по характеру деформаций, они составляли около 1,5 м, в пределах восточноевропейской провинции не превышали 1 м. Образования типа пятен-медальонов имеют в основе трещинную природу и свидетельствуют о резко континентальном мерзлотном режиме с быстрыми и значительными понижениями температур в осенне-зимний период. Температуры многолетнемерзлых толщ в восточной провинции могут быть приблизительно оценены для этого времени в $-2 \div -3^\circ$, так как при более низких температурах (начиная с $-3 \div -4^\circ$) обычно наблюдается широкое развитие крупных полигонально-трещинных форм. Соответственно расчетные мощности мерзлоты при среднем геотермическом градиенте $3^\circ/100$ м и температурах около -3° составляли величины порядка 100 м.

Ярославская эпоха развития криогенных деформаций

Время существования ярославской эпохи можно ориентировочно рассматривать в пределах от максимума похолодания 20—18 тыс. лет и позднее (15—13 тыс. лет). Эта эпоха характеризовалась наиболее активным развитием мерзлотных процессов, когда криогенная зона достигла своей максимальной южной границы — $45-46^\circ$ с. ш.

Мерзлотные условия конца плейстоцена определяются практически повсеместным распространением полигональных систем с крупными клиновидными структурами. Развитие этих систем, свойственных экстремально низкотемпературным и резко континентальным условиям, было настолько широким, что не имеет полных аналогий даже в зоне современного существования многолетней мерзлоты, в ее наиболее низкотемпературных провинциях (районы Якутии, северо-востока Сибири). Полигональные системы отмечались почти на всех геоморфологических уровнях в пределах европейских равнин; фрагменты

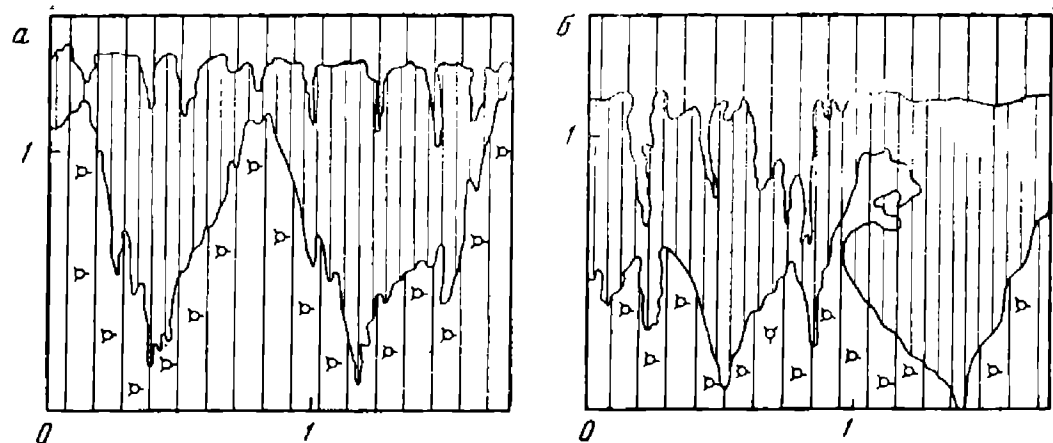


РИС. 33. Деформации владимирского криогенного горизонта

Деформации: а — брянской ископаемой почвы в разрезе Шпикулово Тамбовской области (материалы В. П. Ударцева, 1973); б — то же, в карьере кирпичного завода у Миргорода [по А. А. Величко, Т. Д. Морозовой, 1972]; в — дубновской ископаемой почвы в карьере Басов-Кутского кирпичного завода у Ровно (по А. А. Величко, 1975)

Условные обозначения см. рис. 31

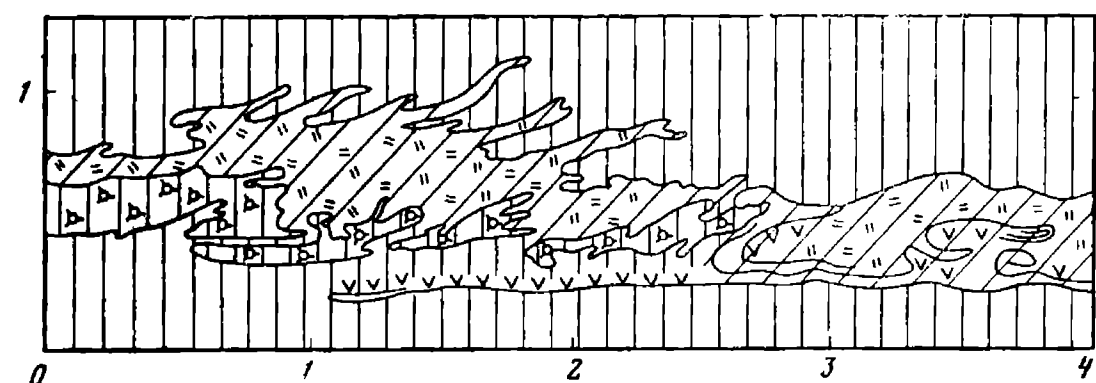
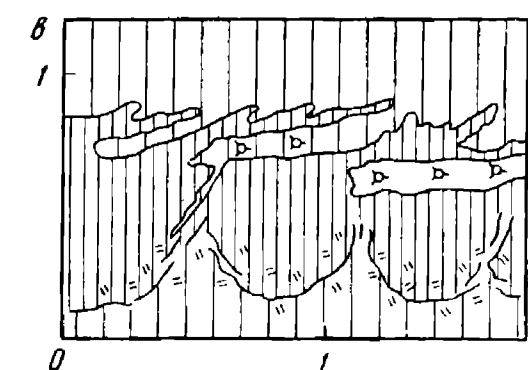
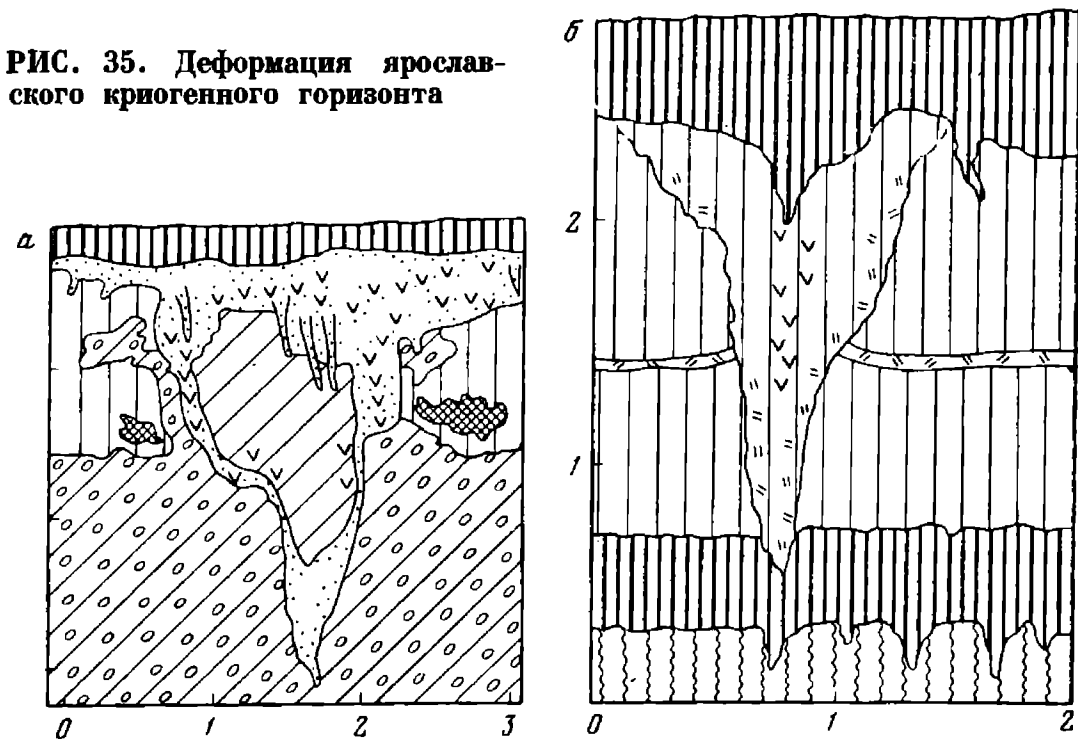


РИС. 34. Солифлюкция и пластические деформации дубновской ископаемой почвы у Торчина Волынской области (материалы В. П. Нечаева, 1973)

Условные обозначения см. рис. 31

РИС. 35. Деформация ярославского криогенного горизонта



а — клиновидная структура в моренных суглинках у дер. Кирьяново Ярославской области (по В. В. Бердникову, 1972); б — то же, в лёссовидных отложениях в карьере у Гололобово Московской области (материалы В. П. Ударцева, 1974)

таких же систем обнаружены в предгорных районах Карпат и Альп.

В Восточной Европе, в бассейне верхней Волги сетки полигональных систем имеют размеры 10—20 м. По вертикали структуры на участке у дер. Кирьяново составляют от 3,1 до 3,5 м (высота верхнего яруса — 1,4—1,7 м, см. рис. 35а). Максимальные размеры имеют структуры, обнаруженные в карьере Шестихинского кирпичного завода, где мощность клиновидных структур до 4,8—5,2 м, ширина от 2,5 до 3,5 м. Для расширенной верхней части структур до глубины 1,6—1,8 м свойственна асимметричность боковых контактов, связанная с неодинаковым обогревом при протаивании в период существования и деградации мерзлоты. В целом в областях развития моренных суглинков размеры полигональных структур меньше, чем структур, развитых в областях надморенных суглинков и лёссовых пород (см. рис. 35, б).

Строение структур, свойственных несколько более южным районам, приблизительно в 500 км к юго-западу от Углича, можно проследить в карьере у Смоленска и Рославля [Величко, 1965б; Velichko, 1969]. Они представлены на рис. 30 и рис. 36, а. Здесь также вскрыт фрагмент полигональной системы с двумя расположенными последовательно клиновидными структурами, развитыми в лёссовидных суглинках. Расстояние между ними составляет 17 м, концы структур достигают глубины 4,5 м и врезаются в сильно перемятую, криотурбированную толщу суглинков, расположенную на глубинах 3,5—5,0 м. Горизонтальные размеры структур также значительные: расширенный верхний ярус достигает 2—2,5 и даже 3,5 м. Различие вмещающих и выполняющих структуры грунтов незначительное, заполнение структур происходило за счет переработки вмещающего материала.

Таким образом, два рассмотренных фрагмента говорят о сходном характере мерзлотных образований (полигональных систем) в пределах севера и центра Русской равнины и, следовательно, о близких мерзотно-ландшафтных условиях.

Многочисленные материалы по территории юга Русской равнины, а также ГДР, Польши и Венгрии, использованные при составлении карты, содержат преимущественно зарисовки единичных клиновидных структур. В центре Подольской возвышенности, в карьере г. Волочиска, в толще лёссовых отложений была вскрыта полигональная система с размерами полигонов 15—20 м (материалы А. Б. Богущкого и В. П. Нечаева). Один из вскрытых клиньев имеет следующие параметры: высота 2,5 м, ширина по верху около 3 м, верхний ярус составляет около 1,0 м, ниже идет клиновидное сужение структуры до

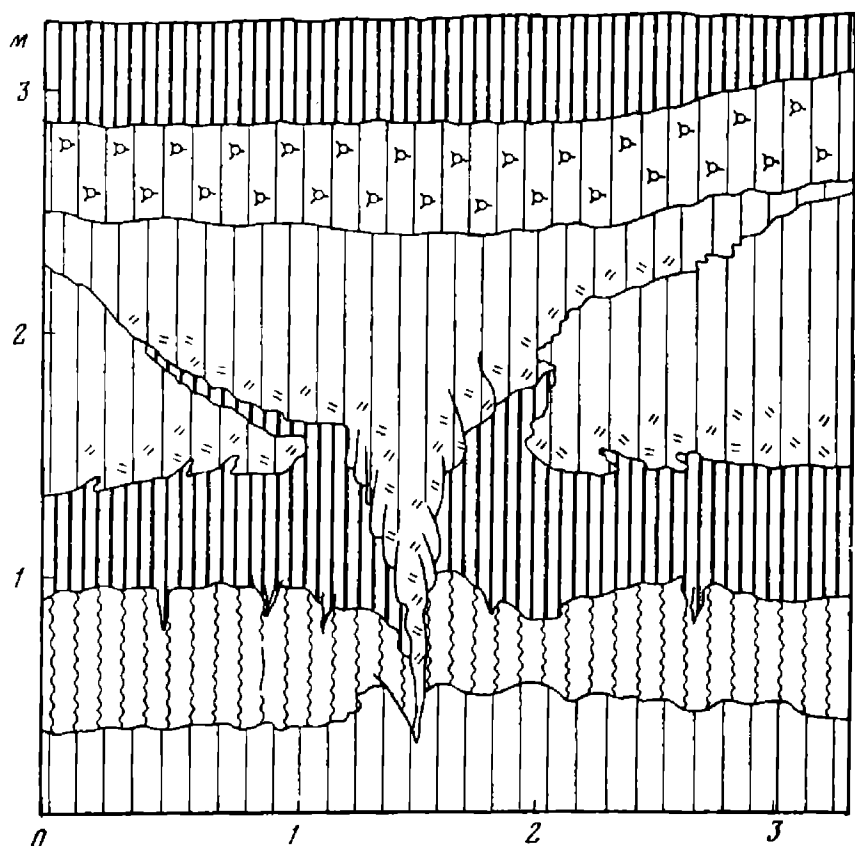
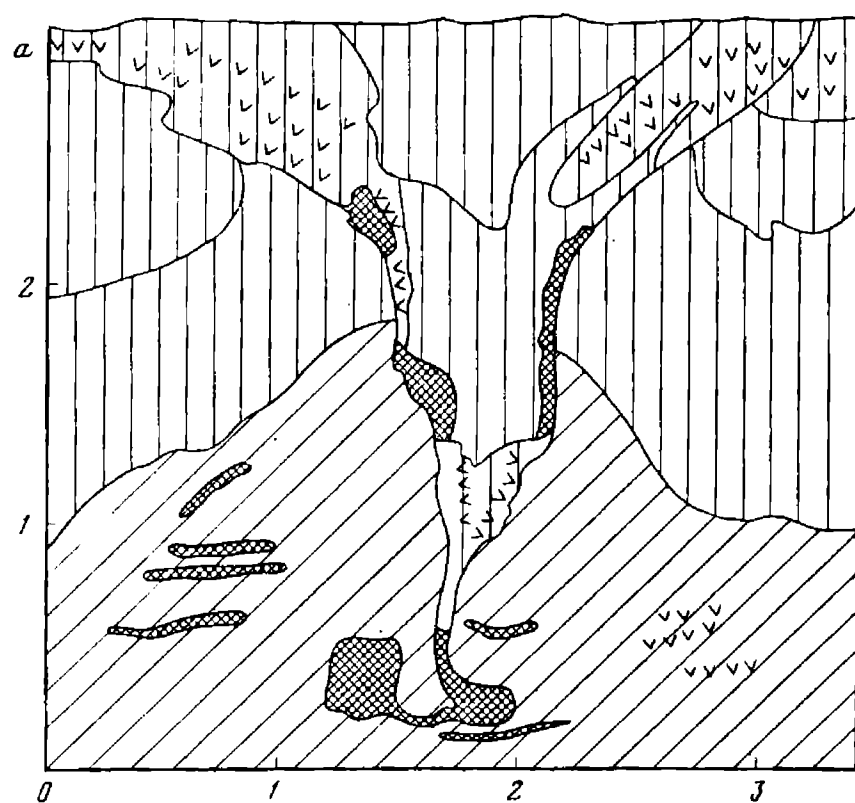


РИС. 36. Деформации ярославского криогенного горизонта

а — псевдоморфоза по повторно-жильным льдам в карьере Рославльского кирпичного завода (по А. А. Величко, 1965); б — то же, в карьере у Волочиска Хмельницкой области (материалы В. П. Нечаева, 1974).

0,5 м. Клин прослеживается с карбонатного горизонта современной почвы, ниже (на глубине 2,0 м) он рассекает горизонт ископаемой почвы (мезинской). Выполняющий структуру материал мало отличается от вмещающих лёссов, по контактам отмечено ожелезнение и оглеение (см. рис. 36, б).

Клиновидные структуры сходных размеров и конфигурации изучались нами в разрезах суглинистых толщ на территории ГДР (разрез Гляйна), ЧССР, а также Венгрии, где в карьере у п. Башахарц наблюдалась целая серия сильно перемятых клиновидных структур, достигающих 3—4 м по вертикали и повторающихся через 20 м.

Клиновидные структуры западных районов отличаются меньшими размерами (рис. 37, 38). На территории Бельгии в разрезе Тонгрин клин составляет по вертикали около 3 м, а ширина его равна 1,5—2,0 м [Раере, 1969; Величко, Морозова, 1969а] (см. рис. 37, а). Верхний ярус имеет высоту 1,5 м и почти такую же ширину. На территории средней и южной Англии также отмечаются участки развития полигональных систем, они хорошо выражены на аэрофотоснимках [Sparks and West, 1979; A. Morgan, 1971] и изучены в разрезах. Один из таких разрезов приводится для севера Вулвергемптона, где фиксируется псевдоморфоза по ледяным клиньям, которая пронизывает моренные отложения последнего оледенения [Morgan, 1971]. Системы ледяных жил, развитых в толще позднеплейстоценового аллювиального песка, достигают мощности 2,0—2,5 м при ширине в верхней части до 1,0—1,2 м. По абсолютному возрасту они относятся ко времени 17—18 тыс. лет назад.

На западе Великобритании, в Уэльсе, сходные структуры клиновидных очертаний встречены во флювиогляциальных отложениях последнего оледенения. Один из таких разрезов расположен вблизи Миллок-Бриджа, где клиновидная структура имеет высоту около 1 м, а ширину — 0,3—0,4 м. Наблюдается четкая вертикальная полосчатость материала, заполняющего структуру. Вмещающий и выполняющий материалы различаются мало и представлены слоистыми песками с галькой. По своим размерам структура является как бы угнетенной, она отражает, по-видимому, мерзлотные условия периферийной части древней зоны мерзлоты. Однако севернее, в Шотландии, встречены более крупные структуры (см. рис. 38, а).

Для древней зоны многолетней мерзлоты было характерно наличие многочисленных таликов, что наряду с процессами промерзания способствовало формированию многолетних бугров пучения, или пинго. Признаки позднеплейстоценовых бугров пучения отмечены в Ирландии, на о-ве Мэн, в Уэльсе [Mitchell, 1973; E. Watson, 1971; E. Watson, S. Watson, 1972]. Эти образования достигают размеров порядка 15—50 м в реликтовом состоянии и хорошо просматриваются на аэрофотоснимках современной поверхности.

Следует упомянуть специфические для мерзлоты конца плейстоцена формы смятия, приближающиеся к «котлам кипения», которые сравнительно часто фиксируются в галечниках и щебнистых грунтах, иногда соседствуя с клиновидными формами. Такие формы наблюдались во время экскурсий на территории ГДР, Бельгии, Австрии и Франции (см. рис. 38, б). В Бельгии, в районе Льежа (разрез р. Маас), в галечниках мощностью до 3,5 м отчетливо выражено карманообразное образование высотой примерно 1 м при ширине по верху 1—1,2 м. По контакту вмещающего и выполняющего материала на глубине 0,3—0,4 м галька располагается своими длинными осями параллельно линии контакта (см. рис. 37, б).

Сходные образования описаны во Франции в карьерах Мармань (Бургундия) и Иерс [Величко, 1975б]. В карьере Мармань деформации близки к тем, которые называются «котлами кипения», их высота составляет 0,8 м, ширина по верху 0,7—0,8 м, вмещающие и выполняющие породы — плитчатые обломки известняка с мелкоземом. В карьере Иерс, в суглинках, насыщенных обломками известняка, эти формы имеют вид карманов высотой 0,5—0,6 м и такой же ширины. По своим особенностям эти формы близки к «каменным венкам», которые встречаются в условиях сурового климата Крайнего Севера и высокогорья.

Сравнение данных, характеризующих полигональные системы, показывают, что мерзлотные условия эпохи заложения криогенной морфоскульптуры не были столь сильно дифференцированы, как на более поздних стадиях существования морфоскульптуры. Провинциальные различия, очевидно, проявились позже. Они прослеживаются по всему комплексу форм реликтовой криогенной морфоскульптуры. Провинциальные различия

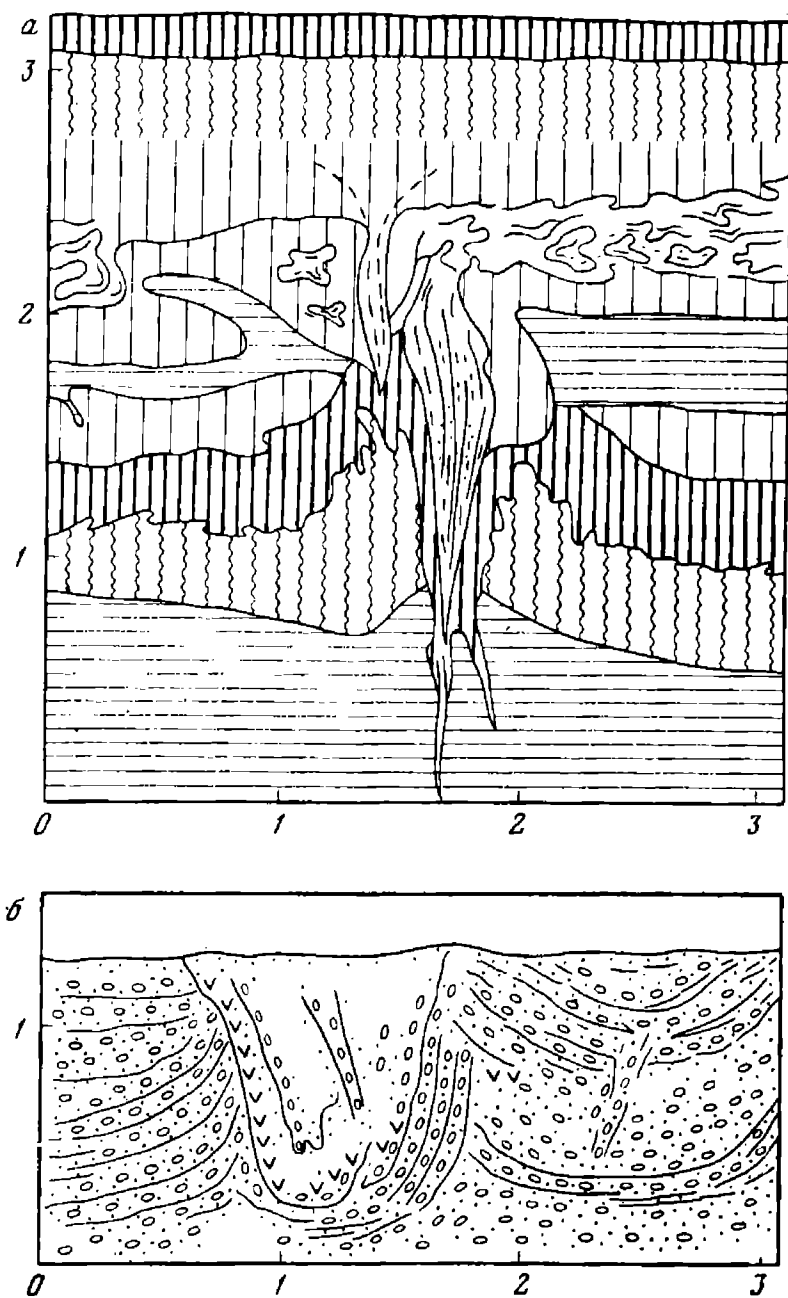


РИС. 37. Деформации ярославского криогенного горизонта

а — клиновидная структура в разрезе Тонгрин (Бельгия [по Раере, 1968]; б — мерзлотные нарушения в гравийно-галечниковых отложениях карьера у г. Ас, Бельгия (материалы А. А. Величко, 1968)

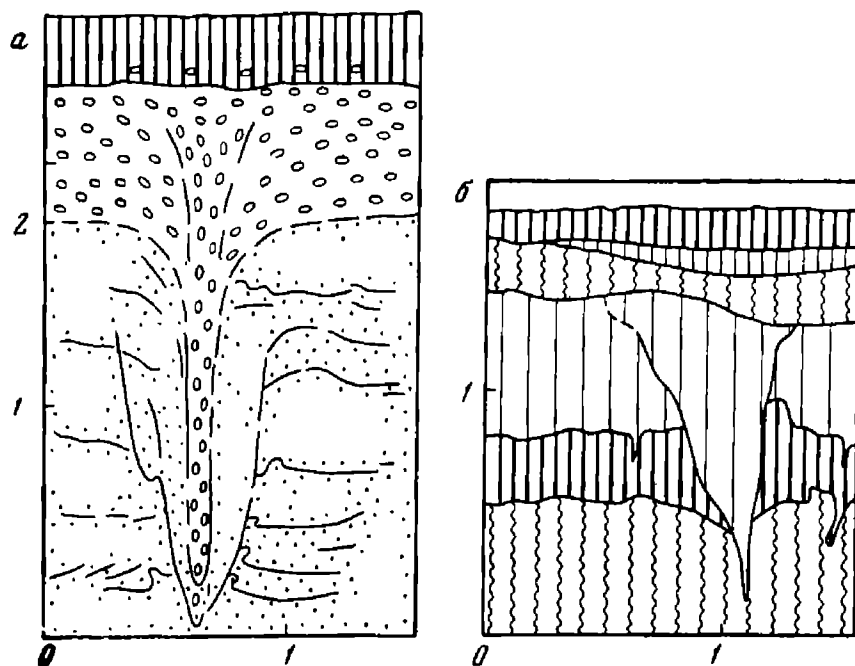


РИС. 38. Деформации ярославского криогенного горизонта

а — клиновидная деформация в разрезе Edrell, Шотландия (по Galloway, 1961); б — то же, в карьере г. Росбах, ГДР (материалы А. А. Величко, 1964)

отразились и на глубине сезонного протаивания. Минимальным оно было на севере Скандинавии и несколько больше (порядка 1,6—2,0 м) в Европейской части СССР. От этих величин отмечаются отклонения как в большую, так и в меньшую сторону, обусловленные местными литологическими и геоморфологическими условиями.

Анализ криогенных процессов в настоящее время является более полным, благодаря изучению остаточных микротекстур и текстур рыхлых отложений, возникавших под воздействием процессов промерзания — протаивания. Так, например, проведенные исследования выявили много сходных черт между микроморфологическим строением брянской ископаемой почвы и почвогрунтами из районов с многолетней мерзлотой [Величко, Морозова, 1972а].

Как известно, криотекстуры являются неотъемлемым компонентом мерзлых толщ и отражают особое их строение, соз-

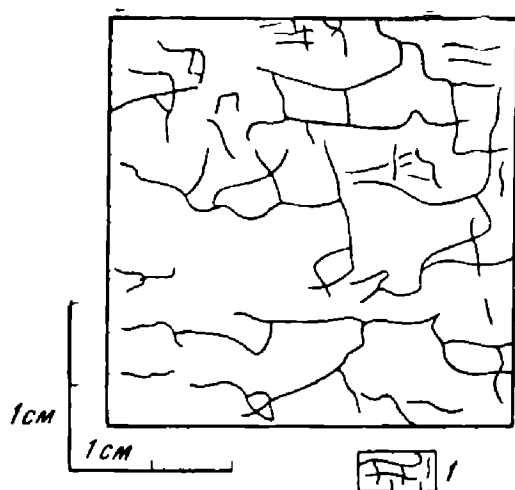


РИС. 39. Посткриогенная неполносетчатая текстура в валдайских лессах (разрез Боянич, Львовской области)

1 — микротрещины с пленками окисления по контакту

даваемое взаиморасположением текстурообразующего льда и скелета породы в определенных условиях и влажности [Шумский, 1955; Попов, 1967; Втюрина, Втюрин, 1970]. Палеокриогенные исследования талых отложений в ряде районов Сибири выявляют элементы сетчатости, слоистости, которые могут быть объяснены мерзлым состоянием этих пород в прошлом [Данилова, Баулин, 1973]. Сходные текстуры отмечаются и в некоторых разрезах Европейской части СССР; Е. М. Катаонов [1973] фиксирует остаточные криогенные текстуры в лёссовых отложениях разреза Кутна Гора в Чехословакии.

Палеокриогенные исследования, проведенные на территории Воыно-Подоллии, выявили, помимо структурных и аструктурных деформаций, широкое распространение криогенных текстур, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Слоистые, неполносетчатые и сетчатые текстуры повсеместно встречаются в разрезах в нижнем горизонте позднеплейстоценовых лёссов, в гумусовом и иллювиальных горизонтах гороховского (по схеме А. Б. Богущкого, синхронного мезинскому) почвенного комплекса. Так, в карьере около с. Боянич (западная часть Воынской возвышенности) нижний оглеенный горизонт позднеплейстоценовых лёссов мощностью 1—1,2 м имеет следующие особенности. Оглеенные участки представлены суглинками с большим количеством глинистых частиц и разбиты микротрещинами, выполненными пленками бурого ожелезнения. Текстура — неполносетчатая (рис. 39). Расстояние между микротрещинами — от 2—3 до 10—15 мм, ширина трещины — до 1 мм, часто меньше. Выборочное изучение показало, что на каждые 50 мм слоя приходится до 10—15 горизонтальных микротрещин.

Четкая сетчатая текстура характерна для горизонта А₁ гороховского комплекса, особенно верхней его половины. Система вертикальных и горизонтальных микротрещин шириной до 1 мм формирует плитчатость, столь характерную для этого горизонта. Высота плиток до 0,5 см, длина 1,0—1,5 см. По боковым стенкам трещин отмечены пленки бурого ожелезнения. В наиболее крупных трещинах при рассмотрении с четырех — семикратным увеличением фиксируется свободное пространство. В более южных районах (Подоллия), а также на востоке Русской равнины (разрез около Боброва Воронежской области) по стенкам трещин фиксируются не пленки ожелезнения, а карбонаты. В иллювиальном горизонте текстура менее четкая — сетчато-плетенчатая (в педологии — ячеистая). Размер ячеек 0,3—1,0 мм. Во многих разрезах (Коршев, Теребовля) у кровли гороховского комплекса отмечается полоса ожелезнения кирпичного цвета мощностью 1—2 см. В отложениях более древнего возраста в горизонтах с большим содержанием пылеватых и глинистых частиц встречаются элементы слоистых и сетчатых текстур. Особенно четко эта особенность микростроения проявляется у боковых контактов псевдоморфоз по полигонально-жильному льду.

В некоторых наиболее полных разрезах (Коршев, Боянич) удается фиксировать разрежение сетчатости с глубиной с одновременным увеличением мощности трещин.

Обобщив имеющийся фактический материал, можно предположить, что в период формирования как смоленского, так и владимирского криогенных горизонтов на территории Воыно-Подоллии существовали благоприятные условия для образования текстурных сегрегационных льдов. Небольшие температурные градиенты в грунтах и увлажненность климата, обуславливающая влажность грунта (близкую, очевидно, к 15—20% для суглинистых отложений), способствовали активному сегрегационному льдовыделению в промерзающих породах. Лedyстость многолетнемерзлых пород изменялась от места к месту, однако величина объемной лedyстости около 30% как

среднее значение для верхних горизонтов многолетней мерзлоты представляется вполне вероятной.

Иная картина выявляется для лёссов второй половины позднего плейстоцена. Наблюдения, как правило, не выявляют тех текстурных особенностей, которые можно было бы связывать с посткриогенными текстурами. Субгоризонтальные трещины вообще редки, а субвертикальные представлены следами корней растений или диагенетическими трещинами. Специальные исследования лёссов позднего валдая в районе Приднестровья показали, что в них преобладают кавернозные формы диаметром 0,2—0,3 мм. Мы связываем их генезис с существованием отдельных кристаллов льда (льда-цемента), возникавших преимущественно при сезонном промерзании [Величко, Маркова, 1971]. Все эти данные позволяют предполагать, что в период лёссовой аккумуляции позднего валдая были распространены мерзлые породы со льдом-цементом. Отсутствие шлирового льда можно объяснить резкими температурными градиентами или недостаточной влажностью (для суглинистых пород ниже 10—15%). Вероятнее всего, имелось сочетание двух этих факторов, так как механический состав лёссов (пылеватых частиц до 60—70%) является идеальным для сегрегационного льдовыделения.

Лedyстость многолетнемерзлых пород в эпоху ярославского криогенного горизонта была, очевидно, незначительной, преобладал лед-цемент, причем малая лedyстость вмещающих отложений не является препятствием для образования полигонально-жильного льда [Кузнецова, 1972]. На поздних этапах существования мерзлоты (ее деградации), когда суровость климата уменьшилась, а влажность возросла, вновь возникают благоприятные условия для формирования шлирового текстурного льда. Следы их, возможно, выражены в виде многочисленных прослоев ожелезнения различной мощности, часто фиксируемых ниже профиля современной почвы.

В целом анализ данных по ископаемым образованиям многолетней мерзлоты показывает, что по строению криогенная зона конца плейстоцена была ближе всего по сравнению с более ранними эпохами к современной сибирской области многолетней мерзлоты. Так, в Восточной Европе с севера на юг располагались три широкие полосы, напоминающие по своим особенностям северную, среднюю и южную зоны области многолетней мерзлоты в Сибири.

С запада на восток равнинные пространства Европы подразделялись на четыре провинции, в пределах которых криогенные процессы видоизменялись в зависимости от возраста и степени континентальности: западноевропейскую, средне-европейскую, западнорусскую, восточнорусскую.

Есть основания предполагать, что в позднем плейстоцене общая структура криогенной зоны Европы была весьма своеобразной. Так, вероятно, в Западной и Средней Европе области равнинной и горной многолетней мерзлоты смыкались, образуя единый ареал. В Восточной Европе между областями многолетней мерзлоты на равнине и в горах (Кавказ, Крым), возможно, имелся разрыв. Здесь эти области скорее всего разделялись территорией, расположенной в низовьях Днепра, Волги и характеризовавшейся процессами глубокого сезонного промерзания (третья широтная полоса в западнорусской провинции). Полоса сезонного промерзания в Восточной Европе как бы вклинивалась в зону плейстоценовой многолетней мерзлоты.

Судя по разрезам, наиболее распространенная глубина сезонного промерзания составляла 2,5—1,7 м.

Осевая линия переходной зоны 0—1° в эту эпоху, по-видимому, смещается к юго-западу за пределы Европы. Развитие мощных трещинных деформаций и полигонов с отчетливо выраженной ярусностью и сопряженными уровнями деформации свидетельствует о еще более низком понижении температур на уровне слоя годовых колебаний, которые могли достигать —5°, а расчетная мощность мерзлоты при среднем геотермическом градиенте 3°/100 м в восточной части территории скорее всего превышала 100—150 м.

Таким образом, криогенные процессы в позднем плейстоцене на равнинных пространствах Европы не были одинаковыми ни во времени, ни в пространстве. На данном уровне исследований еще трудно наметить типы криогенеза, имевшие место в эту эпоху на территории Европы. Можно даже полагать, что в настоящее время отсутствуют полные аналоги существовавших в древности типов. В частности, нет, например, таких аналогов для ранневалдайской эпохи (сильная увлаж-

ненность грунта, слабые градиенты, аструктурные деформации). Условно этот тип можно назвать атлантическим типом криогенеза. В качестве его противоположности можно выделить восточносибирский тип (резко континентальные условия, большие градиенты температур). Между этими крайними типами можно выделить промежуточный — переходный.

В таком случае можно говорить о том, что в ранневалдайскую (смоленскую) эпоху для равнинных пространств Европы была характерна большая выровненность криогенных условий, но на уровне самого мягкого (атлантического) типа криогенеза (рис. 40). Различия между западными и восточными районами не выходили за пределы одного типа, хотя намечается некоторое возрастание континентальности к востоку.

Иная структура была свойственна криогенной области Европы во владимирскую эпоху криогенеза. Здесь проступают довольно резкие различия между западными и восточными районами. Если западные районы остаются на уровне атлантического типа (хотя и с большей активностью процессов в сезоноталом слое), то восточные районы попадают в более суровый тип условий криогенеза, который можно назвать переходным. В этих условиях процессы пластических деформаций грунта сопровождаются уже полигональным растрескиванием, хотя и рудиментарным. Другая характерная особенность этой эпохи — это отсутствие смены криогенных морфотипов в меридиональном направлении, иными словами, упрощенное морфоклиматическое строение криогенной области в целом.

Наконец, в поздневалдайскую (ярославскую) эпоху вновь наступает некоторое выравнивание условий криогенеза, но уже на качественно ином уровне, чем в первую ранневалдайскую эпоху. Развитие криогенных процессов в позднем валдае на равнинных пространствах Европы идет по восточносибирскому типу, хотя внутри криогенной области Европы и существовали различия, связанные с нарастанием степени континентальности с запада на восток. Нужно отметить, что употребление термина «восточно-сибирский тип» также не подразумевает полной аналогии, так как, несомненно, степень увлажненности пород в Восточной Европе была меньшей, чем на приморских равнинах Восточной Сибири сейчас.

С одной стороны, анализ развития криогенеза Европы в позднем плейстоцене наводит на мысль о дискретности (прерывности) этого процесса во времени [Величко, 1973а]. В пользу такого представления свидетельствует наличие трех хорошо выраженных самостоятельных криогенных горизонтов (эпох). Существовала ли многолетняя мерзлота в промежутках между ними в основные отрезки эпох лёссовоаккумуляции? Если и существовала, то динамические процессы, ее сопровождающие, находились в весьма угнетенном состоянии. Такая угнетенность могла быть связана не с неблагоприятным температурным режимом, а с большой общеклиматической сухостью, весьма малым льдосодержанием грунта.

С другой стороны, анализ рассматриваемых криогенных процессов обнаруживает их направленность как в пространстве, так и во времени. Действительно, от раннего валдая к позднему возрастает площадь криогенной области, в конце валдая она наиболее продвигается на юг. Возрастает на протяжении валдайской эпохи и интенсивность криогенных процессов, так что в конце валдая сложилась не только территориально, но и структурно единая криолитозона — великая криогенная область всей северной части Евразии, площадь которой, равная приблизительно 22 млн. км², почти вдвое превышала площадь современной мерзлоты на этом материке

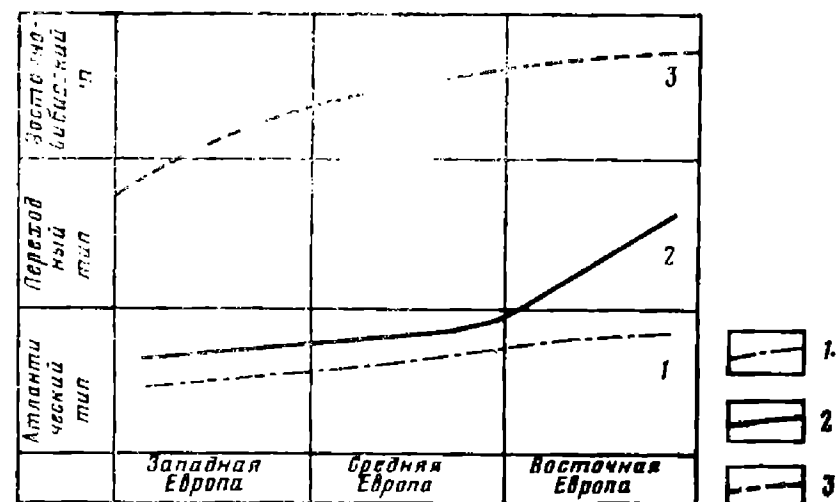


РИС. 40. Изменение типов мерзлоты в позднем плейстоцене (по А. А. Величко, 1973)

1 — криогенез ранневалдайский; 2 — то же, средневалдайский; 3 — то же, поздневалдайский

(около 12 млн. км²), а ее граница занимает широтное положение в отличие от современного субмеридионального.

Теперь мы подходим к одному из наиболее важных моментов истории криогенеза Европы и Евразии в целом. На переходе от плейстоцена к голоцену великая криогенная область, которая лишь в самом конце плейстоцена получила наиболее мощное развитие как пространственно, так и по содержанию, начинает чрезвычайно быстро деградировать. Если судить о климатических изменениях по палинологическим данным, сопровождающимся радиоуглеродными датировками [Нейштадт и др., 1967], деградация многолетней мерзлоты в Европе могла в основном пройти за 1000—1500 лет. Такая скорость процессов деградации близка к катастрофической, а перестройка всей криогенной области, связанная с выпадением из нее Европы, — радикальной [Величко, 1973а, б]. Соответственно скорость этой деградации и ее размеры по площади постепенно сокращались с запада на восток с приближением к области современной многолетней мерзлоты, которую можно рассматривать как остаточную, сохранившуюся часть великой криогенной области Евразии позднего плейстоцена.

Естественно, возникает вопрос о том, что же лежит в основе своеобразного процесса прогрессивного развития и деградации позднеплейстоценовой области многолетней мерзлоты Евразии. Нам уже приходилось обращать внимание на то, что этот процесс невозможно непосредственно связывать с историей покровных, материковых оледенений, а что его надо связывать прежде всего с общеклиматическими изменениями позднего плейстоцена [Величко, 1968, 1969].

В позднем плейстоцене наступили особо континентальные, холодные условия во всем внетропическом пространстве северного полушария (криогенный природный этап), что приводило к очень сильному разрастанию площади морских льдов, продвижению их на юг и перестройке структуры земной поверхности, а также климата, поскольку океан, покрытый льдом, не мог быть источником твердых осадков для Европы. Как известно, в позднем плейстоцене на общеклиматические изменения наложилась крупная регрессия (более 100 м ниже уровня моря), что также способствовало континентализации климата. Можно также предполагать, что огромные осушенные пространства нынешнего шельфа в этой части, где они не были заняты ледниками, являлись ареной развития многолетней мерзлоты.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И БРЯНСКОГО ИНТЕРВАЛА (КАРТЫ 7, 8)

Почвенный покров позднеплейстоценового (микулинского) межледниковья

Горизонт ископаемой почвы, относящийся к началу позднего плейстоцена, является наиболее четко выраженным и широко распространенным на территории как Западной, так и Восточной Европы. Особенно хорошо он сохранился в перигляциальных лёссовых районах, где приурочен к основанию верхнеплейстоценовой лёссовой толщи. Почвенный комплекс этого времени, носящий название мезинского (штильфрид А), имеет, как правило, полигенетическое строение. В его профиле выделяются почвы двух фаз. Первая, более древняя фаза почвообра-

зования отличалась широким развитием лесных почв (лесная фаза) и датируется, как это уже отмечалось, на основании комплекса различных методов микулинским (рисс-вюрмским, эмским) межледниковьем. Во вторую фазу почвы формировались преимущественно в условиях открытых пространств (степная фаза). Некоторыми исследователями она рассматривается как вторая, более поздняя фаза указанного межледниковья, другие авторы относят ее к одному из ранних теплых интерстадиалов начала вюрма (брёруп). Основное внимание в данном разделе обращено на строение и географическое распространение ископаемых почв первой, лесной фазы, поскольку она,

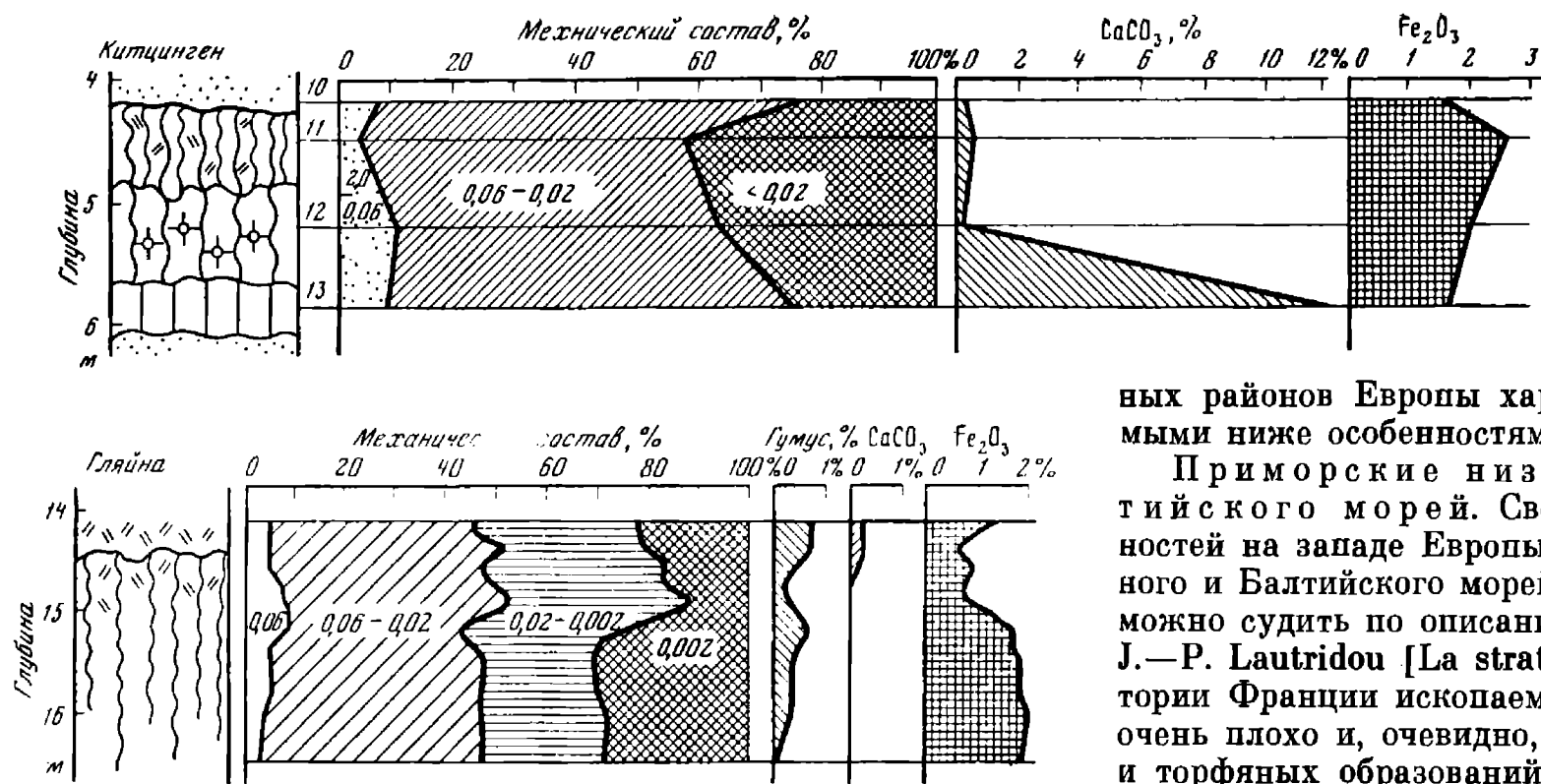


РИС. 42. Химический и механический состав почв микулинского межледникового (Лёсс — перигляциал — палеолит Средней и Восточной Европы, 1969)

Разрез Гляйна, (ГДР)

несомненно, характеризует условия, типичные для межледникового.

При составлении палеопедологических карт нами были использованы данные, опубликованные в работах [Ю. Финка¹], К. Бруннакера, А. Бронгера, И. Либерота, Г. Хаазе, Р. Папе, М. Печи, И. Куклы, Л. Смоликовой, И. Ерсак и многих других авторов, а также наши собственные наблюдения на территории СССР, Бельгии, Франции, Австрии, ФРГ, ГДР, Чехословакии, Польши, Венгрии, Болгарии и Румынии.

Поскольку палеопедологические карты подобного типа по существу составляются впервые, авторы сочли необходимым привести в качестве обоснования достаточно развернутый фактический материал.

Почвы лесного генезиса микулинского межледникового, по свидетельству многих авторов, близки по строению к распространенным в настоящее время почвам Западной и Средней Европы, называемым здесь парабраунерде, лессиве, фалерде, псевдоглеи, которые формируются прежде всего под влиянием двух элементарных почвенных процессов — лессиважа и поверхностного оглеения, сочетающихся в различной степени. Почвы такого генезиса есть в западных районах СССР, где они получили название псевдоподзолистых [Герасимов, 1960; Герасимова, 1966; Зонн, 1966; Целищева, 1968; Герасимов, Зонн, 1971]. По своим признакам такие почвы имеют много общих внешних черт с почвами подзолистого ряда, хотя их необходимо отличать. В связи с этим при определении генетических типов ископаемых почв, которые во многих случаях являются предположительными, в основу были положены не только типы строения их профилей, приводимые во всех работах, но также и аналитические данные, а также микроморфологические описания из работ А. Бронгера, И. Либерота, Л. Смоликовой и других авторов.

Изученность основных разрезов, содержащих почвы первой ренней фазы мезинского почвенного комплекса (штильфрид А), на территории Европы неодинакова. Практически отсутствуют достоверно обоснованные данные для крайних западных (Испания), южных (Югославия, Италия, Греция) и восточных (восточная половина Русской равнины) областей Европы. Большие затруднения при составлении палеопедологических карт были вызваны различной детальностью почвенных описаний, часто схематичных, не сопровождаемых материалами аналитических исследований. Очень сложным, естественно, оказалось и определение генетических типов почв. Тем не менее для основных равнинных территорий Европы имеется достаточно данных для того, чтобы в общих чертах реконструировать почвенный покров последнего межледникового.

Почвенный покров микулинского (эмского) времени различ-

РИС. 41. Химический и механический состав почв микулинского межледникового (Brunnacker, Semmel, 1974)

Разрез Китцинген (ФРГ)

ных районов Европы характеризовался своими, рассматриваемыми ниже особенностями.

Приморские низменности Северного и Балтийского морей. Сведения о почвах приморских низменностей на западе Европы, примыкающих к побережьям Северного и Балтийского морей, весьма немногочисленны. Насколько можно судить по описаниям, приводимым в работах J. Somme, J.—P. Lautridou [La stratigraphie des loess..., 1969], на территории Франции ископаемые почвы этого возраста сохранились очень плохо и, очевидно, имели вид аллювиальных пойменных и торфяных образований. Восточнее, в пределах Голландии и Бельгии, на более дренированных участках могли быть распространены почвы лесного генезиса со слабодифференцированным на генетические горизонты профилем, имевшие признаки оглеения только на пониженных участках рельефа [Величко, Морозова, 1969а; Раере, 1967а; Gullentops, Bastin, 1967; La stratigraphie des loess..., 1969].

Так, в карьере кирпичного завода г. Тонгрин, расположенного в пределах лёссового района в центральной части Бельгии на глубине 4—5 м от поверхности, почва, имеющая название рокур, представлена ярко-бурым с желтоватым оттенком суглинистым горизонтом B_1 . Мощность горизонта 1 м, в его верхней части отмечаются белесые пятна и линзы, сохранившиеся от горизонта выщелачивания. На востоке лёссовой области Бельгии почвы имеют сходное строение (карьеры в горах Анс и Рокур) и, по-видимому, по строению соответствуют современным бурым псевдоподзолистым почвам.

Строение почв не претерпевает существенных изменений и восточнее — в бассейне нижнего Рейна, где на нижних террасах Рейна были развиты лесные почвы с дифференцированным на генетические горизонты профилем, в котором можно выделить остатки осветленного горизонта A_2 и B_1 , мощностью до 1,5 м [Brunnacker, 1967; La stratigraphie des loess..., 1969]. Поскольку в B_1 горизонте отмечаются признаки оглеения, К. Бруннакер [Brunnacker, 1967] называет эти почвы бурыми псевдоглеевыми (parabraunerde — pseudogley), что соответствует наименованию бурых (глеевых) псевдоподзолистых почв.

В более восточных районах в пределах низменности Балтийского моря (север ГДР и Польши) верхнеплейстоценовые отложения в основном представлены комплексом ледниковых отложений последнего оледенения, под которым межледниковые почвы по существу не сохранились.

Холмистые и низкогорные районы Средней Европы. Пологоволнистые пространства в пределах пояса средних и низких гор (бассейн среднего Рейна и южный Гарц) из-за разнообразия геоморфологических условий и материнских пород характеризовались довольно сложным строением почвенного покрова. В частности, исследователи этих районов отмечают различия в строении межледниковых почв сухих, переходных и влажных климатических районов.

В сухих и переходных районах описываемой территории преобладали лесные почвы со слабой дифференциацией профиля, преимущественно представленные бурым оглиненным оструктуренным горизонтом B_1 , как правило, со слабо выраженными морфологическими признаками выщелачивания (рис. 41). Нередко в основании имеется горизонт скопления карбонатных конкреций. Немецкие исследователи обычно относят почвы такого строения к бурым лессивированным [Ungar, Rau, 1961; Haase, 1963; Ruske, Wunsche, 1968; La stratigraphie des loess..., 1969]. По нашему мнению, здесь можно предполагать широкое распространение бурых лесных почв, на отдельных участках в сочетании с бурыми псевдоподзолистыми.

Влажные климатические области центральной части Европы совпадают с предгорным амфитеатром, ограниченным с юга Тюрингенским Лесом и Рудными горами (бассейн Заале, Мульде, верхней Эльбы). Для почв эмского межледникового в этом районе, и в частности в типичном для него разрезе Гляйна, были характерны резкая дифференциация почвенного

Авторы приносят проф. Ю. Финку глубокую благодарность за оказанные консультации и помощь при составлении палеопедологических карт.

профиля и признаки сильного проявления глеевых процессов в горизонте A_2 и верхней части B_1 (рис. 42). По нашим наблюдениям, в строении почвы в разрезе Гляйна обращают внимание такие признаки, как наличие в осветленном горизонте A_2 ярких сизоватых пятен оглеения и бурых пятен ожелезнения. Горизонт B_1 очень пестро окрашен, мраморовиден, с большим количеством сизых темных гумусированных пятен. Слой рассекают вертикальные и субвертикальные прожилки ожелезнения. В его нижней части имеются хорошо выраженные ортзанды. По данным И. Либерота [Lieberoth, 1962, 1964], почвы такого строения можно сопоставить с современными псевдоглеями, которые свойственны рассматриваемой территории и в настоящее время. Мы такие почвы называем глеевыми псевдоподзолами.

Межгорные депрессии средне- и высокогорного пояса Средней Европы (Вогезы, Шварцвальд, Рудные горы, Судеты, Северные Альпы и Карпаты). Возможно, что столь яркие признаки так называемого псевдооглеения не свойственны всем профилям почв влажной лёссовой области. Так, значительно слабее они проявляются в таких разрезах, как Реца и Винкивиц, где прежде всего выражена очень резкая дифференциация почвенного профиля на горизонты [Nase, 1963; La stratigraphie des loess..., 1969]. В области Вогез и Шварцвальда (бассейны верхней Сены и верхнего Рейна) также были описаны древние почвы с четко дифференцированным профилем без признаков оглеения (т. е. псевдоподзолистые). Так, в разрезах Хетерсхейм и Буггинген в почвах эмского времени четко выделяются горизонты A_2 и B_1 [Bronger, 1969; La stratigraphie des loess..., 1969]. В основании почвы отмечается уровень скопления карбонатов. По данным Бронгера, горизонт B_1 насыщен натечной глиной (braunteilplasma). Восточнее в центральной части депрессии верхнего Дуная (Бавария) также были распространены почвы с четко дифференцированными профилями, но с хорошо выраженными признаками оглеения в горизонте A_2 и верхней части B_1 [Brunnacker, 1964, 1965; La stratigraphie des loess..., 1969]. Слабо выраженные признаки оглеения отмечаются уже в разрезе Регенсбург, расположенном на севере депрессии [Brunnacker, 1964]. В южной и средней частях депрессии в разрезах Коферинг и Штраубинг, приуроченных к долине Изара, процессы так называемого псевдооглеения выражены более четко, что позволяют нам относить эти почвы к псевдоглеям (глеевым псевдоподзолам).

Почвы близкого строения прослеживаются и восточнее, ниже по течению Дуная, во влажных климатических областях Австрии. Их можно наблюдать в серии широко известных разрезов, изученных Ю. Финком [Fink, 1956, 1961 и др.]. В разрезах Сан-Польтен, Линц почвенный профиль дифференцирован на генетические горизонты за счет того, что здесь поверх буровато-коричневатого горизонта В с призматической структурой и железистомарганцовистыми включениями в верхней его части выделяется горизонт некоторого осветления за счет сизых и бурых пятен оглеения, который Ю. Финк [Fink, 1961] относит A_2 . Почву в этом разрезе мы определяем как псевдооглеенную, бурую лессированную (т. е. бурую псевдоподзолистую). В некоторых разрезах (район распространения пылеватых суглинков), по мнению Ю. Финка, были распространены псевдоглей (глеевые псевдоподзолы).

В сухих лёссовых районах выделяются почвы со строением профиля по типу АВС, с красновато-бурой окраской, где процесс лессивирования (псевдоподзоливания) выражен очень слабо. Знакомство с литературными характеристиками почв, а также наши полевые наблюдения на этой территории подтверждают представления Ю. Финка, что процессы лессиважа в почвах наиболее типичных лёссовых разрезов проявляются

довольно слабо и не только в сухих районах. В разрезах Штильфрид и Холлабрюн почвы этого времени представлены бурым плотным ожелезненным суглинком с мелкоореховатой структурой (горизонт B_1), который книзу постепенно светлеет. В слое встречаются карбонатные новообразования, которые могут быть связаны с более поздней степной фазой почвообразования. В верхних 0,3 м почвы, общая мощность которой 0,7 м, отмечается некоторое посветление, которое, возможно, и указывает на некоторые процессы выщелачивания, но морфологически выражено очень слабо.

Внутренние межгорные котловины в пределах Судет, Чешской Шумавы (Чехословакия) и западной части Карпат были заняты бурыми лессированными (псевдоподзолистыми) почвами (парабраунерде). Одним из наиболее типичных для этой территории является разрез Долни Вестонице к югу от Брно [Klima et al., 1962] (рис. 43). Здесь можно видеть признаки отчетливой дифференциации почвенного профиля (ПК III) на генетические горизонты: осветленный горизонт A_2 , представленный палево-серым светлым с буроватым оттенком суглинком мощностью около 0,3 м, и бурый плотный суглинистый, с четко выраженной ячеисто-призматической структурой, с глянцем по граням структурных отдельностей горизонт B_1 мощностью 0,7 м. Сходные по строению почвы можно видеть в разрезах Седлец, Генералки под Прагой, Летки над Влтавой, Литомержице и некоторых других, расположенных на севере Чехословакии в Чехии (бассейн Влтавы и Лабы) [Smolkova, 1967a; Mascou, 1968; Periglazialzone, Loss und Paläolithikum der Tschechoslowakei, 1969; La stratigraphie des loess..., 1969].

В предгорьях Судет на юго-западе Польши ископаемые почвы этого времени сохранились весьма слабо. Здесь с эмским временем сопоставляются слабо выраженные уровни побурения в лёссах, часто переотложенные и нарушенные солифлюкцией (разрезы Бяла Прудница, Глогоувек к югу от Вроцлава). По своему строению эти почвенные образования, очевидно, близки к тем, которые были изучены на востоке Чешско-Моравской возвышенности Мацуном [Mascou, 1968], где в разрезах Опава, Острава, Дубапы на этом уровне нами были описаны маломощные бурые горизонты с признаками интенсивного оглеения, часто нарушенные солифлюкцией. Скорее всего они представляют собой почвы, формировавшиеся на склонах холмистых предгорий в условиях значительного увлажнения и в дальнейшем переработанные делювиальными процессами на склонах.

Возвышенности южной Польши. На территории Польши в пределах Сандомирской и Люблинской возвышенностей впервые появляются ископаемые почвы с резко дифференцированным строением профиля, включающего яркий палево-белесый горизонт A_2 и оструктуренный горизонт B_1 , с признаками деградации в его верхней части (просыпание белесоватого материала по трещинам, обилие белесой присыпки по граням структурных отдельностей), но не со столь отчетливыми признаками поверхностного оглеения, как, например, во влажных областях ГДР. Можно предполагать, что почвы такого строения были распространены и южнее (Меховская возвышен-

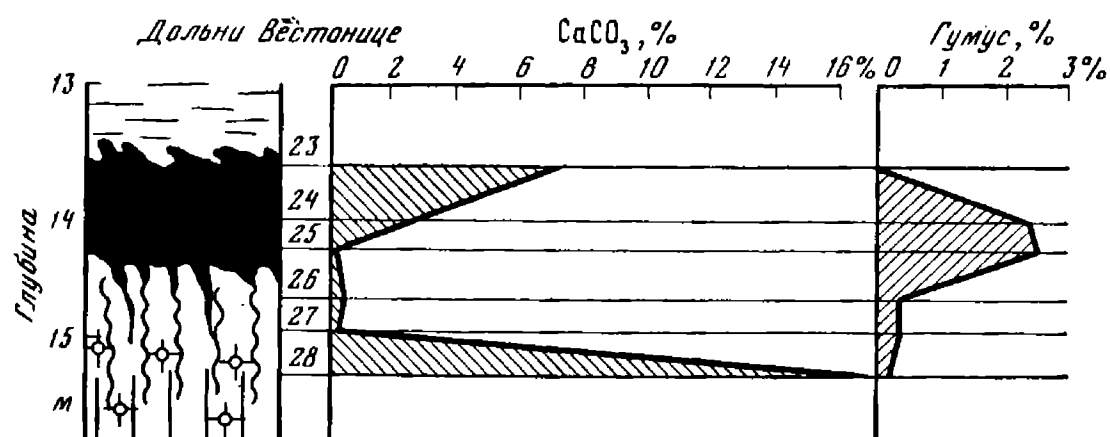


РИС. 43. Химический и механический состав почв миккулинского межледникового (Лесс—перигляциал—палеолит Средней и Восточной Европы, 1969)

Разрез Долни Вестонице (ЧССР)

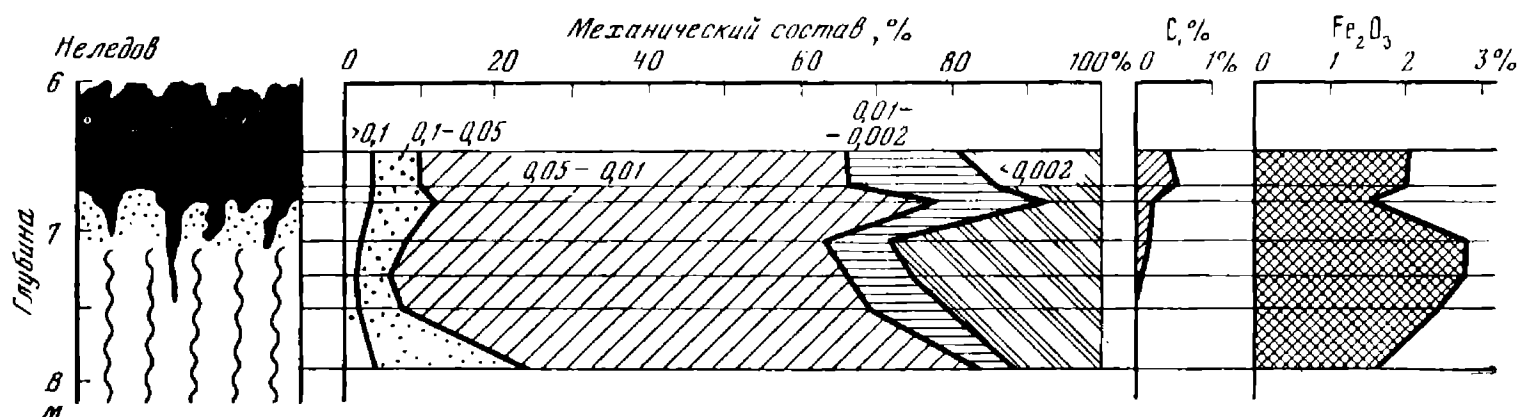


РИС. 44. Химический и механический состав почв миккулинского межледникового (Jersak, 1973)

Разрез Неледов (ПНР)

ность), по здесь они плохо сохранились и представлены преимущественно остатками бурого текстурного горизонта В₁ (разрезы Зеботчин, Звезжинец, Вадовиче). Так, в разрезе Пекары (к западу от Кракова), где верхняя часть почвы снесена солифлюкционными процессами, сохранился лишь бурый горизонт В₁, представленный однородной пылеватой супесью с мелкоореховатой ячеистой структурой. В его верхней части по граням структурных отдельностей отмечается обилие белесой кремнеземистой присыпки. Эти признаки свидетельствуют о процессах иллювиирования (лессиважа) во время формирования почвы, что подтверждается также микроморфологическими наблюдениями, обнаруживающими в горизонте В обильные светло-бурые глинистые натёки.

О строении почв на Сандомирской возвышенности можно судить по разрезам Правенчин, Коморники, Бескупы Доли, Журавицы, где почва имеет местное название — комплекс Нетулиско I [Jersak, 1973]. Почва лесной фазы мезинского комплекса в разрезе Журавицы резко дифференцирована на генетические горизонты. Горизонт выщелачивания мощностью около 0,1—0,15 м представлен тонкой пылеватой супесью с редкими железисто-марганцевистыми включениями. Ниже залегает иллювиальный горизонт — плотный, ярко-бурый суглинок мощностью около 1,0 м комковато-зернистой структуры с порошковидной присыпкой по граням структурных отдельностей, особенно в верхней части.

Особенно хорошо исследован разрез Неледов (рис. 44) на Люблинской возвышенности. Он детально изучен многими специалистами. В этом разрезе почвенный профиль состоит из горизонта А₂ мощностью 0,2—0,3 м белесой рыхлой супеси с пятнами железистомарганцевистых включений, явно горизонтально слоистой, с признаками солифлюкционного смещения, ниже которого залегает деградированный горизонт В, мощностью 0,6—0,7 м, представленный коричневатобурым с ячеистой структурой (плитчато-ячеистая) уплотненным суглинком. В верхней части в него заходят вертикальные языки и линзы белесого материала из лежащего выше слоя. Аналогичное строение почвы наблюдается и в близлежащих к разрезу Неледов разрезах Липице, Тщещаны, Феликс, Хрубешев [La stratigraphie des loess. . 1969].

Польские исследователи сопоставляют почвы такого строения с современными псевдоподзолистыми. Псевдоподзолистые почвы имеют внешнее сходство с почвами подзолистого ряда, хотя и резко отличаются от них по своему генезису и условиям образования. Поэтому без специальных химических и микроморфологических исследований трудно дать достаточно точное генетическое определение рассматриваемых ископаемых почв. Однако, учитывая, с одной стороны, особенности строения современного почвенного покрова на территории Польши, где и в настоящее время широко распространены псевдоподзолистые почвы, а с другой — более океанический характер климата миккулинского межледниковья, почвы такого строения действительно скорее всего можно отнести к псевдоподзолистым, может быть бурым псевдоподзоленным.

Волыно-Подольская и Приднепровская возвышенности. В пределах Волыно-Подольи ископаемая почва, имеющая, по А. Б. Богущкому [Boguckij, 1972], местное название гороховский комплекс, хорошо прослеживается в разрезах Горохов, Коршев, Дубно, Новый Мелятин, Торчин, Нововолыньск и некоторых других (рис. 45). Одним из типичных для этой территории является лёссовый разрез в карьере кирпичного завода близ Горохова, где в профиле почвы можно выделить выраженный в виде отдельных пятен горизонт выщелачивания А₂ палево-серой окраски, с неясной плитчатой структурой, с белесоватой присыпкой по граням структурных отдельностей и горизонт В₁ буровато-оранжевой окраски мощностью около 0,4 м.

В стенках карьера кирпичного завода у Коршева (близ Луцка) уровень ископаемой почвы был прослежен на большом протяжении, что позволило установить преобладание здесь почв, по строению близких к изученным в Горохове. Эти почвы отличались значительно меньшей дифференцированностью на генетические горизонты, ярко-бурой окраской горизонта В₁, отсутствием признаков деградации в его верхней части, чем распространённые на Сандомирской и Люблинской возвышенностях. Поэтому они были более уверенно сопоставлены с современными бурыми псевдоподзолистыми почвами. По-видимому, эти почвы преобладали в составе почвенного покрова того вре-

мени на Волыно-Подольи на участках, не испытавших повышенное увлажнение.

На правобережье Днепра, примыкающем с востока к Волыно-Подольской и Приднепровской возвышенностям, были распространены почвы преимущественно с дифференцированным строением профиля. Так, в окрестностях Киева (разрез Триполье) в профиле почвы четко выделяется белесый горизонт выщелачивания с резкими контактами (мощностью до 10 см), ниже которого залегает темно-бурый неравномерно окрашенный горизонт В с включениями мелких железистомарганцевистых конкреций. В склоновом разрезе около Чигирина, где отмечается расслоение мезинского комплекса на три почвы с различным строением, наиболее четко дифференциация почвы выражена в нижней из них. Здесь выделяются довольно мощный (до 0,4 м) серовато-белесый горизонт А₂ и темно-бурый суглинистый призматической структуры горизонт В мощностью 0,5 м, переходящий в ортзандовый горизонт мощностью около 0,1 м.

Днепровская низменность и Среднерусская возвышенность. Значительная часть детально изученных разрезов, содержащих почвы эмского межледниковья (мезинский комплекс), приурочена к широкой полосе левобережья Днепра вплоть до Среднерусской возвышенности, к средним и высоким террасам Днепра и древним плато. Серия разрезов здесь была описана по левым притокам среднего Днепра — Самаре, Орели, Ворскле, Пслу, Суле, Удаю, а выше по его течению — по таким крупным левобережным системам, как Десна и Сейм. Значительная часть материалов опубликована [Величко, Морозова, 1963, 1969а, б, 1972а, б; Морозова, 1963, 1972].

Для северной части левобережья среднего Днепра и Среднерусской возвышенности были характерны лесные почвы с резко дифференцированным мощным генетическим профилем, по своему строению схожие с современными псевдоподзолистыми (разрезы Брянск, Новгород-Северский, Трубчевск, Шостка, Шептаки) (рис. 46, 47). Эти почвы по морфологическим признакам отличались мощным резко дифференцированным профилем, состоящим из сильно осветленного белесовато-палевого с обильными железистыми ортштейнами горизонта А₂ мощностью 20—25 см и желтовато-бурого суглинистого горизонта В мощностью 1,2—1,5 м, ячеисто-комковатой структуры с обильной кремнеземистой присыпкой по граням структурных отдельностей и трещин. По микроморфологическим данным, эти почвы характеризовались сильным обеднением тонкодисперсным веществом горизонта А₂, обилием плотных непрозрачных микроортштейнов. В иллювиальном горизонте отмечено обилие буровато-желтых глинистых натёков, заполняющих пространства между минеральными зёрнами, оконтуривающих трещины и поры.

Севернее, в пределах Смоленско-Московской возвышенности и бассейна верхней Волги, почвы последнего межледниковья сохранились весьма слабо. В ограниченном количестве разрезов, например в карьере кирпичного завода Шестихино, Кирьяново, на уровне, стратиграфически соответствующем этому времени, можно видеть остатки бурого уплотненного с комковато-ячеистой структурой горизонта с белесой присыпкой и глянцем по граням структурных отдельностей, обильными пятнами ожелезнения. Микроморфологические исследования шлифов из этих горизонтов обнаруживают глинистые кутаны иллювиирования, свидетельствующие об участии процессов лессиважа при формировании этих почв. Нередко в этом районе встречаются остатки глеевых и торфянистых почвенных образований.

Калачская возвышенность, южная половина Среднерусской возвышенности и прилегающий к ней участок Среднего Приднепровья были заняты лесными почвами со значительно более слабо выраженным горизонтом выщелачивания А₂ и без признаков деградации горизонта В₁. Их генетический профиль состоял из коричневатосерого, местами со слабо заметной пластинчатой структурой горизонта А₂ и иллювиального горизонта мощностью около 2 м — желтовато-бурого комковатого плотного суглинка. Микроморфологические исследования обнаруживают обеднение глинистым веществом горизонта А₂, дезагрегированность его почвенной массы, обилие лишенных глинистого вещества пятен вымывания, обилие железистых микроортштейнов. Напротив, иллювиальный горизонт отличается обогащенностью красновато-бурыми скорлуповатыми глинистыми кутанами иллювиирования.

По пониженным элементам рельефа, особенно на двучленных наносах (лёсс — морена), здесь встречаются почвы с хорошо выраженными признаками поверхностного оглеения. Такие

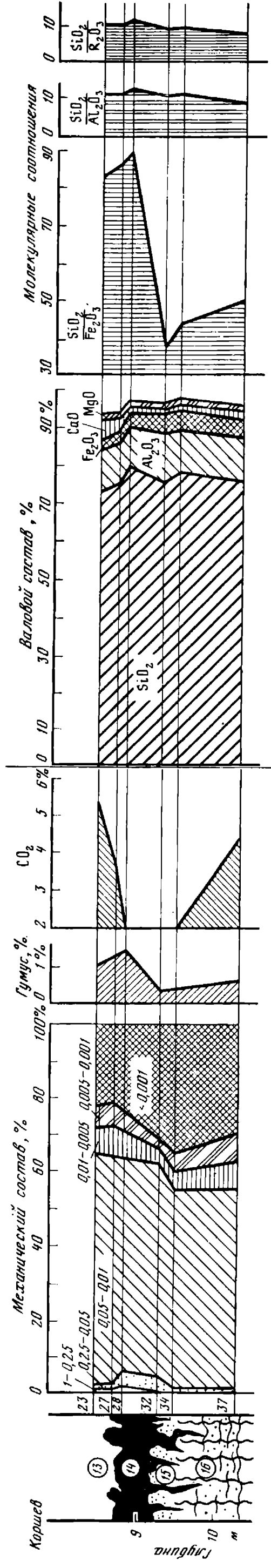


РИС. 45. Химический и механический состав почв микulinского межледниковья

Разрез Коршев

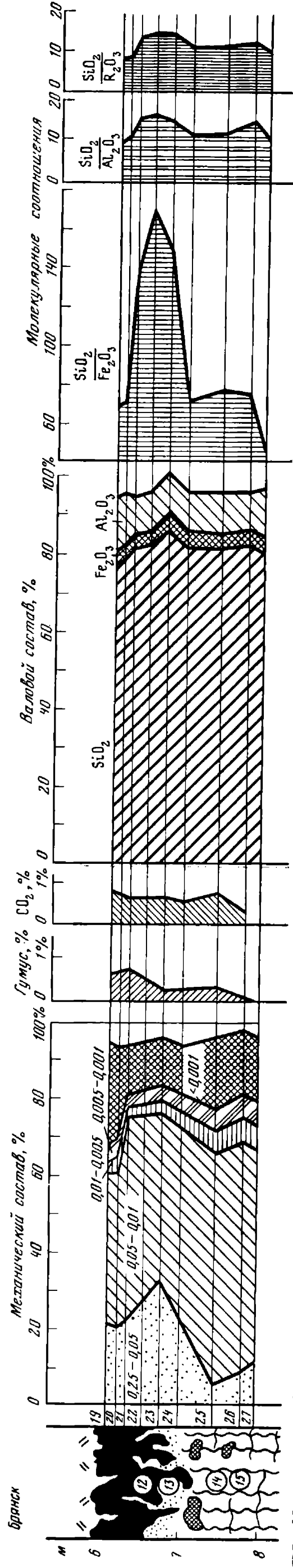


РИС. 46. Химический и механический состав почв микulinского межледниковья

Разрез Брянск

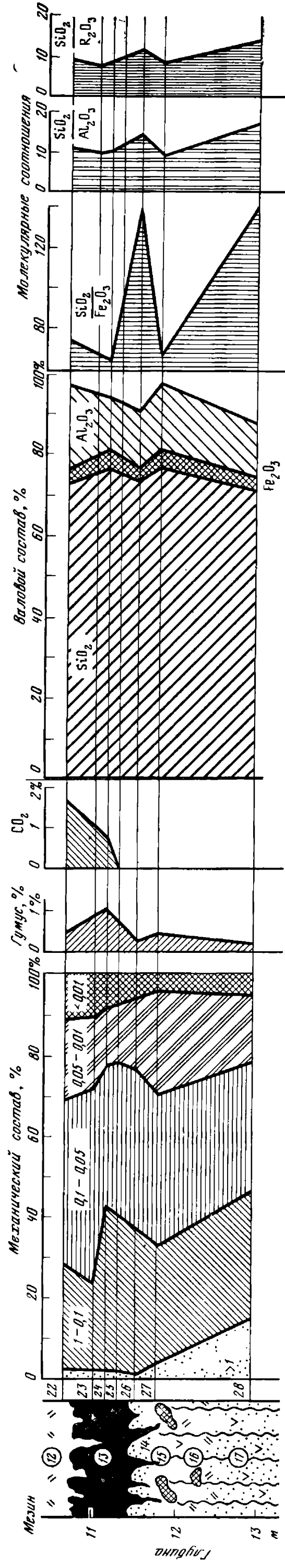


РИС. 47. Химический и механический состав почв микulinского межледниковья

Разрез Мезин

почвы были приурочены к пониженным элементам рельефа (район Мезина). Их профиль состоял из горизонта A_2 — белесовато-серого дезагрегированного суглинка с пятнами и примазками ожелезнения, обилием железистых орштейнов и темно-бурого горизонта B_1 , мощностью около 0,5 м с хорошо выраженной ореховато-призматической структурой, с темно-серыми гумусированными корочками по граням структурных отдельностей, пятнами, примазками и прожилками ожелезнения.

Ископаемая почва залегала непосредственно на плотной глинистой морене днепровского (рисского) оледенения, что затрудняло дренаж и создавало благоприятные условия для поверхностного оглеения. Микроморфологическое исследование шлифов свидетельствует об активных процессах перемещения почвенной массы как по вертикали, так и внутри самих горизонтов. Горизонт A_2 отличался белесоватой окраской, плотноватым микросложением, дезагрегированностью, неравномерным пятнистым распределением скоплений гидроокиси железа, которые чередовались с пятнами, состоящими из кварцевых зерен, лишенных тонкодисперсного вещества. Горизонт B_1 , как и в современных почвах типа глеевых псевдоподзолов [Целищева, 1968; Герасимова, 1966], характеризовался большой неоднородностью по микростроению, фрагментарностью, пятнистостью. Микроучастки, обедненные тонкодисперсным веществом, чередуются здесь с обогащенными гидроокисью железа, в виде стяжений неопределенной формы. Очень много скорлуповатых глинистых натеков неоднородного микростроения. Наряду с анизотропными прозрачными светло-желтыми или зеленовато-желтыми, почти бесцветными натеками отмечается обилие почти изотропных темно-бурых натежных образований, насыщенных непрозрачными частицами гумуса.

Южные и приморские районы Восточно-Европейской равнины. К югу от окраины Среднерусской возвышенности и до северных окраин Причерноморской низменности располагалась полоса, в которой были распространены как почвы лесного генезиса, если судить по остаткам горизонтов B_1 насыщенных новообразованными глинистыми натеками (разрезы Константины, Прилуки), так и почвы открытых пространств, по-видимому, своеобразные черноземные и лугово-черноземные. Следует отметить, что в генетическом профиле последних не представляется возможным выделить признаки двух фаз почвообразования.

Эти ископаемые почвы сохранились в различной степени, часто верхняя часть их профиля также бывает деформирована или вообще уничтожена. В общем же, изучение ряда разрезов позволяет представить следующую картину строения описываемого ископаемого «чернозема». Его генетический профиль состоял из темно-серого, почти черного с легким коричневатым оттенком суглинистого гумусового горизонта мощностью 0,6—0,8 м с языковатым или кармановидным нижним контактом, в основании которого отмечается «котовинный» горизонт, перерываемый и перемешанный землероями, и иллювиальный карбонатный горизонт. Последний в основном насыщен пылеватым кальцитом, который виден на стенке разреза в виде пятен неопределенных очертаний и карбонатного псевдомицелия. Концентрация карбонатов в виде «белоглазки» обычно не свойственна рассматриваемым древним почвам, что их отличает от современных типичных черноземов. Микростроение ископаемых почв этого типа имеет следующие особенности. Гумусовый горизонт отличается интенсивной темно-серой окраской глинисто-гумусовой плазмы, рыхлым микросложением, очень хорошей агрегированностью (агрегаты I, II и III порядков). Глинисто-гумусовая плазма полностью скоагулирована в хорошо выраженные комочки размером 0,04—0,8 мм, которые составляют агрегаты I порядка. Плазма закреплена, какие-либо признаки ее перемещения полностью отсутствуют. Порозность преимущественно извилистая межагрегатная, есть округлые биогенные поры. В нижней части гумусового горизонта наблюдается значительное укрупнение агрегатов и более простое их строение, уменьшается содержание гумуса.

Лугово-черноземные почвы имели мощность гумусового горизонта около 60—70 см со следами оглеения в его нижней части. Характерна большая перерывистость толщи этих почв землероями. Гумусовый горизонт от коричневатой-серой до темно-серой окраски, рыхлого микростроения, хорошо агрегированный (агрегаты I, II и III порядков) с округлыми (биогенными) и межагрегатными — извилистыми, неопределенной формы порами. Глинистое вещество в основной массе изотропно, замаскировано гумусом. В нижней части горизонта появляются

в небольшом количестве по порам темно-бурые глинистые куланы иллювиирования, насыщенные гумусовыми частицами. По почвенному профилю, особенно в его нижней части, отмечаются обильные включения стяжений гидроокиси железа.

В пределах Северного Причерноморья и Приазовья, включая низовья Днепра и Дона, известно ограниченное число разрезов, содержащих ископаемую почву микулинского века. В разрезах на этом стратиграфическом уровне известны остатки нижней части гумусового горизонта, ниже которого обычно залегают хорошо выраженный котовинный и иллювиальный карбонатный горизонты. Последний насыщен, как правило, мицеллярными карбонатами, реже «белоглазкой» (разрезы Станислав, Запорожье и другие). По-видимому, это остатки черноземных почв.

В Северном Приазовье хорошо сохранившаяся почва этого времени исследована в Мелекино (рис. 48). Генетический профиль почвы состоял из мощного (до 1 м) сильно гумусированного суглинистого гумусового горизонта, ниже которого можно выделить сильно перерываемый землероями слой и горизонт скопления мицеллярных карбонатов с редкими включениями «белоглазки». Микроморфологические исследования обнаруживают в пределах нижней части гумусового горизонта скопления глинистых кулан иллювиирования, что в комплексе с остальными данными позволяет сопоставить почву в этом разрезе с лугово-черноземной или выщелоченным черноземом.

Среднедунайская и Нижнедунайская низменности и Добруджа. В южной части лёссовой области Центральной Европы почвы последнего межледникового имеют иное строение. В большей части разрезов на территории Венгрии к этому уровню приурочена сильно оглиненная почва (менде-базис, соответствующая штильфриду А, мезинскому комплексу) с мощным (60—80 см) темно-коричневым с буроватым оттенком верхним (гумусо-метаморфическим) горизонтом и карбонатным горизонтом в основании [Печи, Щепени, 1969; La stratigraphie des loess. ., 1969]. Так, в известном разрезе Менде, расположенном к западу от Будапешта, в краевой холмистой части низменности верхний горизонт почвы представлен темно-коричневым с буроватым оттенком сильно гумусированным суглинком мощностью 0,8 м. Встречаются ходы почвенной мезофауны диаметром 1—8 см, заполненные желтовато-бурым суглинком. При переходе в лежащий ниже слой отмечается пестроокрашенная пятнистая переходная зона (до 0,25 м), представляющая собой чередование мелких гумусированных пятен и пятен палево-серого карбонатного суглинка с включениями котовин. Ниже залегает светло-палевая легкая пористая супесь с карбонатными включениями (1—2 см) мощностью 0,7 м. Генезис почвы такого строения неясен. По морфологическим признакам она несколько напоминает современную черноземно-бурю почву, описанную И. П. Герасимовым [1960], в Венгрии. По-видимому, к этому же возрастному уровню относится ископаемая почва, детально исследованная А. Бронгером [Bronger, 1970] в разрезе Пакш. Эту сильно оглиненную, сильно гумусированную почву без признаков лессиважа А. Бронгер определяет так же, как черноземно-бурю (чернозем — браунерде).

В южной части Среднедунайской низменности в строении почв еще более усиливались признаки процессов оглинивания. Почвы, по-видимому, формировались здесь в еще более мягких климатических условиях средиземноморского типа. Вероятно, по строению к ним были близки почвы, распространенные в бассейне Вага и Нитры на левобережье Дуная [La stratigraphie des loess. ., 1969]. Так, в разрезе Мораваны (р. Bar) уровень рисс-вюрмской почвы представлен коричневатобурым суглинком мощностью около 1 м с карбонатными стяжениями и пятнами пылеватых карбонатов в основании. В разрезе Комятице (правый берег Нитры) на этом уровне виден горизонт темно-коричневого оглиненного суглинка с трещиноватым верхним контактом, в основании которого отмечаются скопления пылеватых карбонатов.

Строение почв в пределах Нижнедунайской низменности и Добруджи, по-видимому, было близко к ранее рассмотренным. Коя (La stratigraphie des loess. ., 1969) отмечает признаки сильного оглинивания в строении почв этого времени, изученных ею в разрезах Слатина, Георгиу и других. Так, в разрезе Рошиори ископаемая почва имеет следующее строение. Темно-коричневый с буроватым оттенком суглинок комковато-ореховой структуры, по граням структурных отдельностей — глина. Книзу коричневатый оттенок усиливается. Глина по граням

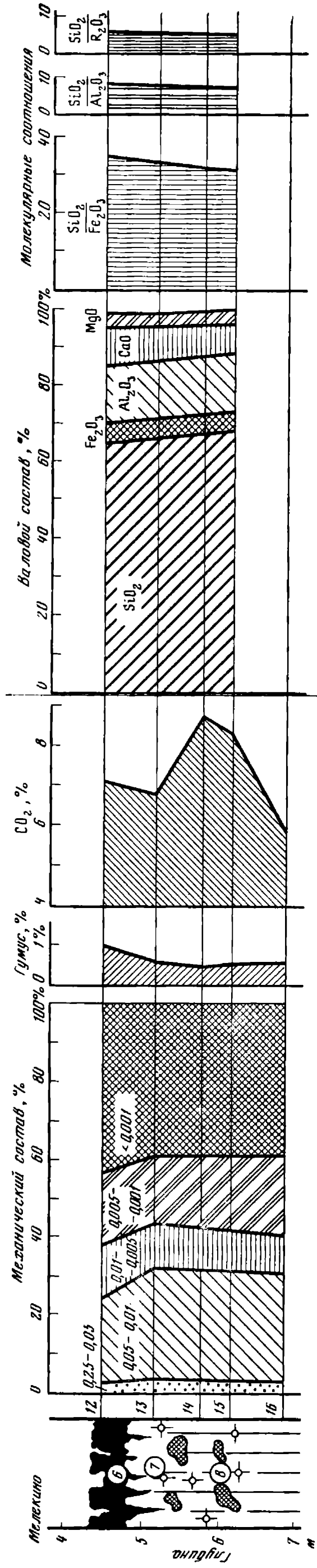


РИС. 48. Химический и механический состав почв мелекинского межледникового Разрез Мелекино

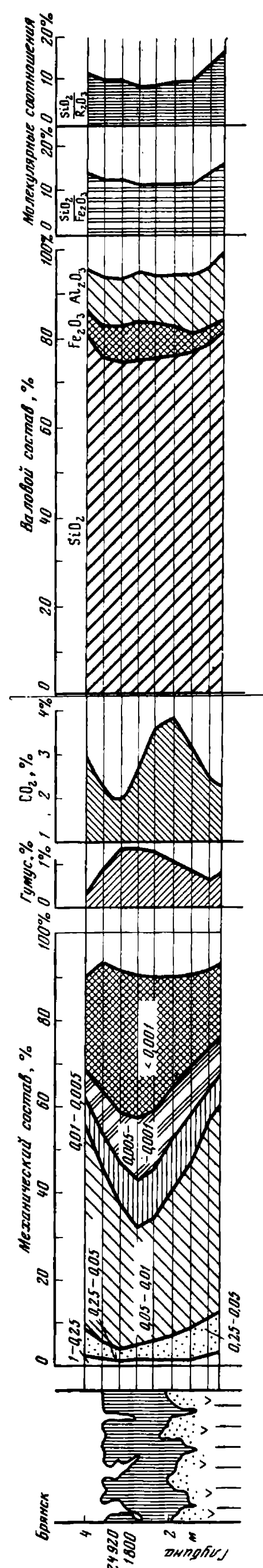


РИС. 49. Химический и механический состав почв брянского времени Разрез Брянск

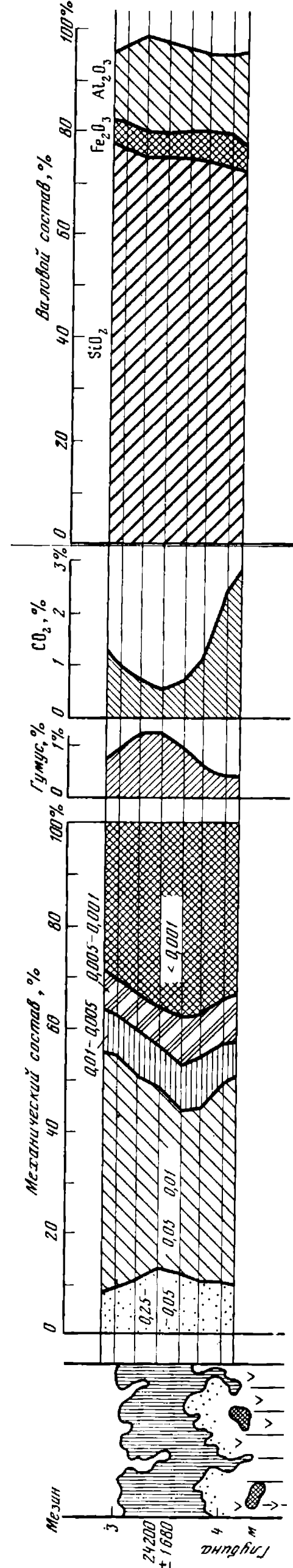


РИС. 50. Химический и механический состав почв брянского времени Разрез Мезин

структурных отдельностей отмечается по всему профилю. В нижних 0,2 м суглинок становится коричневато-бурым, структура менее выражена. Отмечается некоторое посветление глинистых пленок. Нижний контакт выделяется по появлению карбонатов. Мощность суглинка 0,9 м. Ниже залегает светлый палево-серый, плотный суглинок с обильными пятнами бурого суглинка за счет перерывности почвенной мезофауны в верхней части. Имеется очень много карбонатов в виде пылеватых облаковидных скоплений и плотной «белоглазки» размером 0,5—1 см. Мощность суглинка 0,4 м. Подстиляется описанный суглинок красновато-бурым, ярким, плотным суглинком. Эти почвы изучены еще очень мало. Поэтому можно лишь предполагать их некоторое сходство с коричневыми почвами Средиземноморья.

На территории Болгарии почвам, датированным болгарскими исследователями [Fotakieva, Minkov, 1966, 1968; La stratigraphie des loess. ., 1969] рис-вюрмским — эмским межледниковьем, свойственны теплые буровато-коричневые тона сильно оглиненного верхнего горизонта, ниже которого обычно залегает горизонт скопления карбонатов типа «белоглазки». Эти признаки свидетельствуют об их близости к почвам на территории Румынии и, вероятно, на юге Среднедунайской низменности, хотя более определенных суждений об их генезисе из-за отсутствия аналитических данных в настоящее время сделать нельзя.

Крайним западным районам Причерноморской низменности, по-видимому, были свойственны почвы, по своему строению напоминающие почвы рассмотренных ранее районов Нижнедунайской низменности. В разрезах Валены, Этулия и некоторых других вскрываются мощные серии лёссов и ископаемых почв, подстилаемые аллювиальными сериями, имеющими эоплейстоценовый и плейстоценовый возраст. К сожалению, сами лёссы пока еще не имеют надежной хроностратиграфии, за исключением палеомагнитных данных, дающих самые общие представления.

Поэтому можно лишь весьма предположительно, на основании только морфологических признаков считать рисс-вюрмской (микулинской) одну из двух молодых ископаемых почв, залегающих в самой верхней части пачки лёссов, относящихся к палеомагнитной зоне Брюнес. В разрезе Этулия верхняя из них представлена нерасчлененной на горизонты коричневато-бурой суглинистой толщей мощностью около 0,8 м, сильно нарушенной многочисленными трещинами. Ниже нее отмечается горизонт, насыщенный рыхлыми стяжениями типа мелкой «белоглазки». Лежащая ниже ископаемая почва также представлена коричневато-бурым, но несколько более светлым суглинком мощностью около 0,5 м, который подстиляется уровнем (мощность 0,2—0,3 м) скопления мелких плотных карбонатных стяжений. В этом горизонте имеются кротовины, заполненные красновато-бурым материалом.

Таким образом, почвы на территории Среднедунайской и Нижнедунайской низменностей имели некоторые общие свойства, которые заключаются в темных коричневато-бурых тонах окраски, оглиненности, что свидетельствует обычно о сильном разложении минеральной массы почв в условиях мягкого влажного климата. Вместе с тем наличие хорошо выраженных иллювиальных горизонтов говорит о смене условий увлажнения по сезонам (наличие сухого сезона). Среди современного почвенного покрова они, по-видимому, ближе всего стоят к коричневым средиземноморским почвам сухих субтропиков.

Заканчивая схематическое описание почвенного покрова Европы в микулинское (эмское) межледниковье, можно констатировать, что основная территория, на которой известны разрезы с ископаемыми почвами, в течение последнего межледниковья была покрыта лесными почвами, различающимися, однако, в различных районах по генезису. Крайние западные участки, приуроченные к пологоволнистым пространствам в пределах пояса средних и низких гор герцинской складчатости, очевидно, были заняты древними аналогами современных бурых лесных почв. На всей остальной территории преобладали почвы с генетическим профилем, в различной степени дифференцированным на горизонты, но преимущественно с достаточно резко выраженными признаками двух элементарных почвенных процессов — лессиважа и поверхностного оглеения. Лишь самые южные и юго-восточные участки Восточной Европы были покрыты почвами черноземного генезиса — почвами открытых пространств. На обширных территориях в пределах Среднедунайской и Нижнедунайской низменностей

и Добруджи были развиты еще очень слабо изученные своеобразные сильно оглиненные почвы, условно названные черноземно-бурыми.

Почвенный покров позднеплейстоценового (брянского) интервала

При попытке реконструировать почвенный покров позднеплейстоценового брянского интервала возникают не меньшие трудности. Они обусловлены как неравномерностью в распределении разрезов, приуроченных преимущественно к лёссовым территориям Европы, так и их неравномерной, большей частью слабой изученностью.

Однако имеющихся данных вполне достаточно для того, чтобы констатировать, что почвенный покров брянского времени существенно отличался от микулинского. Главное его отличие заключалось в полном исчезновении почв, развитых на территории Европы в настоящее время, древние аналоги которых были распространены здесь и в последнем межледниковье. Специфичность почвенного покрова Европы в брянском интервале отразилась и в своеобразном распределении почв, как это будет показано ниже. В это время, очевидно, преобладали почвы мерзлотно-глеевого генезиса, строение которых, однако, в разных районах Европы было различным.

Восточно-Европейская равнина. Наиболее детально изучены почвы брянского интервала на территории Восточной Европы, где уровень брянской ископаемой почвы достаточно хорошо виден в лёссовых разрезах уже к югу от границы валдайского оледенения, в зоне московского оледенения. Ее можно наблюдать к северо-востоку от Москвы в районе Владимира. Остатки брянской ископаемой почвы известны в районе Рославля. Хорошо сформирован профиль брянской почвы в разрезах окрестностей Брянска, Чекалина (Лихвинский разрез). Еще более полно и широко брянская почва представлена в разрезах к югу от зоны московского оледенения. Она прослеживается как в пределах днепровского, так и донского языков. Южнее в связи с резким сокращением мощности валдайских лёссов брянская почва залегает очень близко к поверхности и практически сливается с современной почвой в ряде разрезов, например в районе городов Славгорода, Синельникова. В самых южных разрезах лёссового профиля, в частности в Приазовье и Причерноморье, эта почва неизвестна [Величко, Морозова, 1972а, б].

Исследование почв брянского времени по меридиональному лёссовому профилю в Восточной Европе не выявило широтной смены типов почв, свойственной современному и межледниковому (микулинскому) почвенному покрову, хотя степень выраженности отдельных признаков и изменялась при прослеживании уровня почвы с севера на юг (рис. 49, 50, 51). К северной половине Среднерусской возвышенности и прилегающей к ней части левобережья бассейна Днепра были приурочены почвы с полно развитым генетическим профилем, сильно нарушенным мерзлотными деформациями. Поэтому современный вид почв очень искажен. Детальный анализ деформаций позволил установить, что их главным элементом являются вертикальные, воронкообразные, клиновидные структуры, заполненные бурым гумусированным материалом, высотой около 1,5—2,0 м двухъярусного строения. Их верхняя часть до глубины 0,5—0,8 м расширена и имеет котлообразную форму, ширина которой в верхней части составляет 1—1,2 м. Нижняя часть деформаций имеет узкую клиновидную форму. Между этими нижними клиньями заключены пятна сильно карбонатного светло-палевого лёссовидного суглинка, который обычно имеет признаки перемешанности. В основании, по границе с мезинским комплексом, залегает горизонт сизовато-серого оглеенного суглинка. Степень нарушения почв и характер деформаций не являются абсолютно одинаковыми во всех исследованных разрезах. Однако различия эти подчеркивают единство процессов, деформировавших почву.

Реконструкция строения профиля брянских почв до того, как они были деформированы мерзлотными процессами, позволила установить, что во всех исследованных разрезах на территории Восточной Европы в профиле почв можно выделить следующие горизонты:

- 1) верхний гумусированный горизонт, представленный светлым палево-серым или серовато-бурым неярко окрашенным суглинком, обычно более тяжелым и плотным, чем лежащий выше валдайский лёсс II, с многочисленными включениями

мелких черных и бурых железистомарганцовистых конкреций, которых особенно много в северных разрезах лёссового профиля. Мощность этого горизонта для северных разрезов составляет 0,3—0,5 м, в более южных достигает 0,7 м;

2) горизонт накопления пылеватых карбонатов мощностью 0,8—1,5 м белесовато-палевой окраски, сохранившийся в виде отдельных разобитых пятен между клиновидными деформациями, часто с признаками оглеения;

3) горизонт оглеения в основании почвы — палево-серый суглинок с редкими железистомарганцовистыми конкрециями и голубоватыми и ржавыми неопределенных очертаний пятнами глея мощностью 0,15—0,20 м. Этот горизонт наиболее отчетливо выражен в северных разрезах, тогда как выраженность карбонатного горизонта увеличивается к югу.

Вследствие сильной перемешанности минеральной массы из-за указанных выше причин данные механического и химического состава не позволяют наметить каких-либо общих закономерностей распределения веществ по профилю почвы. Однако определенно можно отметить, что почву от лёсса отличает значительно более высокое содержание частиц менее 0,001 мм, более узкие молекулярные отношения полуторных окислов к кремневой кислоте. Большой интерес представляют данные фракционного состава гумуса. Общее содержание гумуса в почвах этого времени достаточно большое, несмотря на светлую окраску почв (0,7—1,3%). В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Во фракционном составе гумуса как для гуминовых, так и для фульвокислот обнаружена только одна фракция II (по И. В. Тюрину), I и III фракции отсутствуют. Негидролизуемый остаток очень большой. Гуминовые кислоты брянских почв отличались, судя по их оптической плотности и порогу коагуляции электролитами, простым составом молекулы, упрощенным в целом составом гумуса.

Микростроению брянских почв были свойственны следующие особенности. В верхнем гумусированном горизонте глинисто-гумусовая масса стянута в простые округлые агрегаты, часто окаймленные оболочками из оптически ориентированных глин. Основная масса частиц первичных минералов, составляющих твердый скелет почвы, располагается по периферии агрегатов и в межагрегатном пространстве. Внутри агрегатов и в неагрегированной массе глинистое вещество имеет чешуйчатое микростроение. Очень много микроортштейнов и пятнистых скоплений гидроокиси железа. Такое же микростроение свойственно и образцам, отобранным из нижней части клиновидных деформаций. Карбонатный суглинок насыщен микрокристаллическим кальцитом. Агрегированность здесь значительно меньше. Кальцит образует пятнистые скопления, а также пропитывает основную массу почвы. Микростроению оглеенного суглинка в основании почвы свойственна белесовато-серая окраска, обесцвеченность глинистой массы, пятнистость в распределении ожелезненных микроучастков, обилие микроортштейнов. Изучение шлифов (так же как и данные механического и химического состава) говорит о том, что процессы иллювирувания органо-минеральных веществ в почвах этого времени отсутствовали.

Поскольку в образовании почв, несомненно, принимали участие такие процессы почвообразования, как слабо проявившийся дерновый (формирование гумусового профиля) и криогенного оглеения, они были названы надмерзлотно-глеевыми с карбонатным иллювиальным горизонтом. Возможным современным аналогом почв такого строения могут быть палевые мерзлотные почвы центральной части Якутии, развитые на лёссовидных карбонатных суглинках. На это могут указывать такие признаки, как микростроение (своеобразная криогенная агрегированность); наличие карбонатного иллювиального горизонта наряду с признаками оглеения в нижней части профиля, очевидно, надмерзлотного генезиса; расширение горизонтальных почвенных зон, наблюдаемое в экстраконтинентальных условиях. Возможно, почвы сохраняли такое строение и на более северных территориях, где могли, очевидно, усиливаться признаки оглеения. Пока, однако, не удалось обнаружить достаточно хорошо сохранившиеся почвы из-за активных здесь процессов смыва и солифлюкции.

Южная половина Русской равнины была покрыта почвами того же типа строения, но без отчетливых признаков оглеения и с более развитым карбонатным горизонтом — мерзлотными дерновыми (с карбонатным иллювиальным горизонтом). Насколько далеко эти почвы распространялись на запад, трудно

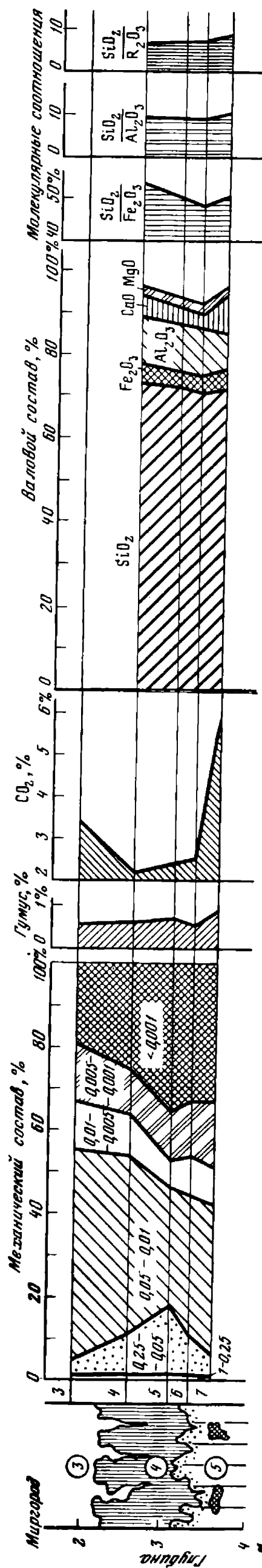


РИС. 51. Химический и механический состав почв брянского времени

Разрез Миргород

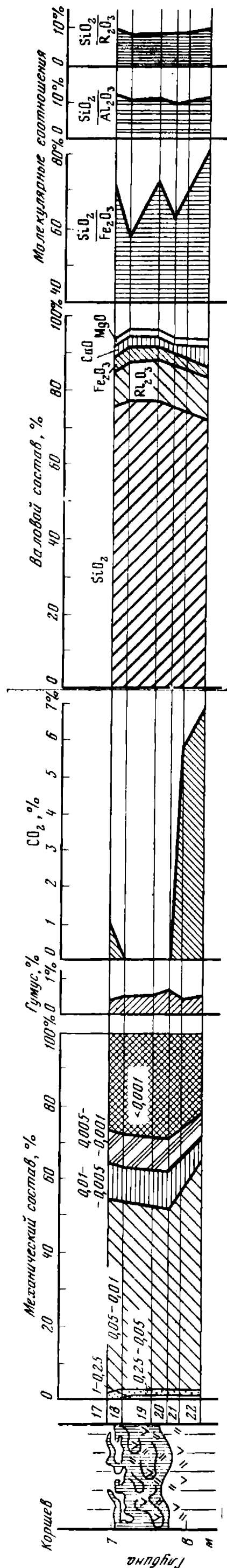


РИС. 52. Химический и механический состав почв брянского времени

Разрез Корш

судить из-за отсутствия достаточно надежных данных (рис. 51).

Приморские низменности и холмистые районы северной половины Центральной и Западной Европы. Северная половина Центральной Европы представляла собой область распространения достаточно однообразных по строению почв, в профиле которых преобладали признаки глееобразования, впоследствии сильно нарушенные процессами солифлюкции. Поскольку эти почвенные образования слабо изучены и единого мнения об их генезисе не существует (бурые арктические, по И. Либероту [Lieberoth, 1963, 1964] и Л. Смоликовой [Smolikova, 1967a, б], тундровые глеевые, по Я. Мацоуну [La stratigraphie des loess. ., 1969]), нами они были условно объединены в группу глеевых мерзлотных почв. Почвы такого строения можно видеть уже в лёссовых разрезах на западных окраинах Воыно-Подольской возвышенности в окрестностях Львова, Горохова, Луцка (рис. 52). Так, в карьере кирпичного завода у с. Новый Мелятин на стратиграфическом уровне, соответствующем брянской ископаемой почве (дубновская почва, по А. Б. Богутскому), отмечается почвенное образование следующего строения: псевдослоистая толща мощностью 0,4 м, представленная оглеенным голубовато-сизым лёссом с горизонтально волнистыми прожилками ожелезнения. В нижней части этого слоя выделяется уровень темно-сизого глея, заканчивающийся сильно ожелезненной слоистой прослойкой с волнистым нижним контактом, ниже которого залегает сизовато-бурый с многочисленными пятнами ожелезнения оглеенный лёссовидный суглинок с многочисленными железистомарганцовистыми конкрециями. Как правило, подобные образования имеют признаки нарушения солифлюкционными процессами.

Далее к западу на территории Польши ископаемая почва этого возраста прослеживается преимущественно в юго-восточной части страны в пределах лёссовых массивов Городельской гряды, Западного Розточья, Сандомирской возвышенности. В преобладающей части разрезов почва нарушена процессами солифлюкции, часто имеет признаки переотложения. Так, в разрезе Неледов, расположенном на восточной окраине лёссового массива Городельской гряды, в верхних 0,5—0,6 м почва представлена коричневато-серым слоистым суглинком с прослоями слабо гумусированного суглинка толщиной 2—5 см. Слоистость обусловлена тонкими горизонтальными волнистыми прослоями ржаво-бурого ожелезнения. Нижняя часть профиля имеет вид более однородного буровато-желтого суглинка, в нижней части с пятнами бурого ожелезнения и серыми пятнами оглеения. Близкое строение рассматриваемый горизонт имеет и в более западных районах на северо-восточной окраине Свентокшистского лёссового массива в разрезах Правенчин, где этот горизонт носит название почва-коморники [Jersak, 1969]. Здесь в верхних 0,8 м он представлен чередованием серых гумусированных слоев и буроватого суглинка толщиной 10—20 см. Кроме того, как и в других разрезах, указанных выше, здесь видна слоеватость за счет тонких горизонтально-волнистых прожилок ожелезнения. Ниже этот горизонт сменяется палево-желтым сильно ожелезненным легким суглинком мощностью 0,4 м, где также видна тонкая слоеватость за счет ожелезнения.

По-видимому, к этой же провинции относятся почвы, распространенные на платообразных поверхностях, пологонаклонных от низкогорных цепей Тюрингенского леса и Рудных гор в сторону Северо-Европейской низменности, приуроченных к влажным климатическим областям Европы. Одним из наиболее известных в данном районе является разрез Гляйна в районе Лейпцига, где почва носит название гляйнского комплекса [Lieberoth, 1963, 1964]. Почва в верхней части имеет вид слоистого бурого лёссовидного суглинка мощностью 1,2 м, включающего более темные гумусированные прослойки. Ниже выделяется пестроокрашенный уровень, содержащий линзы и прослойки зеленоватого и бурого суглинка мощностью около 0,8—1 м, под которым расположен буровато-коричневый сильно ожелезненный горизонт с пятнами и горизонтально-волнистой слоистостью за счет прожилок ожелезнения. Наконец, в основании этой толщи отмечаются немногочисленные скопления пылеватых карбонатов.

Близкое строение с почвами рассмотренных выше разрезов эта почва имеет в разрезах Ломатч, Майсеп, Винквиц, Реза, Кала, детально изученных И. Либеротом. Следует отметить, что внутри этой толщи И. Либерот выделяет два уровня

почв, объединенных в гляйнский почвенный комплекс, рассматривая слоистую гумусированную зону как его верхнюю часть (морозный глей), а нижнюю — бурую, обогащенную свободной гидроокисью железа, как бурую арктическую.

В качестве варианта почв такого же строения можно рассматривать почвы ПК-I, распространенные на северо-западе Чехословакии в межгорной котловине, занятой бассейном Лабы и Влтавы, к югу от Рудных гор и Судет. В серии разрезов, исследованных Л. Смоликовой, В. Ложеком, И. Куклой, Я. Мацоуном [Periglazialzone, Loss und Paläolithikum der Tschechoslowakei, 1969], на севере и востоке котловины, в окрестностях Праги и в районе Оломоуца (Литомержице, Седлец и Генералка под Прагой, Мшине, Дубаны, Опава и другие), на уровне горизонта ПК-I, соответствующего горизонту штильфрид В — брянскому, фиксируются маломощные уровни побурения, преимущественно бескарбонатные, иногда с линзами гумусированности в верхней части. Эти почвы, расположенные на склонах, часто расслоены, сильно эродированы, что связано с особыми геоморфологическими условиями межгорной котловины. Некоторым отличием их от более северных вариантов является меньшая оглеенность почв этого района, слабая нарушенность их процессами солифлюкции.

Далее к западу строение профиля почв еще более упрощается. Приморские низменности Западной Европы и низовья Рейна, Везера, Сены, Соммы были заняты слабо развитыми глеевыми мерзлотными почвами, сильно преобразованными мерзлотными процессами и солифлюкцией. Они представлены преимущественно бурыми ожелезненными маломощными образованиями, в которых уменьшаются признаки глеевых процессов. В бассейне нижнего Рейна (ФРГ) изучена серия разрезов, где почва этого возраста имеет вид серо-бурого пятнистого суглинка с многочисленными пятнами ожелезнения и глея [La stratigraphie des loess. ., 1969]. Сходное строение почва имеет и в разрезах у Дюссельдорфа и Брюля. В среднем течении Мааса, уже на территории Голландии, в разрезе Ситтард эта почва представлена слабо гумусированной зоной [La stratigraphie des loess. ., 1969]. Ее возраст по C^{14} равен $27\,900 \pm 670$ лет. Исследователи отмечают, что во всех разрезах почвы сильно эродированы, нарушены мерзлотными процессами типа криотурбаций и солифлюкций.

На территории Бельгии в пределах лёссового массива Брабанта почва по своему строению близка к нижнерейнским ископаемым почвам. Так, в разрезе Тонгрин, к юго-востоку от Брюсселя, в среднем течении Мезы на этом уровне прослеживается чередование тонких светлых желто-бурых опесчаненных прослоев и бурых суглинков с пятнами оглеения. Горизонт сильно нарушен смятиями, указывающими на активные процессы криотурбации. В разрезе Варнетон (западные районы Бельгии, бассейн р. Лис), как и в разрезе Поперинге, прослеживаются буроватые опесчаненные сильно эродированные прослойки. Они часто смяты солифлюкцией и криотурбациями, иногда с рудиментарными микрополигональными образованиями, состоящими из узких клиновидных язычков высотой 0,2—0,3 м. Этот почвенный уровень в схеме Р. Папе [Raere, 1967a] выделяется под названием почва кессельт, которая в разрезе Зельзате (к северу от Брюсселя) имеет возраст 28 200 тыс. лет назад по C^{14} . Наконец, наиболее западные районы, где выделяется горизонт рассматриваемой почвы, расположены на территории Франции в низовьях Сены и Соммы [La stratigraphie des loess. ., 1969]. Здесь, в толще опесчаненных покровных суглинков, иногда содержащих гравий, выделяется маломощная зона оглеения (разрезы Премеск, Ламберса) иногда с пятнами и линзами слабо гумусированного суглинка ожелезнения (разрезы Сент-Ромен, Менил-Энар). Ж.-П. Лотриду [La stratigraphie des loess. . 1969] называет этот почвенный уровень почвой сент-ромен.

Таким образом, в приморских низменных западно-европейских районах рассматриваемый почвенный уровень выражен очень слабо и часто сильно нарушен процессами переотложения, в том числе мерзлотного характера.

Межгорные депрессии и низкогорные районы Центральной и Западной Европы. Иное строение имеют почвы в районах, расположенных южнее низменной полосы и приуроченных к пологим поверхностям по периферии низкогорных и среднегорных цепей Центральной Европы, а также к межгорным котловинам. Здесь были развиты маломощные бескарбонатные почвы, слабо нарушенные мерзлотными процессами.

Так, в районе среднего течения Рейна и Везера, относительно местными исследователями [Brunnacker, 1968; La stratigraphie des loess..., 1969] к сухим областям Европы, профиль почв состоял из маломощного суглинистого горизонта побурения, более тяжелого по механическому составу, чем вмещающая порода, выщелоченного от карбонатов. Роденбург [La stratigraphie des loess..., 1969] выделяет это образование под названием почва лонер. Таково строение почвы в разрезах Остхейм, Рейнхейм, Висбаден [Brunnacker, 1968; La stratigraphie des loess..., 1969]. Близкое строение она имеет и в восточных пограничных районах Франции (разрез Ахенхейм под Страсбургом), где почва видна в разрезе как слабо выраженный горизонт побурения. Иногда на этом уровне имеются следы переотложенного гумусированного суглинка (разрез Винценбах). Почвы часто имеют признаки нарушений в виде мелких фестонов и смятий. В северо-восточной части рассматриваемой территории (бассейн Везера) в профиле почвы такого строения иногда видны пятна оглеения (разрезы Лонер, Кирхберг).

К югу от Гарца в пределах сухих и переходных областей ГДР эта почва, называемая кезенерской зоной оглинения, судя по разрезам во Фрайбурге, Цойхфельде, Кернере, имеет аналогичное строение [Ruske, Wunsche, 1968; La stratigraphie des loess..., 1969; Naase, 1963]. Она также представлена маломощным бурым горизонтом, обычно выщелоченным от карбонатов, которые иногда образуют скопления в его основании.

Генезис этих почв неясен. Трудно предположить, что почвы такого строения могли в генетическом отношении соответствовать современным бурым лесным почвам атлантической провинции или бурым арктическим почвам (в понимании Тедрова [Tedrow, Hill, 1955]). Поэтому условно они были названы бурыми мерзлотными.

Бассейн Дуная. Вытянутая в широтном направлении депрессия бассейна верхнего Дуная, приуроченная к влажным климатическим областям, была покрыта маломощными дерновыми почвами с отчетливыми признаками оглеения. Так, к северу от Швабских Альп в бассейне Неккара (правый приток Рейна), судя по разрезу Боккинген, на этом уровне была развита гидроморфная почва, нарушенная мерзлотными деформациями, мощностью более 1 м [La stratigraphie des loess..., 1969]. В верхней части она представлена слегка оглеенным суглинком. Сходного строения почвенные горизонты отмечаются в предгорьях Альп в депрессии между среднегерманскими горами и собственно Альпами, занятой бассейном верхнего Дуная и его правого притока Изара. Судя по исследованиям К. Бруннакера [Brunnacker, 1964; La stratigraphie des loess..., 1969], в этом районе были распространены маломощные (0,3—0,5 м) светлоокрашенные серо-бурые суглинистые почвы с многочисленными бурыми ожелезненными пятнами и линзами, среди которых К. Бруннакер выделяет в зависимости от степени оглеения бурые тундровые (разрез Кофферинг) и тундровые глеевые (разрез Штраубинг).

Далее к востоку в долине Дуная, уже на территории Австрии, т. е. в той части бассейна, которая еще входит в предальпийскую депрессию и заканчивается близ Кремса, почвы по своему строению близки к описанным выше. Почвы такого строения исследованы в разрезе Альтхейм (к западу от Линца) и Файлендорф близ Кремса. Здесь они представлены маломощными оглеенными уровнями, нарушенными криотурбациями [Fink, 1961; La stratigraphie des loess..., 1969].

Иной характер приобретают почвы при переходе к обширной межгорной низменности, ограниченной с запада и востока Альпами и Карпатами, а с юга — Балканами (Венский бассейн, Среднедунайская низменность). К этой территории были приурочены маломощные слабо гумусированные дерновые почвы с карбонатным иллювиальным горизонтом без отчетливых признаков деформаций. Именно в этом районе находится разрез Штильфрид, исследованный Финком и пользующийся мировой известностью. Этот разрез является стратотипическим для почв рассматриваемого времени, где горизонт ископаемой почвы по названию местности носит название штильфрид В

и имеет возраст по C^{14} около 28 тыс. лет ($g_{ro} = 2553 : 28\,120 \pm \pm 290$ и $g_{ro} = 2523 : 27\,990 \pm 300$).

В строении этой ископаемой почвы можно выделить два горизонта: верхний — гумусированный, пятнистый, нижний — горизонт накопления пылеватых карбонатов. Гумусированный горизонт представлен серовато-коричневым суглинком, несколько более тяжелым по механическому составу, чем лежащая выше толща, местами с пятнами (5—8 см) более интенсивной окраски, сильно переработанный почвенной мезофауной, с включениями кротовин (15—20 см). Вблизи верхнего контакта видны следы перемыва, тонкая слоистость. В горизонте много железистомарганцовистых пятен. Имеются включения древесного угля в основании слоя (2—0,5 см). Книзу горизонт несколько светлеет. Его мощность 0,9 м. Горизонт скопления пылеватых карбонатов представлен серо-палевой супесью, белесоватой за счет карбонатных включений, мощностью 0,3—0,4 м. Ниже количество карбонатов значительно уменьшается.

К разрезу штильфрид В по строению почвы очень близок разрез Менде, расположенный на севере Паннонской котловины, в 35—40 км к северо-востоку от Будапешта, где на глубине около 10 м от поверхности можно видеть ископаемую почву, имеющую местное название менде F. Ее абсолютный возраст 29 800 тыс. лет назад [Печи, Щebene, 1969]. Профиль почвы также состоит из верхнего гумусированного горизонта — серо-коричневой супеси с включением древесных углей в верхней части. В этом горизонте отмечается своеобразная агрегированность (1,2 мм и мельче), часто с железистыми пленками на поверхности. Книзу слой светлеет. Нижний контакт постепенный, слабо выраженный, языковатый (мощность 0,9 м). Ниже залегает карбонатный иллювиальный горизонт, представленный светло-серой с коричневатым оттенком агрегированной супесью, насыщенной пылевыми карбонатами. Есть следы червеходов, встречаются кротовины размером 5—10 см.

Сходные по строению почвы выделяются в верхней части разрезов Пакш и Башагарц, но, к сожалению, не имеют датировок. По-видимому, к этой же группе разрезов относятся почвы в разрезе Дольни Вестонице, имеющие абсолютный возраст по C^{14} $28\,100 \pm 380$ лет, детально исследованные Б. Климой, И. Куклой и В. Ложеком [Klima et al., 1962]. Разрез расположен на склоне долины р. Дие, правого притока Моравы, приблизительно в 50 км к югу от Брно, в Моравской котловине. Почва, выделяемая здесь под названием ПК-I, состоит из гумусового горизонта мощностью 0,2 м, представленного палево-серым со слабым коричневым оттенком суглинком. По верхнему контакту четко видны следы перемыва. Нижний контакт волнистый, языковатый. Ниже выделяется горизонт, представленный бурой супесью, осветленной в верхних 0,3 м, переслаивающейся со светлой серой супесью. Книзу бурая окраска усиливается. В нижних 0,3 м заметно переслаивание с линзами светлой карбонатной супеси.

В тех же геоморфологических условиях, но уже на территории Словакии на этом же стратиграфическом уровне прослеживаются почвы, профиль которых состоит из маломощного гумусированного горизонта и карбонатного иллювиального горизонта в его основании [La stratigraphie des loess. 1969].

Почвы близкого строения, относимые ко времени штильфрид В — брянскому, прослеживаются и в придунайских разрезах Болгарии, Румынии, на Черноморском побережье Румынии [Fotakieva, Minkov, 1966, 1968; La stratigraphie des loess..., 1969]. К сожалению, эти почвенные разрезы не имеют никаких датировок, поэтому данные по этим почвам можно использовать с большими оговорками.

Таким образом, почвенный покров брянского интервала отличался большим своеобразием. Помимо преобладания почв мерзотно-глеевого генезиса и их большого сходства на больших территориях за счет расширения широтных зон, в качестве специфической черты природных условий того времени следует отметить полное исчезновение на территории Европы почв лесного генезиса как зонального элемента.

Микулинское межледниковье (карта 9)

Характеристика растительного покрова любой крупной территории в какую-то геологическую эпоху неизбежно требует рассмотрения двух аспектов — хронологического и пространственного. Соблюдение этого требования особенно важно тогда, когда речь идет о такой длительной эпохе, как позднеплейстоценовое микулинское межледниковье (длительность его, по-видимому, порядка 40 тыс. лет), и такой сложной по своим природным условиям территории, какой является Европа.

Для отложений позднего плейстоцена Европы мы располагаем обширными палеоботаническими материалами (данными спорово-пыльцевого и карпологического анализов), которые позволяют выполнить подобного рода исследования. Однако здесь имеются и определенные ограничения: подавляющая часть материалов относится к средней полосе Европы, а ее северная и южная части охарактеризованы очень неполно. Этим и определяются границы территории, к которой относятся приводимые ниже реконструкции растительного покрова рассматриваемого времени.

Реконструкция очертаний Европы в эпоху микулинского межледниковья. Мы располагаем достаточной суммой фактических данных для того, чтобы считать обоснованным признание одновременности эпохи, обозначаемой как микулинская на территории СССР, эемская на территории Польши, ГДР, ФРГ и Голландии и инсвичская в Англии. Общепринято сопоставление ее с рисс-вюрмской эпохой в Альпах и на прилегающих горных территориях. Геологические, малакофаунистические и палинологические материалы показывают, что к этой эпохе относится крупная морская трансгрессия, получившая в северо-западной Европе название эемской, а в северо-восточной — бореальной (сводку материалов) [Лаврова, 1961]. На атлантическом побережье Европы этой трансгрессии соответствует терраса более высокая, чем фландрская, на побережье Средиземного моря — тирренская терраса [Charlesworth, 1957; Woldstedt, 1961]. Имеются основания считать, что к этой же эпохе относится карангатская трансгрессия (нижний карангат) в Понто-Каспийской впадине [Муратов, 1960; Федоров, 1963; Muratov et al., 1974]. Максимальное превышение уровня Мирового океана для этого времени Вольдштедт [Woldstedt, 1961] оценивает в 18 м, несколько меньшая цифра (10—12 м) приводится в работе К. К. Маркова и И. А. Суетовой [Марков, Суетова, 1964]. Но в результате последующих тектонических движений береговая линия эемского и бореального морей в настоящее время фиксируется как выше, так и ниже указанных высот.

В работах М. А. Лавровой [1961] и Вольдштедта [Woldstedt, 1961] приводятся данные о современной высоте этой линии над уровнем океана в ряде районов Северной Европы.

Абсолютная высота, м

Хребет Пай-Хой	250—300
Восток Кольского полуострова	160—175
Онего-Двинский водораздел	100
Район Ленинграда	70—75
Северные Фрисландские о-ва	0
Северная Голландия	—12
Юго-Восточная Англия	—10

Наиболее высокое положение эемской, бореальной трансгрессии фиксируется по характеру осадков и составу морской фауны и флоры. Эта фаза трансгрессии выявлена в ряде хорошо изученных разрезов прибрежно-морских отложений и, как показывают палинологические материалы, приурочена ко второй половине климатического оптимума межледниковья. По детальным палиностратиграфическим шкалам максимум трансгрессии приходится на зону «g» шкалы Йесенна и Мильтерса [Jessen, Milthers, 1928] и зону M₆ шкалы В. П. Грипчука [1961].

Распространение моря в разных частях Европы устанавливается с разной степенью достоверности и детальности. Так, Г. С. Биске и Э. И. Девятова при реконструкции очертаний так называемых Мгинского и Беломорского бассейнов (занимавших современное побережье Финского залива, Балтийско-Беломорский водораздел и территории вокруг Белого моря) использовали данные по 161 разрезу морских отложений, в большинстве случаев содержащих обильную фауну моллюсков и диатомовую флору [Биске, Девятова, 1965]. Наряду с этим на территории Финляндии и Швеции имеются лишь единичные находки, в основном переотложенной морской фауны

и солоноводных диатомовых [Brander, 1943]. Но дальше к западу, в южной Балтике и на южном побережье Северного моря, осадки эемской трансгрессии снова фиксируются вполне определенно во многих пунктах. Реконструкция очертаний эемского моря и располагавшихся далее к северо-востоку эпиконтинентальных морских бассейнов дана в виде картосхем в работах ряда авторов [Бурк, ван Эрде, Харсвельдт и др., 1959; Лаврова, 1961; Лаврова, Троицкий, 1960; Биске, Девятова, 1965]. Кроме того, распространение осадков этих морей показано на ряде геологических карт [Международная карта четвертичных отложений Европы, 1969—1970; Геологическая карта четвертичных отложений Арктики и Субарктики, 1965; Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1967]. Все эти материалы позволяют реконструировать с большей или меньшей степенью гипотетичности очертания всей северной части Европы в максимальную фазу трансгрессии.

Трансгрессии — эемская на атлантическом и тирренская на средиземноморском побережье Европы — покрывали лишь узкую прибрежную зону [Faibridge, 1960]. Только в черноморском бассейне трансгрессия была более значительной. Имеются основания считать, что Крым в это время являлся островом [Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1967].

Выполненная на основании всех перечисленных материалов реконструкция очертаний Европы в эпоху микулинского межледниковья показывает, что берега Европы были смещены далеко к юго-востоку от их современного положения (см. карту 9). Ютландия, Скандинавия, Кольский полуостров, Карелия и Крайний Север Русской равнины представляли собой обширную группу островов, которая может быть обозначена как Северо-Европейский архипелаг. По своим размерам и характеру он вполне может быть сопоставлен с современным Канадским архипелагом. Северо-Европейский архипелаг отделялся от Европы Эемским морем и цепью эпиконтинентальных морских бассейнов — Мгинским, Беломорским и Печорским. Эти моря были достаточно осолоненными и глубоководными, судя по тому, что лузитанские моллюски проникали по ним вплоть до района современного Онежского залива Белого моря [Лаврова, Троицкий, 1960]. Многочисленными ингрессионными заливами морские воды далеко проникали в глубь материка.

Следует отметить, что в литературе имеются высказывания и о недостаточной обоснованности представления о беломорско-балтийском соединении морских бассейнов. Однако геологические исследования последних лет дают вполне определенный ответ по этому вопросу. В работе Д. Б. Малаховского, Е. А. Спиридоновой и Е. В. Рухиной [Геоморфология..., 1969], являющейся последней сводкой по микулинским отложениям на северо-западе Европейской части СССР, следующим образом резюмируются имеющиеся данные о распространении мгинских морских осадков: «...подавляющее количество разрезов мгинской толщи известно в пределах так называемого Балтийско-Беломорского пролива (Финский залив, Ладожское и Онежское озера), где эти отложения, видимо, были развиты повсеместно, однако, как показывают разрезы большого количества скважин, они сохранились лишь спорадически, так как в значительной мере уничтожены валдайским ледником. Следует отметить, что все достоверные разрезы мгинской толщи (за исключением верхней части разреза скв. 7/48) ¹ представляют собой осадки относительно глубоководной, застойной части бассейна, чем, видимо, и объясняется своеобразный состав фауны этих разрезов [Лаврова, 1962]. До сих пор не известны мелководные фацции мгинского бассейна...» [Геоморфология..., 1969 с. 128].

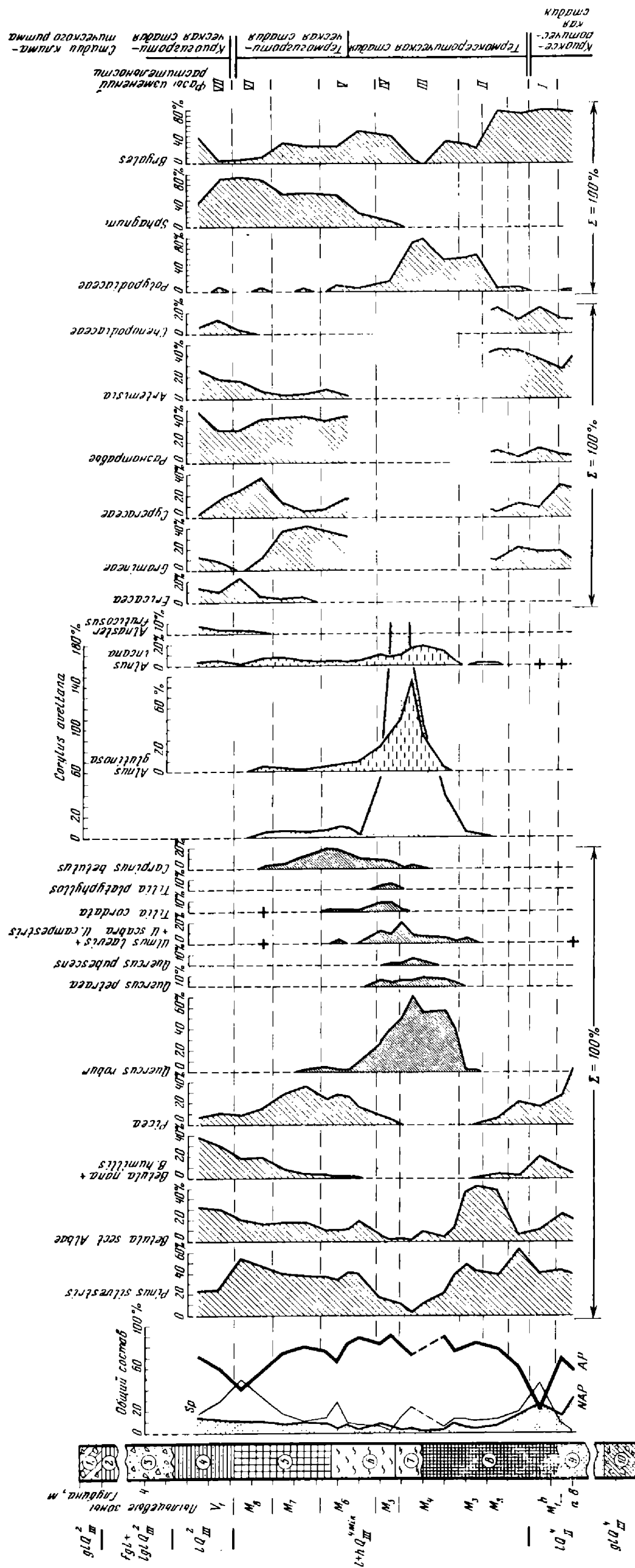
Значительные размеры бореальной трансгрессии на северо-востоке Европейской части СССР также подтверждаются геологическими работами, выполненными в последние годы. Так, В. Л. Яхимович [Яхимович и др., 1973], характеризуя распространение микулинских отложений на севере Тимано-Уральской области, пишет: «Типичные морские отложения этого времени развиты только в прибрежных районах, к югу они прослеживаются как ингрессивные морские, а затем лиманные и озерно-аллювиальные по долинам Печоры, Усы, Колвы и Лаи» [Яхимович и др., 1973, с. 77].

Для этого же отрезка межледниковой эпохи фиксируется и максимальное расширение озер, возникших в бассейне верхней

¹ Эта скважина расположена у дер. Сипявино, близ истока Невы.

РИС. 53. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза микулинских озерно-болотных отложений у дер. Нижняя Боярщина (по материалам Н. С. Чеботаревой, М. Х. Монозон, В. П. Гричука, 1958, анализы Е. А. Мальгиной)

1 — морена красно-бурая; 2 — ленточная глина; 3 — песок с гравием; 4 — гиттиевая глина с прослоями песка; 5 — гиттия глинистая; 6 — то же, торфянистая; 7 — торф древесно-осоковый; 8 — гиттия тонкодетритовая; 9 — песок; 10 — суглинок серый с гравием и галькой



Волги. Здесь существовали крупные Молого-Шекснинское, Ярославско-Костромское и Ростовское озера, частично соединявшиеся между собой протоками. Они с полным основанием могут быть названы системой Великих озер микулинского межледникового. Крупные озера существовали и в бассейне верхнего течения Западной Двины [Гричук, 1965].

Региональная характеристика последовательных изменений растительности в разных частях Европы. Климатические условия Европы в течение микулинской эпохи, рассматриваемой в целом, т. е. от конца предшествовавшей эпохи московского оледенения до начала последующего раннего валдайского оледенения, естественно, существенно изменялись. Это положение хорошо отражается в тех изменениях флоры и растительного покрова, которые фиксируются палеоботаническими материалами во всех районах Европы. В качестве примера этих изменений могут быть приведены данные о последовательных изменениях растительности той части Русской равнины, которая включает бассейны верхнего течения Западной Двины и Днепра. Здесь имеется ряд хорошо изученных в палеоботаническом отношении разрезов межледниковых озерно-болотных отложений, в том числе и стратотипический разрез у с. Микулино. Материалы, полученные по этим разрезам, позволяют с большой детальностью проследить этот исторический процесс [Гричук, 1961; Дорофеев, 1963; Кац и др., 1958]. Начальные этапы межледникового в микулинском разрезе не представлены, но они хорошо охарактеризованы в сравнительно недалеко расположенном пункте — у д. Нижняя Боярщина на р. Каспля [Гричук, 1961].

Анализ всей суммы палеоботанических материалов по разрезу Нижней Боярщины (данные палинологического и карпологического анализов) позволяет установить, что за время накопления вскрытых здесь отложений выявляется последовательная смена семи фаз в изменениях растительности (рис. 53). Каждая из этих фаз отмечает время длительного существования определенного зонального типа растительного покрова. Наряду с этими фазами фитоценотического характера по изменениям состава пыльцевых спектров выделяются и так называемые пыльцевые зоны, фитоценотическая сущность кото-

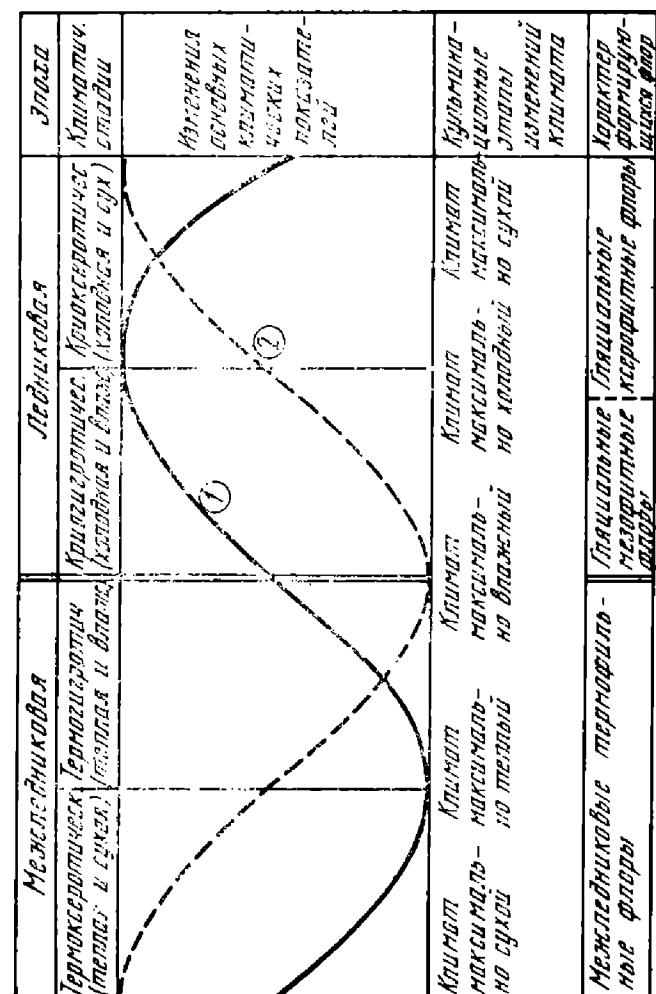


РИС. 54. Схема климатических стадий плейстоценового климатического ритма и стратиграфическое распределение основных групп плейстоценовых флор (по М. П. Гричук, 1960)

1 — теплообеспеченность, 2 — влажность

рых не всегда поддается расшифровке, по которым являются удобными корреляционными единицами¹.

I — фаза господства формаций еловых лесов из *Picea obovata* Ldb. и еще сохраняющихся элементов перигляциальной растительности эпохи московского оледенения (пыльцевая зона M₁);

II — фаза монодоминантных светлохвойных и березовых лесов с небольшим участием ели и широколиственных пород (пыльцевые зоны M₂ и M₃);

III — фаза олигодоминантных широколиственных лесов с *Quercus robur* L., *Q. petraea* Liebt., *Q. pubescens* Willd. и несколькими видами вяза и подлеском из *Corylus avellana* L. (зона M₄);

IV — фаза полидоминантных широколиственных лесов с еще более сложным строением, с добавлением двух видов липы — *Tilia cordata* Mill., *T. platyphyllos* Scop., а также *Carpinus betulus* L. и наличием в травянистом покрове *Osmunda cinnamomea* L. (зона M₅);

V — фаза олигодоминантных хвойно-широколиственных лесов с господством *Carpinus betulus* L. и участием *Tilia platyphyllos* Scop. и *Picea abies* (L) Kazst. (зона M₆);

VI — фаза монодоминантных еловых лесов и очень ограниченного распространения смешанных хвойно-широколиственных формаций (зона M₇);

VII — фаза монодоминантных сосновых и еловых лесов, появления и широкого распространения формаций с участием сфагновых мхов, являющаяся переходом к эпохе раннего валдайского оледенения (зона M₈).

Уточнение стратиграфического положения слоев, имеющих палеоботаническую характеристику в пределах межледниковых (или ледниковых) эпох с наибольшей достоверностью достигается путем соотнесения их с климатическими фазами плейстоценового климатического ритма [Гричук М. П., 1960]. Сдвиг по фазе изменений таких основных климатических факторов, как теплообеспеченность и увлажненность, обуславливает существование и последовательную смену на протяжении межледниковой эпохи термоксеротической и затем термогигротической стадии, а в последующей эпохе оледенения — криогигротической и последующей криоксеротической стадии (рис. 54).

Анализ имеющихся флористических материалов и количественных особенностей состава спорово-пыльцевых спектров в последовательных горизонтах рассматриваемого разреза показывает, что фазы I—IV относятся к термоксеротической климатической стадии межледниковой эпохи, фазы VI и VII — к термогигротической стадии. Фаза V является переходной между ними, и ее первая половина, обозначаемая как зона M₆, отмечает собой максимум теплообеспеченности [Гричук М. П., 1960].

Представленная в межледниковых отложениях района верхний Западной Двины и Днепра последовательность изменений зональных типов растительности и сами характеристики последних являются в большей или меньшей степени типичными для всей территории современной лесной области Европы в пределах от 46 до 60° северной широты. Но естественно, что по мере удаления к западу или востоку, к северу или югу от названного района изменения растительного покрова в продолжение межледниковья все более отклоняются от этой схемы.

К сожалению, далеко не для всех описанных в литературе разрезов межледниковых отложений мы располагаем таким объемом материалов, который позволил бы дать фитоценологическую интерпретацию результатов спорово-пыльцевого анализа. Но известное суждение о пространственных особенностях изменения растительности на территории Европы мы все же можем получить из сопоставления данных по изменениям состава пыльцы древесных пород и сравнения тех формальных пыльцевых зон, на которые в практике палинологических исследований принято разделять осадки эпохи микулинского межледниковья. Эти пыльцевые зоны выделяются по характерным особенностям пыльцевых спектров, и изменения характера лесной растительности по ним фиксируются в общем с достаточной полнотой. В табл. 7 дано такое сопоставление систем пыльцевых зон для трех территорий, лежащих в среднеширотной части Европы, в пределах от 51° до 55° с. ш.: в юго-восточной Англии, северо-западной части Северо-Германской низменности и средней части Русской равнины.

С большей степенью детальности и конкретности эти изменения выявляются при сопоставлении приведенных на рис. 55—

¹ Здесь и ниже приводится обозначение палинозон, предложенное В. П. Гричуком [1961].

Таблица 7. Сопоставление «пыльцевых зон» микулинского межледниковья в среднеширотной части Европы (между 50 и 55° с. ш.)¹

Юго-восточная Англия (ипсвичское межледниковье) [West, 1969]	Северо-западная часть Северо-Германской низменности (земское межледниковье) [Woldstedt et. al., 1951]	Центральная часть Русской равнины (микулинское межледниковье) [Гричук, 1961]
IV — зона сосны	X — зона сосны	M ₈ — зона сосны и ели
III — зона граба и сосны *	IX — зона ели, пихты и сосны VIII — зона ели VII — зона граба и ели *	M ₇ — зона ели (верхний максимум) M ₆ — зона граба *
IIb — подзона дуба, клена и орешника	c — подзона липы и орешника VIb — подзона смешанного дубового леса и орешника	M ₅ — зона липы и граба, конец максимума орешника
IIa — подзона вяза и дуба	a — подзона сосны, смешанного дубового леса и орешника	M ₄ — зона дуба и вяза, начало максимума орешника
I — зона сосны и березы	V — зона сосны и смешанного дубового леса IV — зона сосны и березы III — зона березы	M ₃ — зона сосны и березы с широколиственными породами M ₂ — зона сосны и березы M ₁ — зона ели (нижний максимум)

* Звездочкой (*) отмечена зона, соответствующая тому этапу в истории растительности, для которого дана реконструкция растительного покрова (карта 9).

58 типичных пыльцевых диаграмм, относящихся к расположенным на этих же территориях пунктам. Это сводная диаграмма по трем разрезам озерно-болотных отложений из юго-восточной Англии¹ [West, 1957, 1969; Sparks, West, 1970]; диаграмма разреза озерных мергелей около Гонердингена, юго-восточнее Бремена [Woldstedt et al., 1951]; озерно-болотных отложений у с. Микулино и разреза аллювиальных отложений второй надпойменной террасы Вятки у с. Суводи [Иванова, 1966]. Исходя из задач нашего обзора — выявления лишь главнейших изменений лесной растительности — диаграммы приведены в сокращенном виде: на них показано изменение состава только пыльцы древесных пород.

Показанная в табл. 7 и на рис. 55—58 корреляция пыльцевых зон основывается на сопоставлении сходных этапов в изменениях лесной растительности и на их стратиграфических соотношениях с горизонтом, наиболее достоверно коррелируемым на больших расстояниях, — с горизонтом, отмечающим переход от термоксеротической к термогигротической климатической стадии межледниковья [Гричук, 1969б]. На диаграммах этот горизонт обозначен вертикальной штриховкой. К сожалению, в настоящее время отсутствуют возможности определения абсолютного возраста микулинских отложений, поэтому степень точности принятых хронологических сопоставлений не может быть оценена. Однако следует учитывать следующее: для голоцена результаты радиоуглеродных определений показывают, что абсолютные датировки границ одноименных пыльцевых зон (установленных так же, как и на приведенных диаграммах, по сходным изменениям лесной растительности) в пределах Европы расходятся во времени лишь на несколько столетий.

Детальный анализ той историко-флористической информации, которая содержится в табл. 7 и в диаграммах, приведенных на рис. 55—58, потребовал бы слишком много места. Поэтому отметим лишь самые основные черты отраженной на них общей картины изменений лесной растительности. Последовательное и очень закономерное изменение роли термофильных компонентов дендрофлоры (выражающееся в изменениях

¹ На территории Англии до сих пор неизвестны разрезы, в которых были бы представлены отложения всей эпохи ипсвичского межледниковья, поэтому приходится прибегать к сопоставлению фрагментарных разрезов.

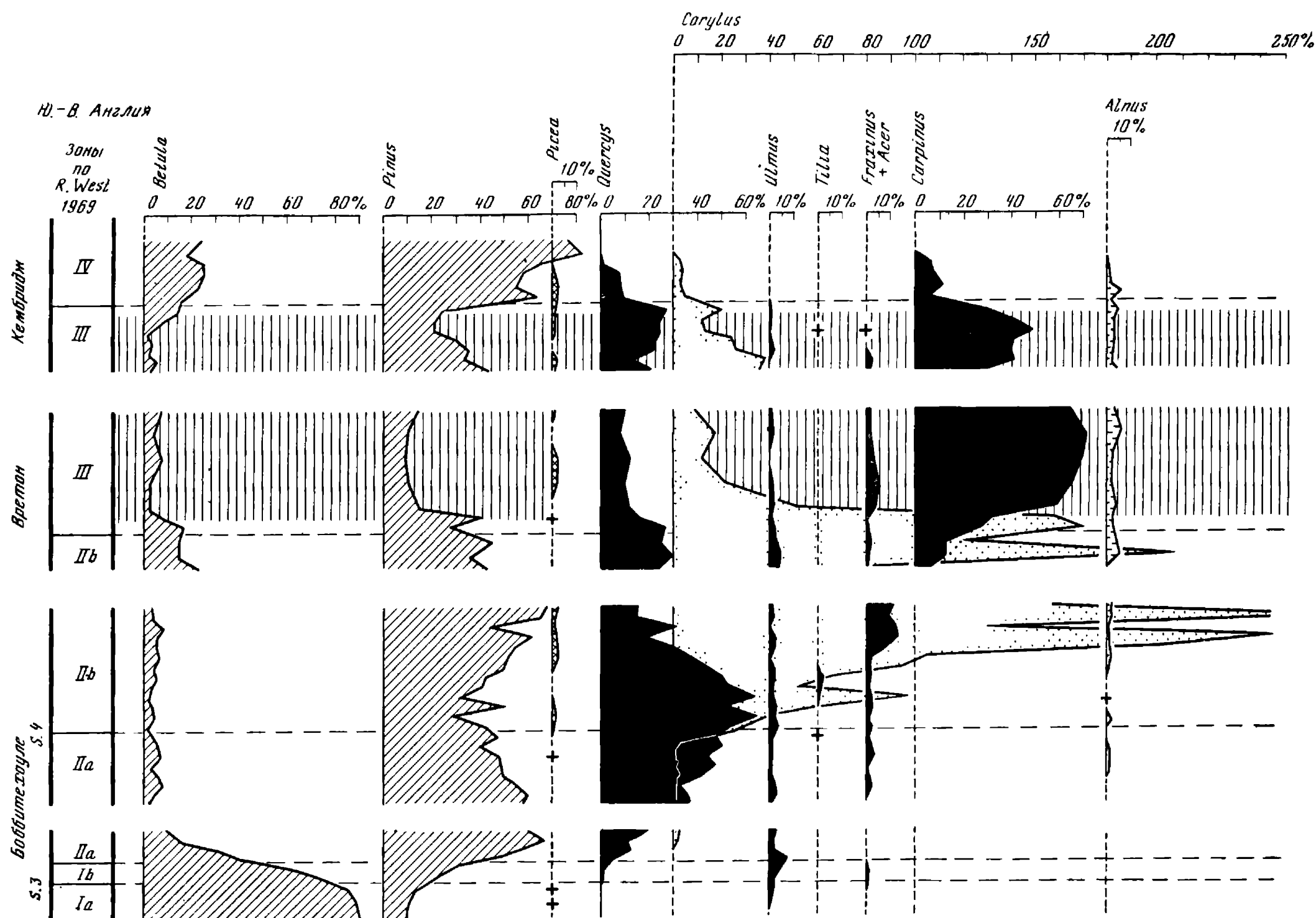
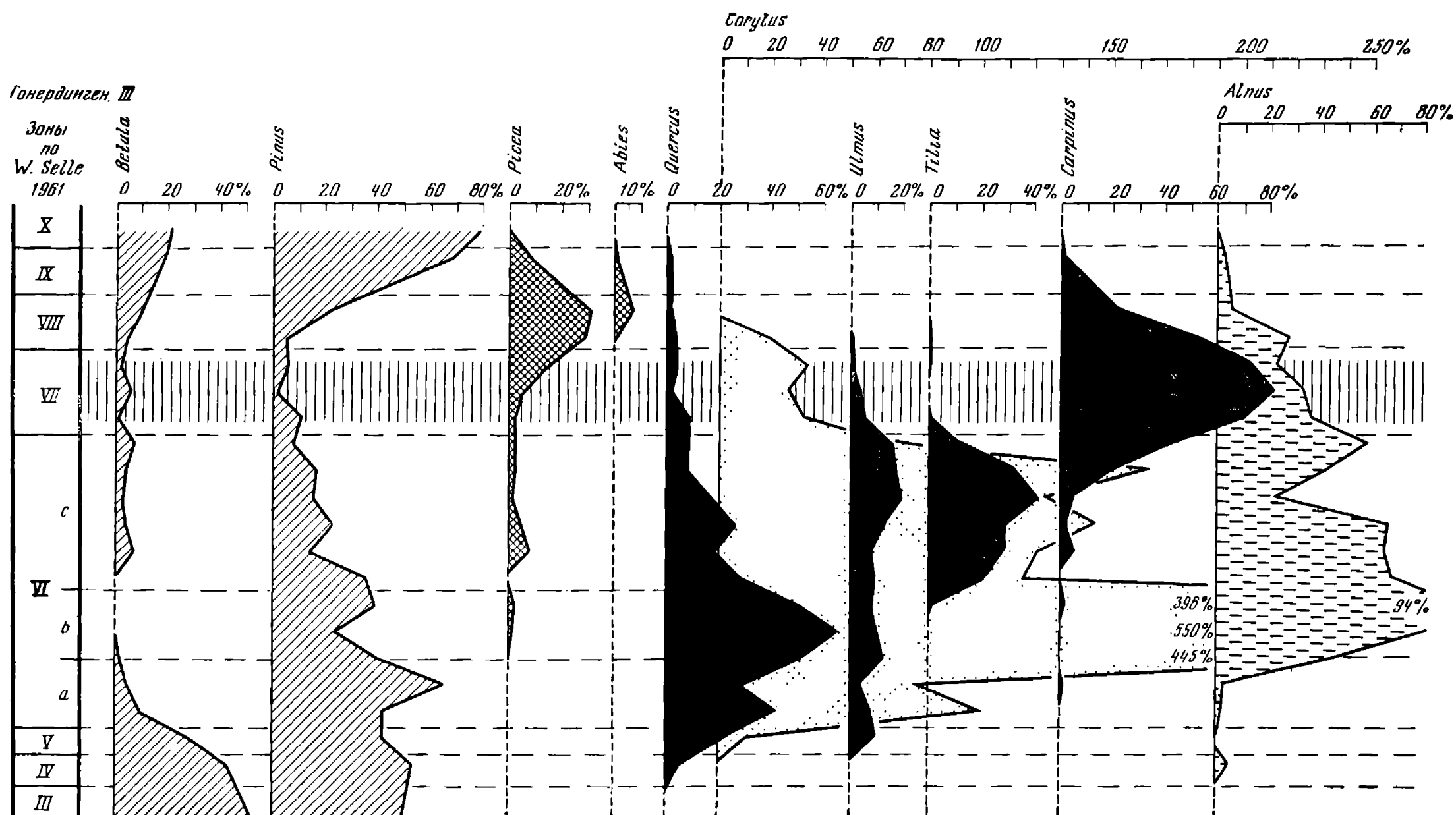


РИС. 55. Комбинированная пыльцевая диаграмма разрезов ипсевичих отложений в юго-восточной Англии: Боббитсхоул, разрезы 3 и 4 (West, 1957); Реттон (Sparks, West, 1970); Кембридж, Histon Road (Sparks, West, 1959); 01° восточной долготы

Полосой вертикальной штриховки здесь и на рис. 56—61 показана зона перехода от термоксеротической к термоигротической стадии межледниковой эпохи. AP — сумма пыльцы древесных пород; NAP — сумма пыльцы трав и кустарников; Sp — сумма спор

РИС. 56. Пыльцевая диаграмма земских отложений разреза Гонердинген III, северо-западная часть Северо-Германской низменности (по материалам Рейна) (Woldstedt et al., 1951); 10° восточной долготы



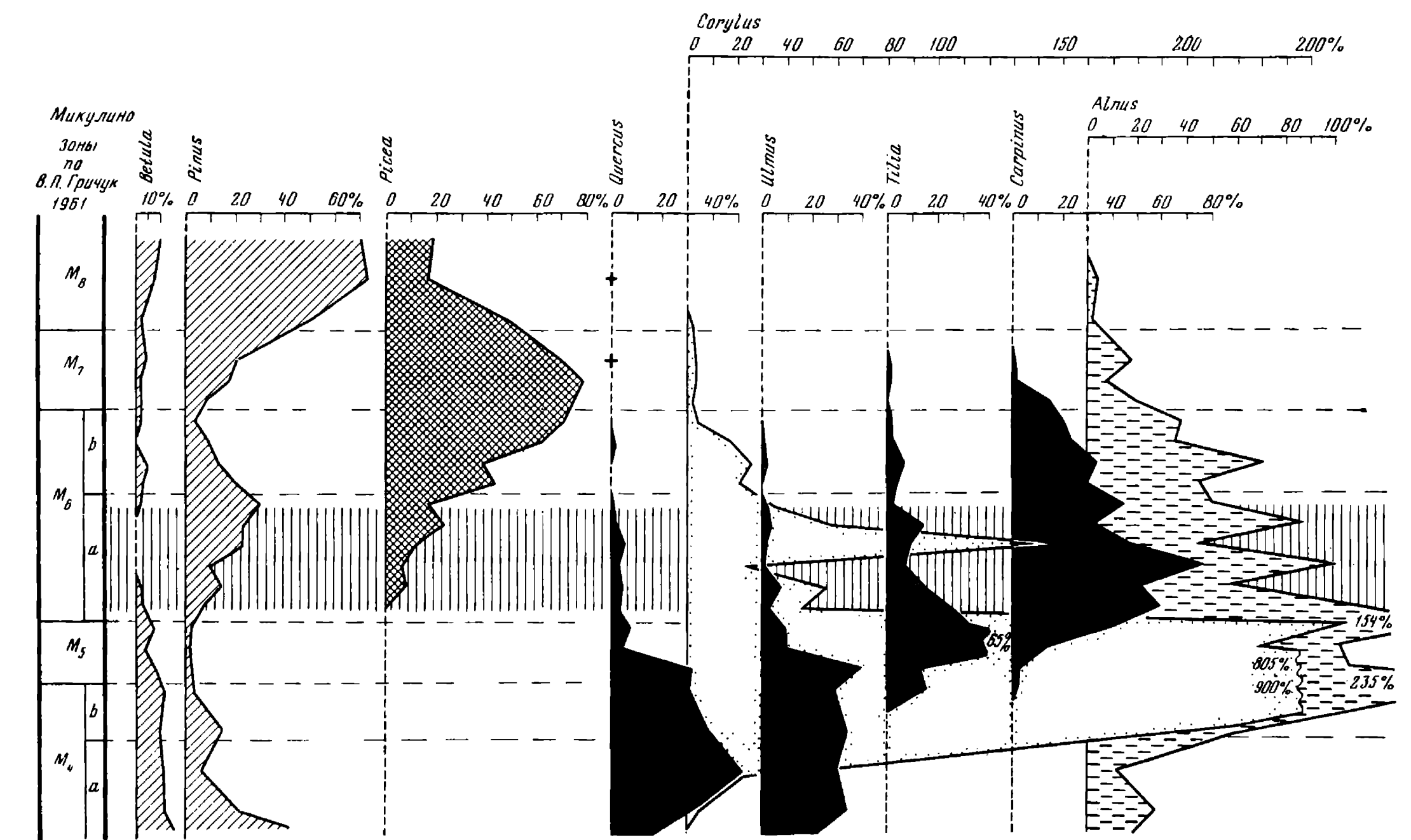


РИС. 57. Пыльцевая диаграмма микулинских отложений разреза в с. Микулино, западная часть Русской равнины (по материалам Гричука, 1961); 31° восточной долготы

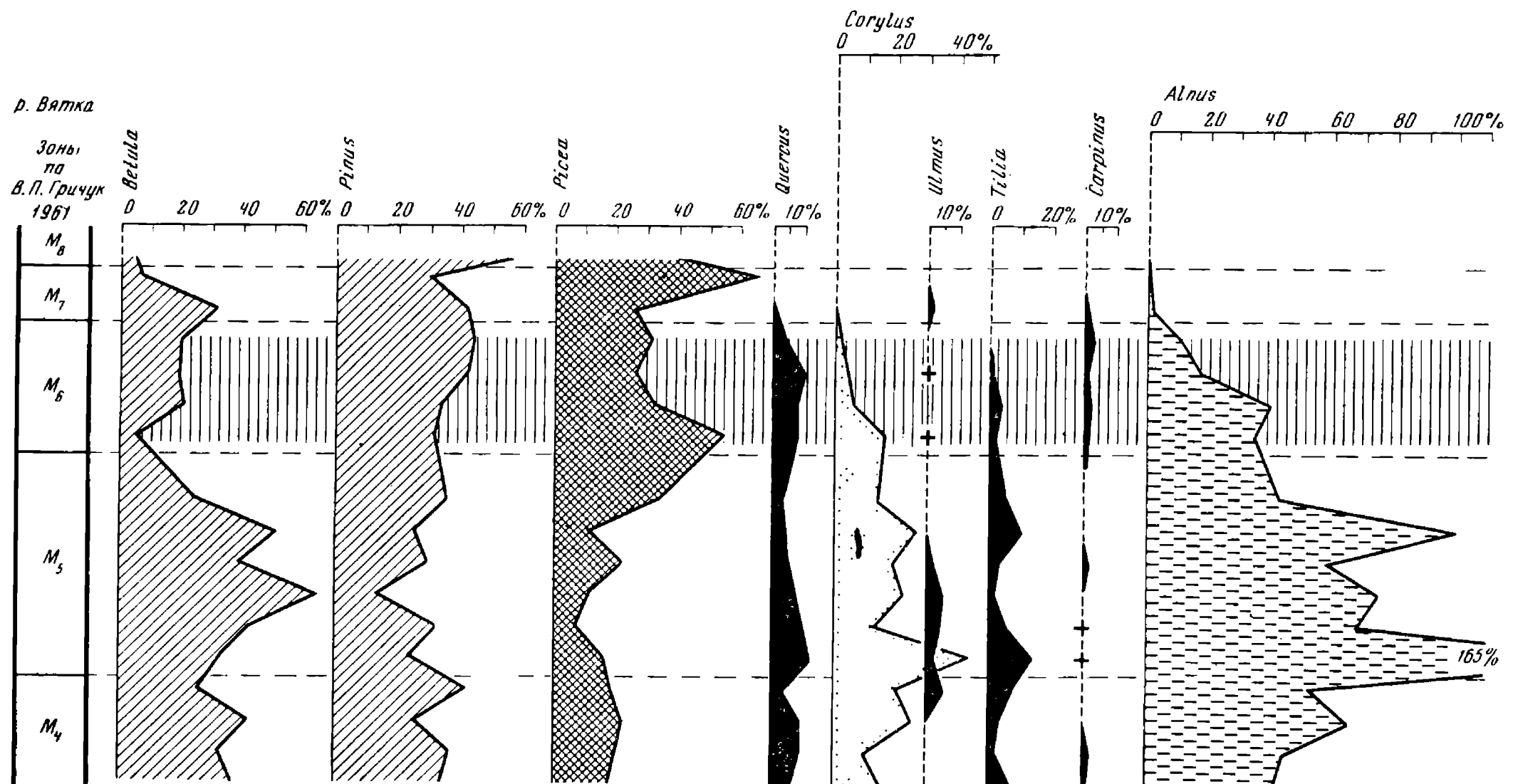


РИС. 58. Пыльцевая диаграмма разреза микулинских отложений на Вятке, у Суводи, восточная часть Русской равнины (по материалам Ивановой, 1966); 49° восточной долготы

Таблица 8. Сопоставление «пыльцевых зон» микулинского межледникового в среднемеридиональной части Европы (от 10 до 40° в. д.) *

Район Белого моря, Северодвинская впадина (микулинское межледниковье) [Плешивцева, 1972]	Ютландия (земское межледниковье) [Jessen, Milthers, 1928]	Баварское плоскогорье (земское межледниковье) [Jung et. al., 1972]	Эквивалентные зоны в центральной части Русской равнины
VIII — зона березы, ели и сосны	i — время сосны, ели и березы h — время ели и сосны		M ₈
VIII — зона ели (верхний максимум) и березы	g — время ели	11 — время ели и граба	M ₇
с — максимум граба*	f — время граба *	10 — время граба *	M ₆ *
VI — зона березы, ели и широколиственных пород	b — максимум вяза a — максимум дуба	9 — время граба и ели 8 — время EMW, орешника и тисса 7 — время максимума тисса 6 — время EMW, орешника и ели 5 — время EMW и орешника 4 — время дуба, вяза и ясеня	M ₆ M ₄
V — зона сосны и березы	d — время сосны и смешанного дубового леса c — время сосны и березы b — время березы	3 — время сосны, березы и вяза 2 — время сосны и березы	M ₃ M ₂
IV — зона ели (нижний максимум)	a — время субарктической тундры	1 — безлесное время	M ₁

* Звездочкой (*) отмечена зона, соответствующая тому этапу в истории растительности, для которого дана реконструкция растительного покрова (карта 9).

содержания их пыльцы) весьма наглядно отражает характернейшую черту отрезка времени, разделяющего две эпохи оледенений — постепенное нарастание, а затем такое же постепенное снижение теплообеспеченности, т. е. основной производной соллярного климата. С такой же ясностью отражается и одна из основных специфических особенностей микулинского межледникового: четкая смена господства ксерофильных (или субксерофильных) элементов растительности в первую половину межледникового и ее мезофильных компонентов — во вторую. Эта строгая дифференциация термоксеротической и термогигротической стадий не находит четкого выражения на диаграмме разреза около пос. Суводи, поскольку здесь не представлен начальный этап межледникового. Конечно, имеет значение и то обстоятельство, что наиболее легко фиксируемые индикаторы соответствующих изменений климата — ксерофильные и мезофильные широколиственные породы — в Вятском Заволжье уже не играли существенной роли в растительном покрове.

Очень ярко проявляется и такая черта, как различие роли разных древесных пород. Набор родовых типов в составе дендрофлоры в пределах всех территорий, к которым относятся рассматриваемые пыльцевые диаграммы, почти неизменен. Но последовательные увеличения роли каждой из представленных пород значительных амплитуд достигают только в средней части Европы: в западной части Русской равнины и на Северо-Европейской низменности. В приатлантической части Европы межледниковая история растительности сводится к последовательному господству только двух основных типов лесов: дубовых и грабовых (с большим или меньшим участием, возможно, самостоятельных сосновых формаций). В континентальной части Европы (в Заволжье) в течение всего межледникового господствующую роль играли хвойные породы и береза, причем ни одна из этих пород не достигала резко выраженного доминирования. Широколиственные же породы все время играли скромную роль, хотя в отдельные отрезки времени они, вероятно, и образовали самостоятельные формации.

Сходная картина различий в истории изменений растительности выявляется и в меридиональном направлении. В табл. 8 представлены схемы пыльцевых зон для района Белого моря, юго-восточной Ютландии и северных предгорий Альп (Баварское плоскогорье). Ее дополняют приведенные на рис. 59—61 типичные пыльцевые диаграммы микулинских, земских отложений из этих территорий: разреза отложений бореальной трансгрессии на р. Цебьюга в бассейне Мезени [Девятова, Лосева, 1964]; разреза озерных отложений — диатомитов и гиттий — около Холлеруп, западнее Рандерс, Ютландия [Jessen, Millthers, 1928] и разреза озерных отложений около Цайфена, южнее Зальцбурга, Бавария [Jung et al., 1972].

Диаграмма из разреза на р. Цебьюге (около 65° с. ш.) по-

казывает, что в пределах восточной части Северо-Европейского архипелага и прилегающих частей Европы изменения характера лесной растительности в течение межледниковой эпохи были сравнительно незначительными. Леса, в которых большую роль играла сосна (в начале межледникового), сменились смешанными березовыми лесами с елью и широколиственными породами, имевшими очень ограниченное распространение; к концу межледникового господствующее положение перешло к березовым лесам.

В Ютландии (Холлеруп, около 56° с. ш.), т. е. в южной части Северо-Европейского архипелага, климатический оптимум межледникового характеризуется господством смешанных дубовых лесов с орешником, наряду с которыми значительного распространения достигли формации с участием тисса (*Taxus baccata* L.). Во вторую половину оптимума их сменили грабовые леса с елью, в которых другие широколиственные породы и тисс имели явно подчиненное значение. В конце теплого времени здесь распространяются преимущественно сосновые леса.

Дальше к югу, в предгорьях Альп, на Баварском плоскогорье (Цайфен, 48° с. ш.) изменения лесного покрова становятся еще более сложными. Сосновые и березовые леса начала межледникового сменяются смешанными дубовыми и еловыми лесами, затем их вытесняют леса с преобладанием тисса, в свою очередь сменяющиеся лесами из граба, ели и пихты. К сожалению, заключительные этапы межледниковой эпохи в этом районе остаются пока не охарактеризованными.

Для территорий, лежащих дальше к югу, мы до сих пор располагаем лишь отрывочными данными по растительности микулинского межледникового. Результаты палинологического анализа отложений, заполняющих одну из межгорных котловин в районе г. Любляны, в западной части Югославии (46° с. ш.), позволили проводившему эти исследования А. Шерцелю [Sercelj, 1966] выделить в отложениях на глубине от 45 до 60 м с прослоем торфа, имеющим радиоуглеродную дату >51 000 (GrN-40), горизонты, относящиеся к ресс-вюрму. Во время накопления их нижней части в ближайшем районе явно господствовали сосновые леса с очень небольшим участием широколиственных пород. Присутствующая и в этих отложениях и выше по разрезу в небольших количествах пыльца ели, пихты и березы была несомненно продуцирована растительностью верхних горных поясов. Накопление средней части межледниковой толщи сопровождалось увеличением роли широколиственных пород — дуба, вяза, ясеня, клена и граба. Затем следует фаза, когда граб становится преобладающей породой, сохраняющей свое положение и в дальнейшем, когда наступает общее сокращение роли термофильных элементов и устанавливается снова господство сосновых лесов. Увеличение содержания пыльцы берез и сосен из подрода *Harpoxylon* (возможно, *Pinus sembra* L.)

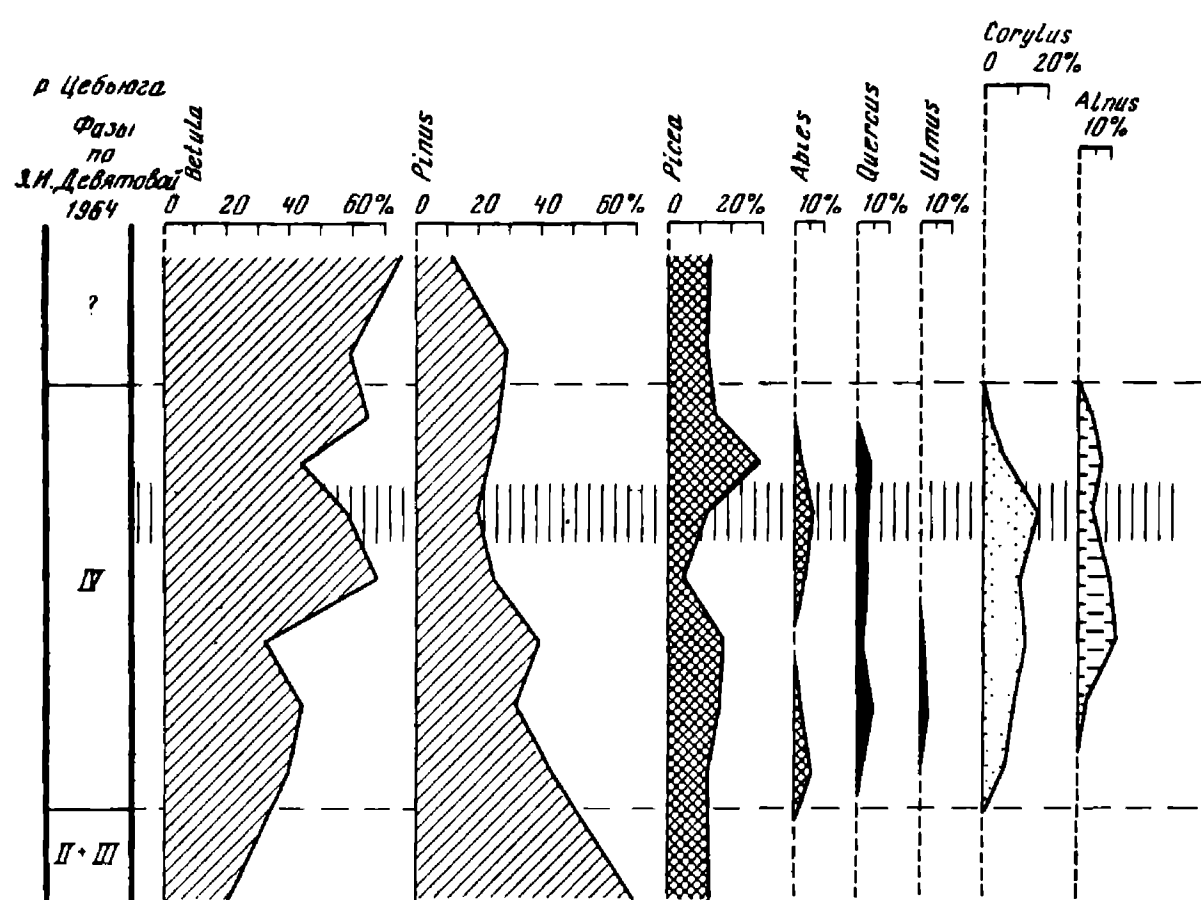
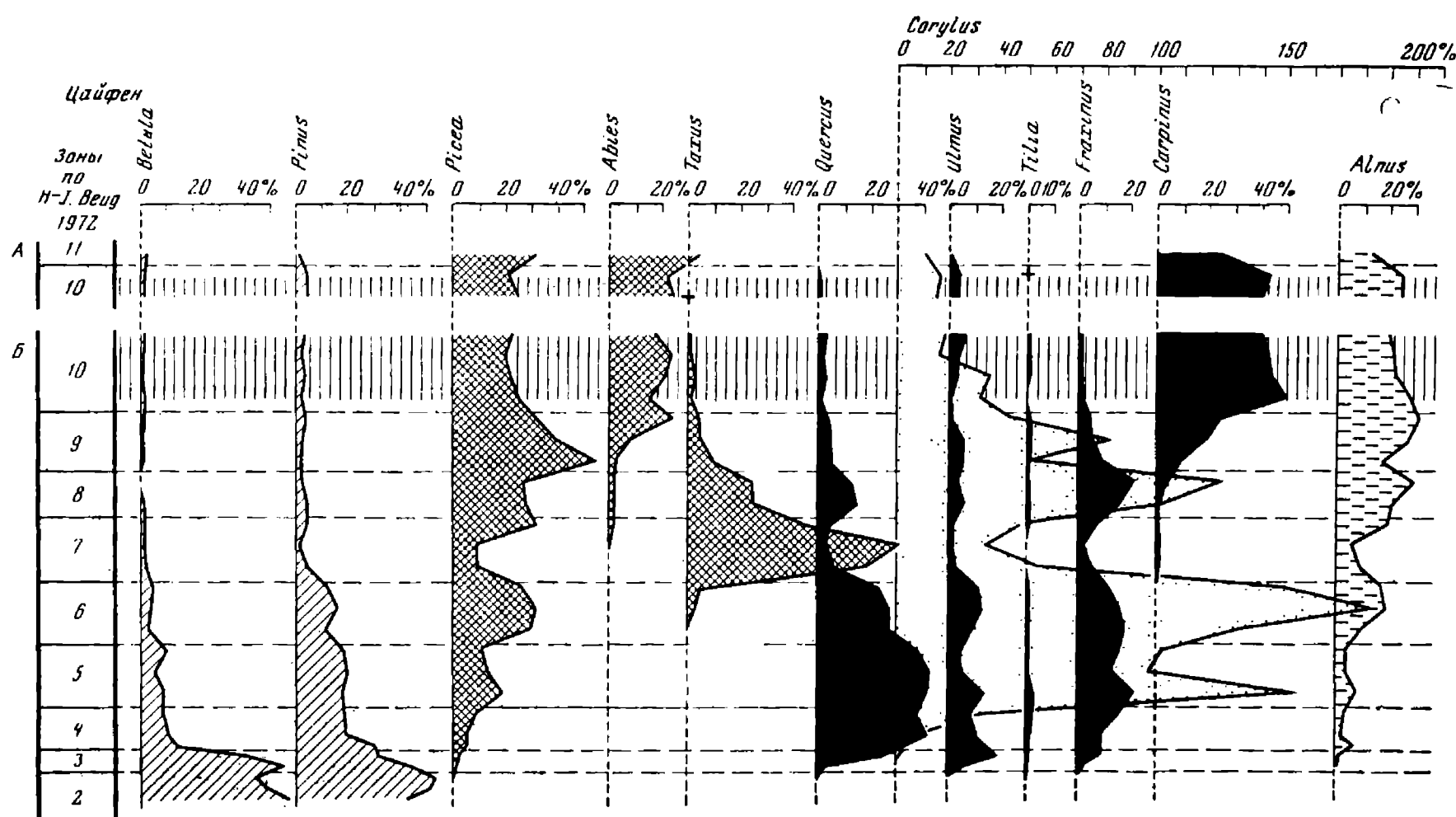
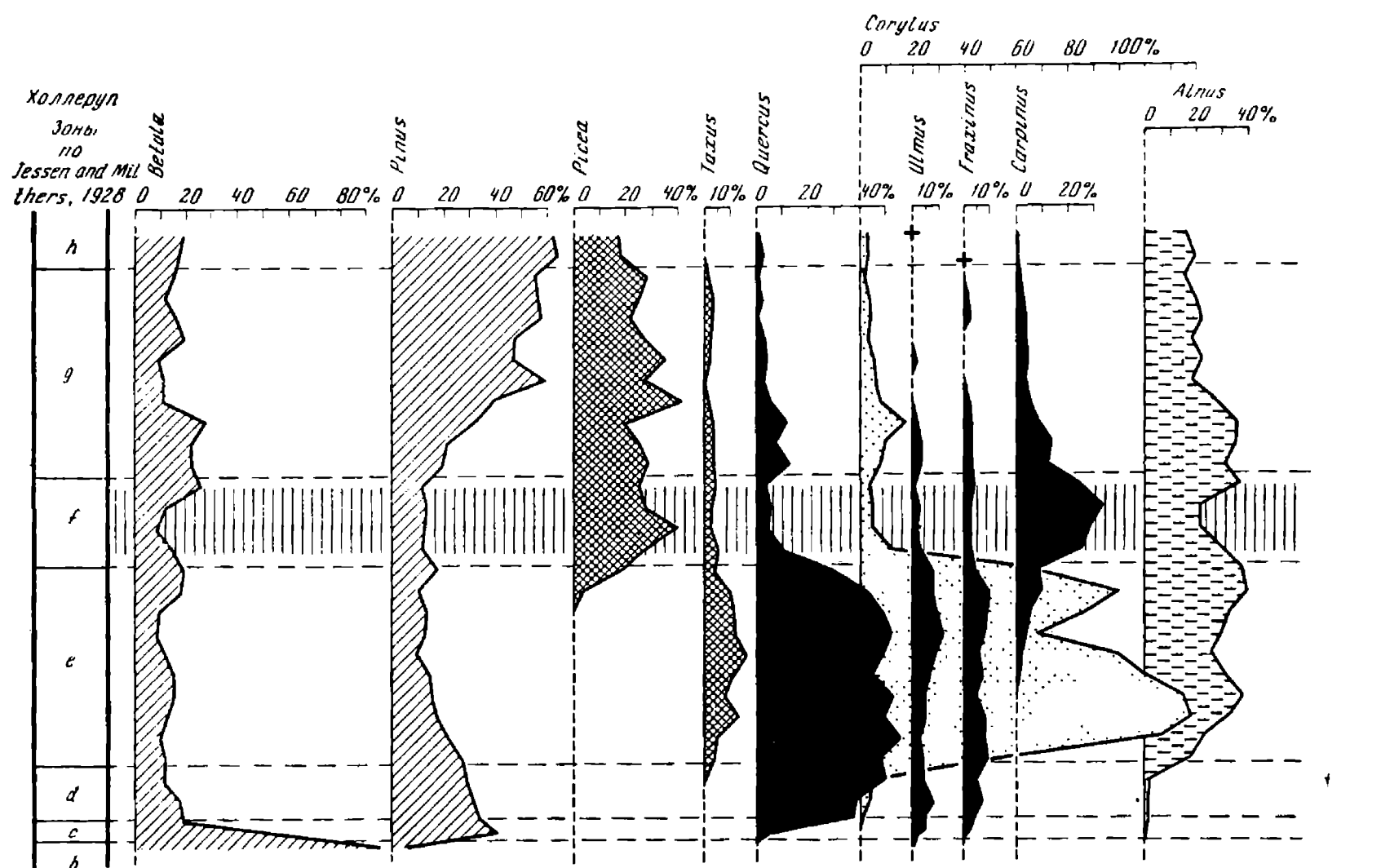


РИС. 59. Пыльцевая диаграмма разреза отложений бореальной трансгрессии на р. Цебыюге (приток Мезени), северная часть Русской равнины (по материалам Э. И. Девятовой; Девятова и Лосева, 1964), 65° северной широты

РИС. 60. Пыльцевая диаграмма разреза эемских отложений Холлеруп, п-ов Ютландия (по материалам Jessen, Milthers, 1928); 56° северной широты

РИС. 61. Пыльцевая диаграмма разреза эемских отложений у Цайфена, Баварское плоскогорье, абсолютная высота 427 м (по материалам Бойга [Jung et al., 1972]; 48° северной широты

А — разрез 1966 г. Б — разрез 1967



указывает, что к этому этапу относится снижение верхней границы лесного пояса гор и расширение группировок альпийского пояса.

Как показывают материалы по юго-восточной части Балканского п-ова, полученные при изучении отложений межгорной котловины Тенаги Филиппов (около 41° с. ш.), изменения состава лесной растительности в продолжение второй половины межледникового нашли свое отражение в основном в изменениях соотношения пыльцы только представителей родов *Pinus* и *Quercus* и степени облесенности территории в целом [Wijmstra, 1969].

Анализ палеоботанических материалов по более полно изученным разрезам, в частности и тем, диаграммы которых показаны на рис. 59—61, позволяет провести корреляцию выделяемых пыльцевых зон, показанную в табл. 8. Как и в предыдущей серии разрезов, здесь наиболее уверенно синхронизируется горизонт, соответствующий переходу от термоксеротической к термогигротической климатической стадии межледникового (на пыльцевых диаграммах этот горизонт обозначен полосой вертикальной штриховки).

Сопоставление имеющихся в литературе материалов, включая и представленные на рис. 55—61, показывает наличие определенной закономерности, хорошо выявляющейся при изучении и голоценовой истории растительности. Наиболее сложной, дифференцированной на максимальное число этапов была история растительного (лесного) покрова в центральной части Европы: от Среднерусской и Валдайской возвышенностей на востоке до западной окраины Северо-Европейской низменности — на западе. К северу от этой территории изменения растительного покрова были все менее и менее значительными из-за уменьшения роли термофильных элементов флоры. Это обстоятельство должно быть расценено как указание на то, что в данном случае решающее значение имело уменьшение теплообеспеченности, связанное с увеличением географической широты. Выявляющаяся меньшая сложность сукцессий растительности в более южных районах, по-видимому, отражает реальную картину, хотя, по имеющимся материалам, ее еще нельзя считать строго доказанной. Так как фактические данные указывают на уменьшение степени дифференциации растительности термоксеротической и термогигротической стадий, то можно думать, что здесь проявилось влияние уменьшения степени влажности климата в субсредиземноморской части Европы. Отмеченная меньшая степень сложности истории растительности приатлантической части Европы, очевидно, была связана с меньшими амплитудами климатических колебаний на этих территориях в позднем плейстоцене. Однако нельзя считать исключенным предположение, что, оперируя в основном данными об изменениях родового состава дендрофлоры, мы получаем сильно схематизированную характеристику существовавших здесь зональных типов растительного покрова. Что же касается «упрощения» истории растительности в континентальных районах к востоку от среднего течения Волги, то здесь, несомненно, отражаются реальные особенности — в бассейне Вятки и Камы роль всех типов формаций широколиственных лесов была незначительной и господствующая роль принадлежала бореальным элементам.

Продолжая сравнительный анализ палинологических материалов, нетрудно убедиться в том, что при всем разнообразии исторических изменений растительности в разных частях Европы на протяжении микулинского межледникового, устанавливается этап, когда пространственные различия растительного покрова были наименьшими. Таким этапом является время перехода от термоксеротической стадии к стадии термогигротической. Это явление хорошо отражено на диаграммах, представленных на рис. 55—61.

Пространственная характеристика растительного покрова Европы. Попытка пространственной реконструкции растительного покрова значительной территории оправдана при соблюдении прежде всего требования о том, чтобы изображаемые на соответствующей карте явления действительно относились к одному и тому же, притом достаточно узкому, хронологическому «срезу». Этому требованию в наибольшей степени соответствует отмеченный выше этап перехода от термоксеротической к термогигротической стадии межледникового, хотя его длительность сейчас не может быть оценена в абсолютном летоисчислении.

Картографирование именно этого этапа представляется оправданным и с принципиальных позиций: он соответствует времени максимальной теплообеспеченности, т. е. наиболее

характерной особенностью межледниковой эпохи, как таковой. Естественно, мы имеем все основания считать растительность этого времени наиболее репрезентативной для данной эпохи¹. Должно быть учтено также и то обстоятельство, что на большей части Северной Европы к этому же времени относится и максимум эемской, бореальной трансгрессии. Конкретно картографируемый хронологический «срез» относится ко времени зоны М₆ на Русской равнине и соответствующим ей зонам или их отрезкам в Западной Европе (см. табл. 7, 8). Эта зона, как соответствующая времени наибольшей теплообеспеченности, на территории всей Европы коррелируется с максимальной достоверностью.

Для реконструкции растительного покрова Европы были использованы все доступные автору опубликованные палеоботанические материалы. Критическое рассмотрение их позволило выделить в 170 пунктах слои, которые с достаточной степенью уверенности могли быть отнесены к выбранному хронологическому «срезу». Систематически проведенный фитоценологический анализ этих материалов дал возможность подойти к восстановлению растительности до уровня класса формаций. Весьма существенным дополнением к палеоботаническим материалам являются результаты флороценогенетического анализа современной растительности. обстоятельные исследования в этом направлении имеются по ряду территорий, в том числе по южной и юго-западной частям Европы. Здесь значение их особенно велико ввиду скудости палеоботанических данных.

Полученные результаты при учете данных о рельефе территории и литологии поверхностных отложений позволили представить реконструкцию растительности в виде карты, имеющей специальную нагрузку в объеме, сопоставимом с имеющимся на картах современной растительности сходного масштаба (т. е. 1:10 000 000). Учет эдафических условий и изображение фитоценологических образований, относящихся к узкому и строго синхронному отрезку геологической истории, делают ее несопоставимой с картой, опубликованной Френцелем [Frenzel, 1968].

Общая структура реконструированного растительного покрова выявляет наличие хорошо выраженной широтной зональности, лишь в небольшой степени осложненной влиянием горных территорий. Достаточно ясно проявляется и провинциальное расчленение, связанное как с особенностями исторического процесса формирования европейской флоры, так и с уменьшением океаничности климата в направлении с запада на восток.

Тундровая зона в своем типичном выражении в Европе в эту фазу климатического оптимума межледникового, по-видимому, полностью отсутствовала. Лишь на крайнем северо-востоке выявляется наличие редколесий, возможно, включавших какие-то формации тундрового типа растительности.

На большей части представленной на карте территории Европы была распространена лесная растительность, представленная двумя типами: бореальным и неморальным.

Бореальный тип растительности, помимо отмеченного выше редколесья на северо-востоке, был представлен в основном березовыми лесами. Имеющиеся в литературе очень скудные материалы позволяют думать, что горная часть южной Скандинавии, ее север и большая часть других островов Северо-Европейского архипелага были покрыты березовыми лесами, местами с участием еловых формаций. Южнее, примерно до 60° с. ш., а в бассейне верхнего течения Северной Двины и Вятки до 57° с. ш., были распространены березовые и еловые леса с большим или меньшим участием дуба, граба и вяза. Таким образом, по составу бореальные леса этого отрезка микулинской эпохи на данной территории существенно отличались от современных лесов этого типа, представленных в основном еловыми и сосновыми формациями. Ограниченность палеоботанических материалов не позволяет выявить все провинциальные различия бореальных лесов, которые в этой столь различной по своим природным условиям части Европы, вероятно, должны были иметь место.

Неморальный тип растительности, благодаря большому объему палеоботанических материалов реконструируется уже со значительно большей детальностью. По флористическому составу субдоминантов и эдификаторов достаточно определенно

¹ Это утверждение не является противоречием отмеченному выше положению, что флора и растительность микулинского межледникового отчетливо дифференцируются в процессе своего становления на термоксеротическую и термогигротическую стадии.

выделяется наличие пяти основных групп формаций широколиственных лесов. Приатлантическая группа включает формации грабовых и дубовых лесов в северо-западной части Европы, а центрально-европейская группа — формации грабовых лесов, в которых в большем или меньшем количестве присутствовали тисс и пихта (даже на равнинных территориях). На восток эти леса распространялись до Великопольской низменности и Восточных Карпат. Восточноевропейская группа объединяет также довольно значительное число формаций. В западной и северо-западной частях Русской равнины это были также грабовые леса с разным составом субдоминантов (но в ряде районов Белоруссии это были, возможно, и чистые грабовые ценозы), а на юго-западе ее и в восточной части — смешанные широколиственные леса с грабом, дубом и липой. Присредиземноморские и евксинские формации выявляются по признаку полидоминантности лесных сообществ, в которых были представлены и такие породы, как каштан, дзельква, каркас и другие. Так как объем палеоботанических материалов по соответствующим территориям незначительный, то для установления ареалов этих формаций были использованы результаты флороценогенетического анализа современной растительности [Малеев, 1940].

На севере граница распространения неморальных формаций лежала на 5—6° севернее границы современной зоны широколиственных лесов, а южная примерно на 1—2° южнее. Формации буковых и чистых дубовых лесов, столь характерные для современной растительности Западной Европы, в это время полностью отсутствовали. Бук в тех районах, где отмечаются единичные находки его пыльцевых зерен, очевидно, имел совершенно подчиненное значение в составе лесных ценозов. Господствующее положение занимали формации, в которых роль доминанта принадлежала грабу (*Carpinus betulus* L.) — виду, который в настоящее время выступает лишь как субдоминант в широколиственных лесах и в первичных ассоциациях самостоятельного значения не имеет [Сочава, Семенова-Тян-Шанская, 1956]. Весьма своеобразной чертой, установленной работами последних лет, является широкое распространение тисса (*Taxus baccata* L.) как в равнинных лесах на территории Северо-Европейской низменности, так и в горных системах центральной части Европы [Averdick, 1967; Behre, 1969; Jung et al., 1972].

На юге Русской равнины и на Среднедунайской низменности был распространен лесостепной тип растительности, представленный двумя группами формаций: центральноевропейской и восточноевропейской. Здесь роль граба в составе широколиственных лесов также была больше, чем в настоящее время, и сами эти леса распространялись на значительно большем пространстве. Типичные степи на территории, для которой выполнена реконструкция растительного покрова, полностью отсутствовали.

Анализ предлагаемой реконструкции растительного покрова Европы в экстремальную фазу климатического оптимума микулинской эпохи (время максимальной теплообеспеченности) позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Общий план зональной структуры растительного покрова Европы был в целом сходен с современной. Основное отличие сводится к смещению границы лесной области к северу и к югу от современного положения.

2. По своему составу лесная растительность (по составу доминантов и характеру образованных ими ценозов) существенно отличалась как от современной, так и от лесной растительности эпохи климатического оптимума голоцена. Различия эти значительны как в формациях бореального типа растительности, так и в формациях неморального типа. Из этого следует, что широко распространенный взгляд на современную растительность как на дериват межледниковой растительности, обедненной за счет выпадения некоторых ее термофильных элементов (или просто сокращения их роли), не отвечает положению вещей. Современная растительность с точки зрения состава слагающих ее ценозов — это образование новое, почти полностью возникшее уже после эпохи валдайского оледенения, на протяжении голоцена.

3. Изменения в характере лесов по направлению от атлантического побережья к востоку с большой определенностью показывают, что нарастание степени континентальности климата в восточном направлении в глубь Европы в рассматриваемый отрезок эпохи микулинского межледниковья было значительно меньше, чем в настоящее время. Вероятно, эта особенность климата Европы имеет какую-то связь с существованием

обширных эпиконтинентальных морских бассейнов на севере страны. Однако преобладающее значение имели, вероятно, общие палеогеографические условия (особенности циркуляции атмосферы и др.).

Эпоха максимальной стадии валдайского оледенения (карта 10)

Максимальная стадия валдайского (вислинского) оледенения в восточной части Европы обозначается как бранденбургская или бологовская. На территории Англии и Ирландии она до сих пор не получила общего названия, и исследователи этих стран пользуются рядом местных названий. Геохронологические данные (сочетающиеся с палеоботаническими материалами), которые позволили бы с достоверностью ее датировать, до сих пор отсутствуют. На основании сопоставления результатов варвометрических исследований и радиоуглеродных определений возраст этой стадии оледенения обычно оценивается около 20 тыс. лет назад [Серебрянный, 1965; Кинд, 1969; Вайтекунас, Пуннинг, 1970].

На рассматриваемой части Европы палеоботанически охарактеризованные отложения с датами, близкими к этому времени, известны в очень небольшом числе пунктов. В силу этого необходимые корреляции приходится основывать на результатах анализа палеоботанических, геологических и геоморфологических материалов. Детальные палеоботанические исследования, выполненные в последние годы на северо-западе Русской равнины, позволяют считать, что максимальная стадия валдайского оледенения во времени близко совпадает с переходом от криогигротической к криоксеротической климатической стадии ледниковой эпохи [Гричук, 1969б]. По этому признаку в достаточно полно изученных разрезах отложений перигляциальной области можно выделить горизонты, относящиеся к этой эпохе. Следует однако отметить, что, хотя по верхнеледниковым отложениям перигляциальной зоны опубликовано большое количество палеоботанических материалов, они далеко не всегда обеспечивают возможность применения флористического анализа.

Реконструкция очертаний Европы в эпоху максимальной стадии валдайского оледенения. В соответствии с представлениями, базирующимися на большой сумме геологических и геоморфологических материалов, положение береговой линии в эту эпоху в западной и южной частях Европы довольно близко совпадает с современной изобатой 100 м [Fairbridge, 1960; Woldstedt, 1961]. Но на северо-западе и севере Скандинавии и дальше на восток она, возможно, проходила ближе к современной изобате 200 м [Holtedahl, 1953; Стрелков, 1961].

В Черноморской котловине к этому времени относится глубокая регрессия — возникновение опресненного Новоэвксинского бассейна (синхронность его данной эпохе основывается на ряде радиоуглеродных датировок, полученных советскими и американскими исследователями). Уровень воды этого бассейна находился на 50—60 м ниже современного уровня Черного моря, и Азовское море, по-видимому, не существовало [Мура-тов, 1960]¹. Мраморное море, очевидно, было также изолированным от Средиземного моря и имело небольшую соленость, поскольку через него происходил сброс опресненных вод из Новоэвксинского бассейна.

Северо-западную часть Европы, имевшую по сравнению с настоящим временем значительно менее расчлененные очертания, покрывал мощный Европейский ледниковый покров. На большей части северо-западной и северной периферии этого покрова материковые льды выходили в Атлантический океан и Норвежское море. Однако имеются достаточно многочисленные палеоботанические и биогеографические данные, показывающие, что здесь в ряде районов оставались не покрытые льдами участки суши. Такие участки выявляются на северо-востоке Великобритании и на Гебридских островах [West, 1969]. Очевидно, не полностью были покрыты льдами Оркнейские и Шетландские острова, а также северная часть Исландии с прилегающими к ним участками современного мелководного шельфа [Einarsson 1963]. По данным, приводимым Хольтедалем [Holtedahl, 1952], очень небольшие необледененные участки (помимо

¹ Имеются данные, позволяющие А. Б. Островскому считать, что регрессия была менее значительной — на 25—28 м [Островский, 1971].

нунатак) были и на северо-западном и северном побережьях Скандинавского полуострова. В максимум регрессии океана эти участки, естественно, должны были иметь значительно большие размеры.

Не покрытые материковыми льдами районы, несомненно, имелись и на осушавшемся при понижении уровня океана баренцевоморском участке европейского шельфа. На это, помимо геологических данных [Лаврушин, 1969] в первую очередь указывают обширные флористические материалы, приводимые в работах Е. Хультена [Hulten, 1937, 1958], А. И. Толмачева [Толмачев, Юрцев, 1970] и других исследователей флоры Арктики. Материалы эти разнообразны по характеру и относятся к области географии растений, систематики и карпологии. В качестве примера можно указать хотя бы на факт существования значительной группы эндемичных видов, распространение которых ограничено Шпицбергом, островами Норвежского моря, севером Шотландии, северо-западом и севером Скандинавии. Эти виды обитают только в составе определенных растительных группировок, приуроченных к местам с наиболее суровыми микроклиматическими условиями. Отсутствие этих видов в других районах Европы исключает предположение об их миграции в послеледниковое время из каких-то других территорий, а строгая фитоценотическая приуроченность — возможность заноса их водой, птицами или другими случайными факторами. Из этого следует, что данные виды являются реликтами растительности, распространявшейся на необледеневших участках осушенного шельфа северо-западной и частично северной периферии ледниковых покровов. Эти представления находят подтверждение в результатах палинологического и диатомового анализа позднеледниковых отложений северной части Шпицбергена [Huvä-
rinen, 1970] и о-ва Медвежий [Huvä-
rinen, 1968].

Изучение позднеледниковой истории растительности северной Шотландии показало, что заселение этой территории после стаивания ледникового покрова происходило путем миграции растений не с юга, а с северо-запада, со стороны Гебридских островов [Sparks, West, 1972]. Эти материалы показывают, что сохранявшиеся здесь необледеневавшие участки суши имели достаточно большие размеры. Аналогичная картина вырисовывается по результатам палинологического изучения озерных осадков и в отношении крайнего севера Скандинавского полуострова [Huvä-
rinen, 1975].

Однако, несмотря на обилие подобного рода фактов (значительная часть их установлена уже давно), многие исследователи, учитывающие лишь геологические данные, до сих пор придерживаются мнения о широком и сплошном оледенении северо-западной и северной окраины Европы и баренцевоморского шельфа.

Общая характеристика последовательных изменений растительного покрова в разных частях Европы. Несмотря на все методические трудности и значительно меньший по сравнению с данными по межледниковым флорам объем палеоботанической информации, в настоящее время все же возможно дать общую характеристику растительного покрова северной части Европы в эпоху максимума позднего валдайского (вислинского) оледенения. Придерживаясь плана изложения материалов по эпохе микулинского межледниковья, кратко рассмотрим изменения растительности в разных частях Европы, а затем — результаты реконструкции растительного покрова для определенного «хронологического среза». В качестве такового естественно принять время перехода от криогигротической к криоксеротической климатической стадии. Основанием для выбора именно этого отрезка времени является не только то обстоятельство, что он по всем данным отвечает максимальной стадии оледенения [Гричук, 1969б]. При всей вероятности такого сопоставления корреляция эта пока не может считаться строго доказанной для всей Европы. Но этот отрезок времени безусловно отражает эпоху с наименьшей степенью теплообеспеченности [Гричук М. П. 1960]. Поэтому соответствующие ему физико-географические условия, в том числе и характер растительности, мы можем считать наиболее репрезентативными для эпохи оледенения.

Несмотря на значительное число исследований, посвященных палеоботаническому изучению отложений позднего валдайского, вислинского оледенения (вюрм III), мы все же еще далеки от возможности характеристики изменений растительности на протяжении всей эпохи в целом. В проксимальной части перигляциальной зоны практически неизвестны пункты, в которых осадконакопление шло бы непрерывно в течение всей

эпохи. Как правило, все изученные здесь разрезы являются крайне фрагментарными. В дистальной же ее части более или менее непрерывные (или считающиеся непрерывными) разрезы лёсовой толщи, известны, но палеоботаническая характеристика всех их очень неполна.

Представление о последовательных изменениях растительности в северной части перигляциальной области на протяжении времени, близкого к максимуму оледенения, дают палеоботанические материалы, полученные по разрезу озерных отложений около г. Иваново, в бассейне верхней Волги (на карте — точка № 42). Верхние 3,5 м этой толщи относятся к голоцену, лежащие ниже слои — к эпохе последнего оледенения. На рис. 62 представлена спорово-пыльцевая диаграмма верхневалдайских отложений, построенная по результатам анализа, выполненного Л. В. Калугиной и М. Х. Монозон.

Фитоценотическая интерпретация полученных данных показывает, что за время накопления изученной толщи выявляется шесть фаз в изменениях растительности окружающей территории.

I — фаза еловых и сосново-березовых лесов с небольшим участием широколиственных пород (дуба и липы с орешником);

II — фаза умеренно мезофильных сосновых и смешанных хвойно-березовых лесов и сфагновых болот с ерниковыми группировками;

III — фаза островных елово-березовых и сосновых лесов (с *Lycopodium alpinum* L.) и луговых сообществ с *Botrychium boreale* (Franch) Milde;

IV фаза луговых степей с елово-березовыми и сосновыми лесами и солонцеватых лугов (с *Atriplex tatarica* L.);

V — фаза комплексной криоксерофильной растительности — сочетание степных группировок (с *Ephedra distachya* L. и *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M.), тундровых кустарниковых сообществ (с *Lycopodium alpinum* L. и *Selaginella selaginoides* (L.) Link с ограниченным участием элементов солончаковой растительности (с *Echinopsilon* sp.);

VI — фаза безлесной криоксерофильной растительности с господством степных группировок (с *Artemisia laciniata* Willd. и *Kochia prostrata* (L.) Schrad.) с присутствием солончаковых формаций (с *Salicornia herbacea* L., *Salsola foliosa* (L.) Schred. и др.) и элементов тундровой растительности (с *Lycopodium alpinum* L.).

С фазами III—VI связано широкое распространение сообществ пионерной растительности мезофильного (фаза III) и ксерофильного характера (фазы IV—VI).

Анализ экологических особенностей видов, представленных в описываемом разрезе, и количественных соотношений компонентов спорово-пыльцевых спектров показывает, что фазы I, II и III относятся к криогигротической стадии ледниковой эпохи, а V фаза (с обилием ксерофитов и галофитов) — к криоксеротической стадии (см. рис. 62). Фаза IV представляет переход между этими двумя стадиями. Как уже отмечалось, обобщение палеоботанических материалов по верхневалдайским отложениям северо-запада Русской равнины позволяет уверенно сопоставлять эту переходную фазу со временем максимальной стадии оледенения. Таким образом, несмотря на отсутствие радиоуглеродных дат для данного разреза, стратиграфическое положение представленных в нем слоев определяется достаточно надежно.

Зафиксированные в описанном разрезе изменения растительности, по-видимому, достаточно типичны для приледниковой части перигляциальной зоны валдайского оледенения. Эти изменения сводятся к постепенной деградации лесного типа растительности и возникновению в эпоху максимальной фазы оледенения ландшафта, по облику близкого к луговым степям с сосновыми и елово-березовыми колками. От современных луговых степей эти степи отличались прежде всего значительным распространением галофильных формаций, что указывает на начавшееся грунтовое засоление. В последующую эпоху деградации оледенения облесенность территории еще больше сокращается и возникает еще более своеобразная криоксерофильная растительность комплексного характера, в которой сочетались элементы тундровой, степной и галофильной (солончаковой) растительности. Весьма показательно, что все представленные в описанном разрезе (скв. 63 около Иванова) ксерофиты и галофиты являются микротермами: хотя они и широко распространены на равнинах Казахстана и в Средиземноморье,

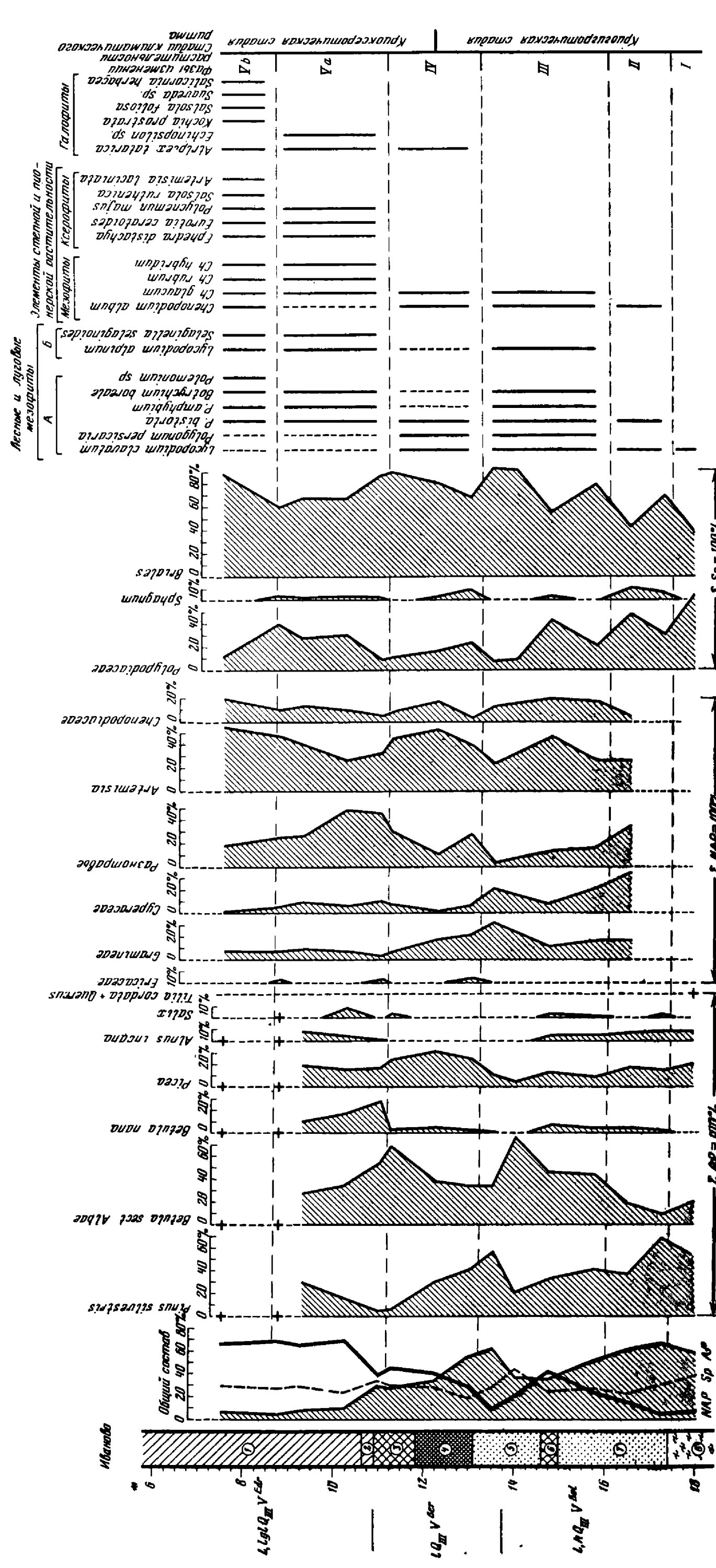


РИС. 62. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза верхневалайских отложений (скв. 63 у г. Иваново), центральная часть Русской равнины (по материалам Л. В. Калугиной и М. Х. Моносова)

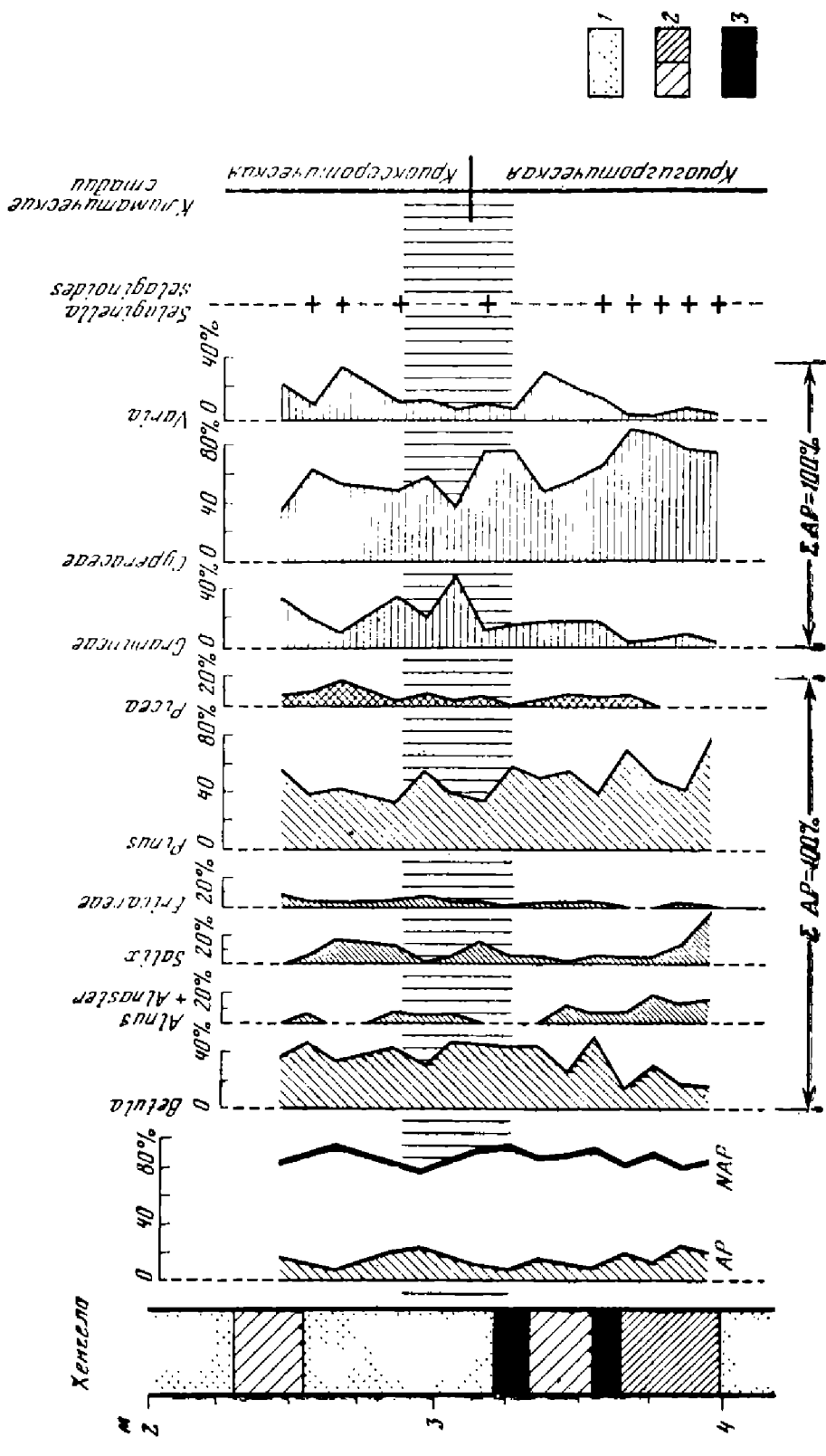


РИС. 63. Пыльцевая диаграмма разреза отложений верхнего тубанта у г. Хенгело, западная часть Северо-Германской низменности (по материалам Флорингера (Vierk, Florschütz, 1953); 6°40' восточной долготы)

но в горах Памира и Тянь-Шаня поднимаются до высоты 3500—3900 м.

В силу ряда причин мы в настоящее время еще не располагаем детальными палиностратиграфическими схемами отложений эпох валдайского оледенения, подобными приведенным ранее для отложений микулинского межледниковья. Поэтому попытка характеристики особенностей изменений растительности в разных частях Европы может основываться на сопоставлениях только спорово-пыльцевых диаграмм конкретных разрезов, диаграмм, которые могут считаться характерными для того или иного района. При этом возможно сопоставить данные лишь за сравнительно непродолжительные отрезки времени, предшествующие и последующие выбранному нами основному хронологическому «срезу».

В качестве опыта широтной корреляции рассмотрим спорово-пыльцевые диаграммы трех разрезов, расположенных на расстоянии от 250 до 350 км от границы максимального распространения льдов валдайского оледенения. Все они находятся в пределах полосы приледниковой растительности, в виде концентрической зоны окаймлявшей Скандинавский ледниковый щит в его бологовскую (бранденбургскую) стадию.

Крайний западный разрез у Хенгело, район «Oilharbor» в Голландии (6°40' в. д.), относится к отложениям верхнего тубанта [Vlerk, Florschütz, 1953]. На рис. 63 представлена диаграмма верхней части разреза толщи водных осадков, заполняющих обширный «бассейн Хенгело». В нижней части толщи в ряде мест имеются торфянистые прослои, для которых получены радиоуглеродные даты порядка 30 тыс. лет назад [Zagwijn, 1974]. Несмотря на мало изменяющийся состав спорово-пыльцевых спектров, анализ всей суммы полученных Флоршютцем палеоботанических материалов позволяет наметить на глубине около 3 м зону, выше которой соотношение между мезофильными и ксерофильными элементами меняется в сторону увеличения роли последних. К этой зоне, очевидно, отмечающей переход от криогигротической к криоксеротической стадии, относится распространение ландшафта с господством травянистых формаций типа субарктических лугов. Имеются основания полагать (исходя из аналогии с современными спорово-пыльцевыми спектрами арктических островов), что те небольшие количества пыльцы древесных пород (березы, сосны и ели), которые найдены в этих отложениях, являются результатом дальнего ветрового заноса. Но пыльца таких растений, как вересковые, злаки, осоки и споры *Selaginella selaginoides* (L.) Link, несомненно, является продукцией местной растительности, так как многочисленными исследователями установлена незначительная летучесть. Присутствие этих растений противоречит довольно часто встречающейся в литературе трактовке растительности на территории Бельгии и Голландии в эпоху максимума вислинского оледенения, как имевшей характер полярной пустыни.

Диаграмма следующего разреза — Подглембоке (около 23° в. д.) относится также к толще озерных отложений, накопление которых, по геолого-геоморфологическим данным, должно быть отнесено ко времени максимальной стадии северопольского оледенения, вероятнее всего. Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что накопление этой толщи, начавшееся в условиях значительной облесенности территории, продолжалось в фазу развития ландшафта лесостепного облика с сосновыми, березовыми и лиственничными лесами, сменившимися затем ландшафтами со значительно меньшей степенью облесенности (рис. 64). Анализ приведенных по этому разрезу палеоботанических материалов позволяет разделить толщу осадков на слои, относящиеся к криогигротической и криоксеротической стадиям. На диаграмме часть толщи, относящаяся к криоксеротической стадии, выделяется по появлению пыльцы *Ephedra* и *Helianthemum*. Зона перехода здесь отмечена существованием своеобразных ландшафтов редколесий с участием тундровых и степных группировок.

Диаграмма крайнего восточного разреза (около 39° в. д.) получена в результате спорово-пыльцевого анализа отложений из основания первой надпойменной террасы Оки у с. Беломут, изученного А. А. Асеевым [Асеев, 1959]. По всей сумме геолого-геоморфологических данных формирование верхнего горизонта аллювия первой надпойменной террасы (лежащего выше уреза реки) в Окском бассейне относится к эпохе валдайского оледенения. Из состава спорово-пыльцевых спектров (рис. 65) следует, что накопление нижних слоев изученного разреза происходило в условиях существования смешанных

елово-сосновых лесов северотаежного типа, уже не содержащих термофильных элементов, свойственных современным лесам этой территории. В последующем степень облесенности начинает уменьшаться и в растительном покрове начинает заметно увеличиваться роль травянистых формаций с участием маревых и полыней. Эти изменения привели к возникновению растительности, по своему характеру близкой к луговым степям с березовыми и сосновыми лесами. В составе травянистых растений роль маревых еще больше усилилась, что в условиях долины Оки могло быть связано только с возникновением поверхностного засоления грунтов. Анализ количественных соотношений компонентов спорово-пыльцевых спектров и имеющихся (хотя и очень скудных) флористических материалов показывает, что эта фаза лесостепной растительности отмечает собой переход от криогигротической к криоксеротической стадии оледенения, и, следовательно, соответствует максимальной фазе валдайского оледенения.

Сопоставление приведенных на рис. 63—65 спорово-пыльцевых диаграмм позволяет сделать, помимо ряда фитоценологических обобщений, два вывода общепалеогеографического характера.

1. Растительность в приледниковой зоне в эпоху максимальной стадии валдайского оледенения имела сходный характер на огромном протяжении с востока на запад; выявляющиеся здесь различия совершенно несопоставимы с различиями в характере растительности межледниковой эпохи (это можно легко установить, сравнив диаграммы на рис. 55—58 и 63—65).

2. Различия в составе растительности криогигротической и криоксеротической стадий ледниковой эпохи, хорошо выраженные в восточном секторе перигляциальной области — в центре Русской равнины и на Великопольской низменности, в западном ее секторе становятся менее отчетливы и на территории Голландии выражены уже очень слабо.

Это можно расценивать как свидетельство значительного уменьшения континентальности климата в приатлантической части Европы.

Опыт меридиональной корреляции изменений растительности иллюстрируют спорово-пыльцевые диаграммы, приведенные на рис. 66—68. Эти диаграммы относятся к пунктам, расположенным у самого края Скандинавского ледникового покрова (д. Покровская), на расстоянии около 350 км от него (с. Араповичи) и около 1000 км (с. Шипотель в Южных Карпатах).

В разрезе у д. Покровская на р. Пучка (вблизи оз. Кубенское, около 60° с. ш.) вскрывается толща озерных суглинков и песков, перекрытая мореной максимальной стадии валдайского оледенения, которая выклинивается всего в 15—10 км южнее этого пункта. Накопление всей толщи происходило без существенных перерывов, судя по тому, что все они, включая и морену, связаны постепенными переходами. В суглинках, на 2 м ниже морены, имеется прослой растительного детрита, для разных фракций которого были получены две близкие радиоуглеродные даты: $21\,410 \pm 150$ (ЛУ—18 В) и $21\,880 \pm 110$ (ЛУ—18 А) [Арсланов и др., 1971]. По этому разрезу опубликованы результаты спорово-пыльцевого анализа и определений макроостатков [Колесникова, Хомутова, 1971]. На рис. 66 приведена в сокращенном виде спорово-пыльцевая диаграмма, составленная по данным В. П. Гричука, Э. М. Зеликса и М. Х. Монозон, повторно анализировавших отложения этого разреза. Разрез у д. Покровской представляет большой интерес прежде всего потому, что здесь впервые получены материалы, характеризующие растительность, существовавшую непосредственно у края ледника в его максимальную стадию. Здесь определено в общей сложности 38 видов цветковых и споровых растений, распределение которых по разрезу, а также особенности в содержании пыльцы некоторых компонентов позволяют выделить на расстоянии около 1 м ниже подошвы морены зону перехода от криогигротической к криоксеротической стадии оледенения (на диаграмме эта зона отмечена полосой вертикальной штриховки). Горизонт, относящийся к криоксеротической стадии, выделяется здесь очень четко по повышению общего числа определенных ксерофитов и появлению видов, являющихся типичными компонентами степных ценозов.

Палеоботанические материалы по этому разрезу показывают, что растительность в ближайшем районе представляла собой очень разреженное редколесье с участием березы, ели и лиственницы с различными кустарниковыми ассоциациями

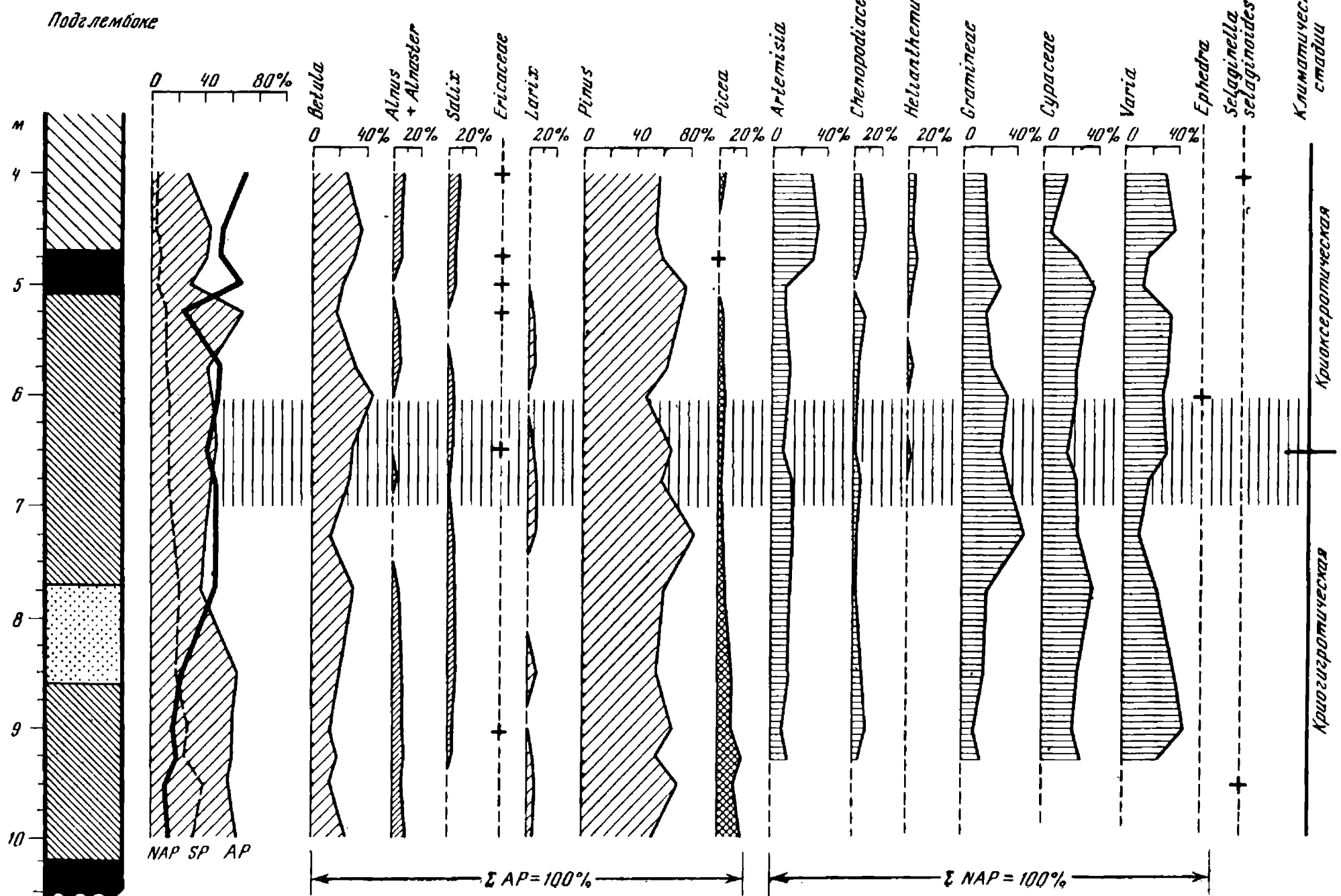


РИС. 64. Пыльцевая диаграмма разреза отложений эпохи максимальной стадии северо-польского оледенения у сел. Подглембоке, восточная часть Великопольской низменности (по материалам Janczyk—Kopisowa, 1969); 23° восточной долготы

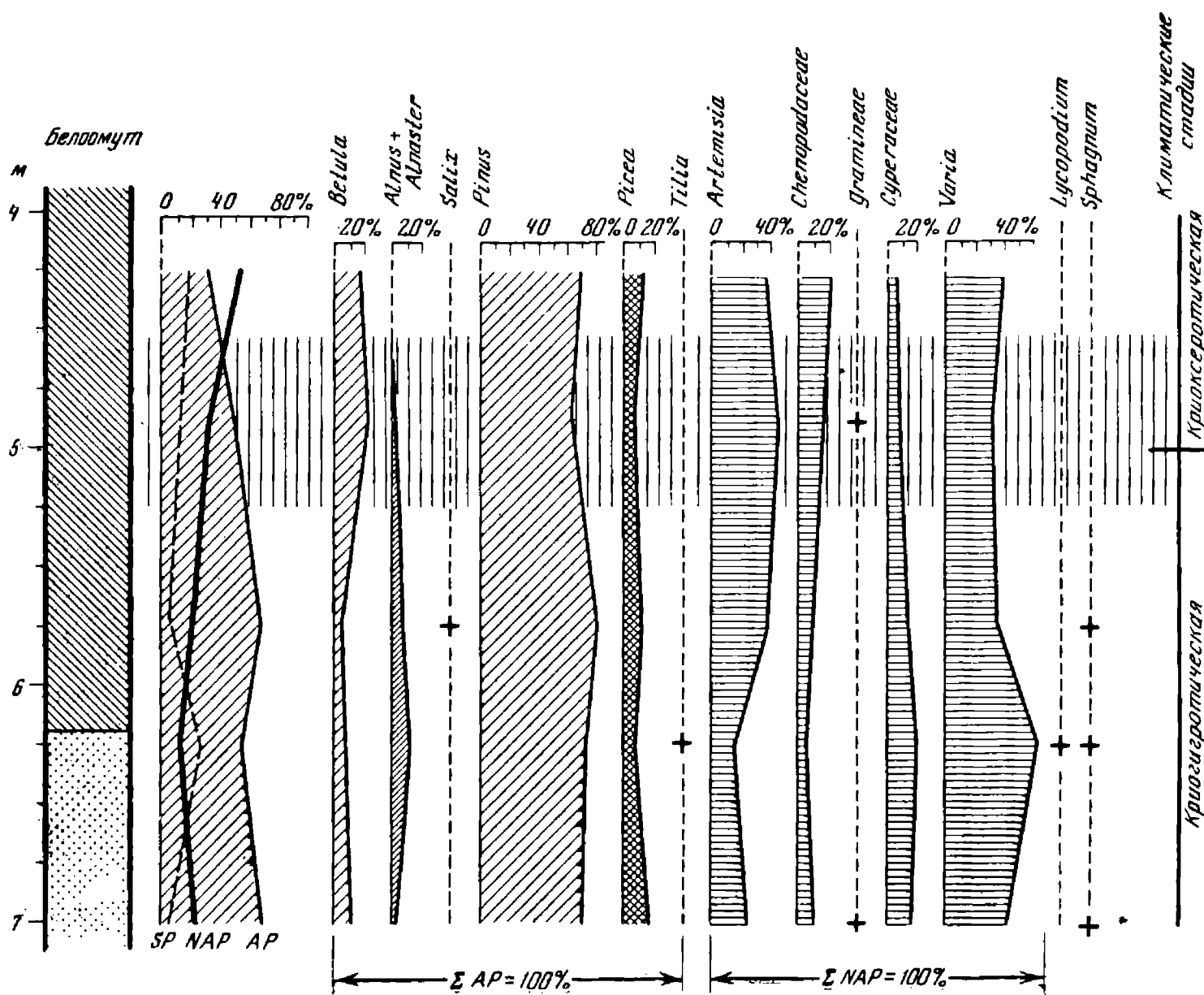


РИС. 65. Пыльцевая диаграмма разреза первой надпойменной террасы Оки около с. Белоомут, центральная часть Русской равнины (по материалам А. А. Асеева, 1959); 39° восточной долготы

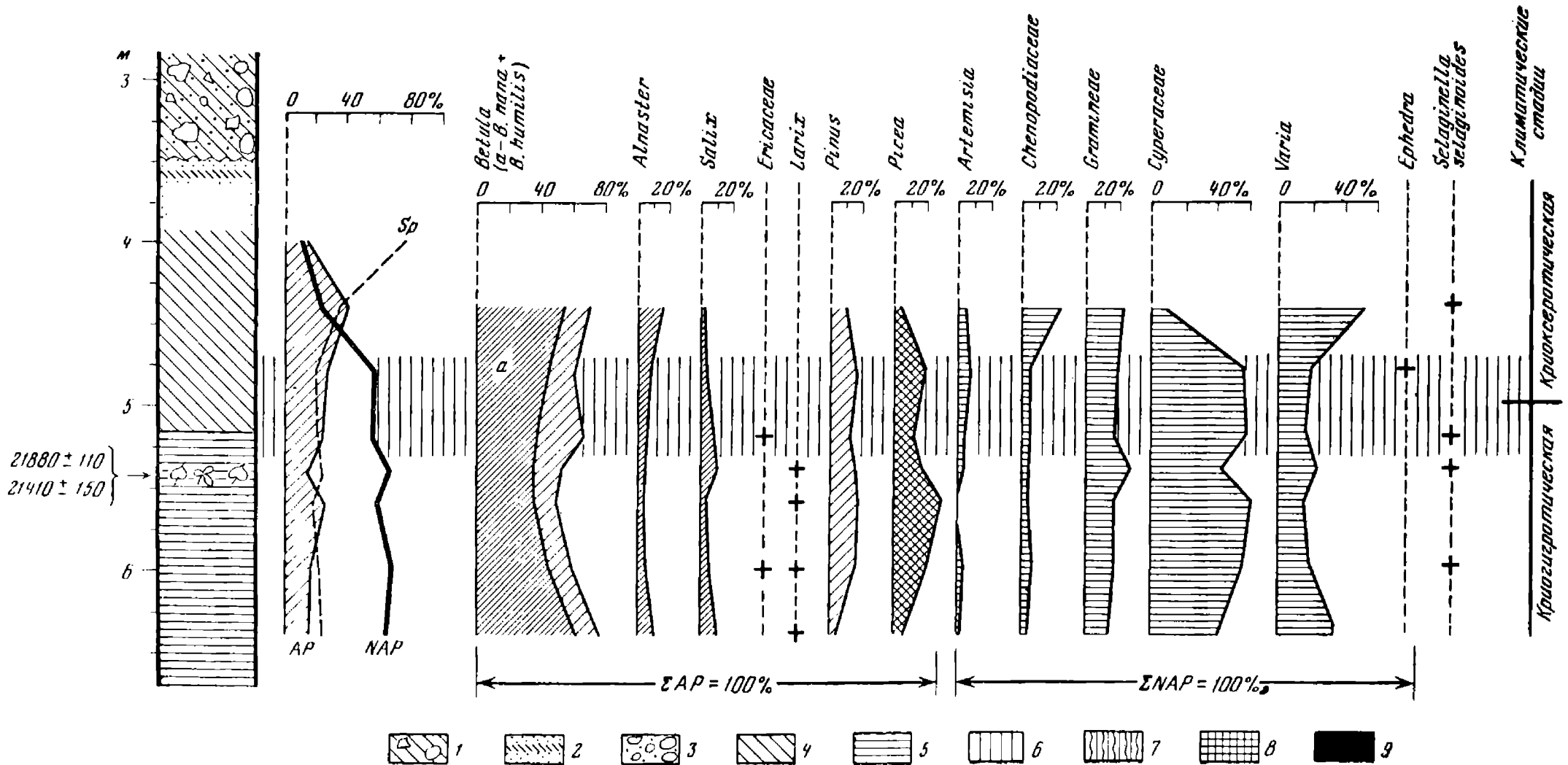
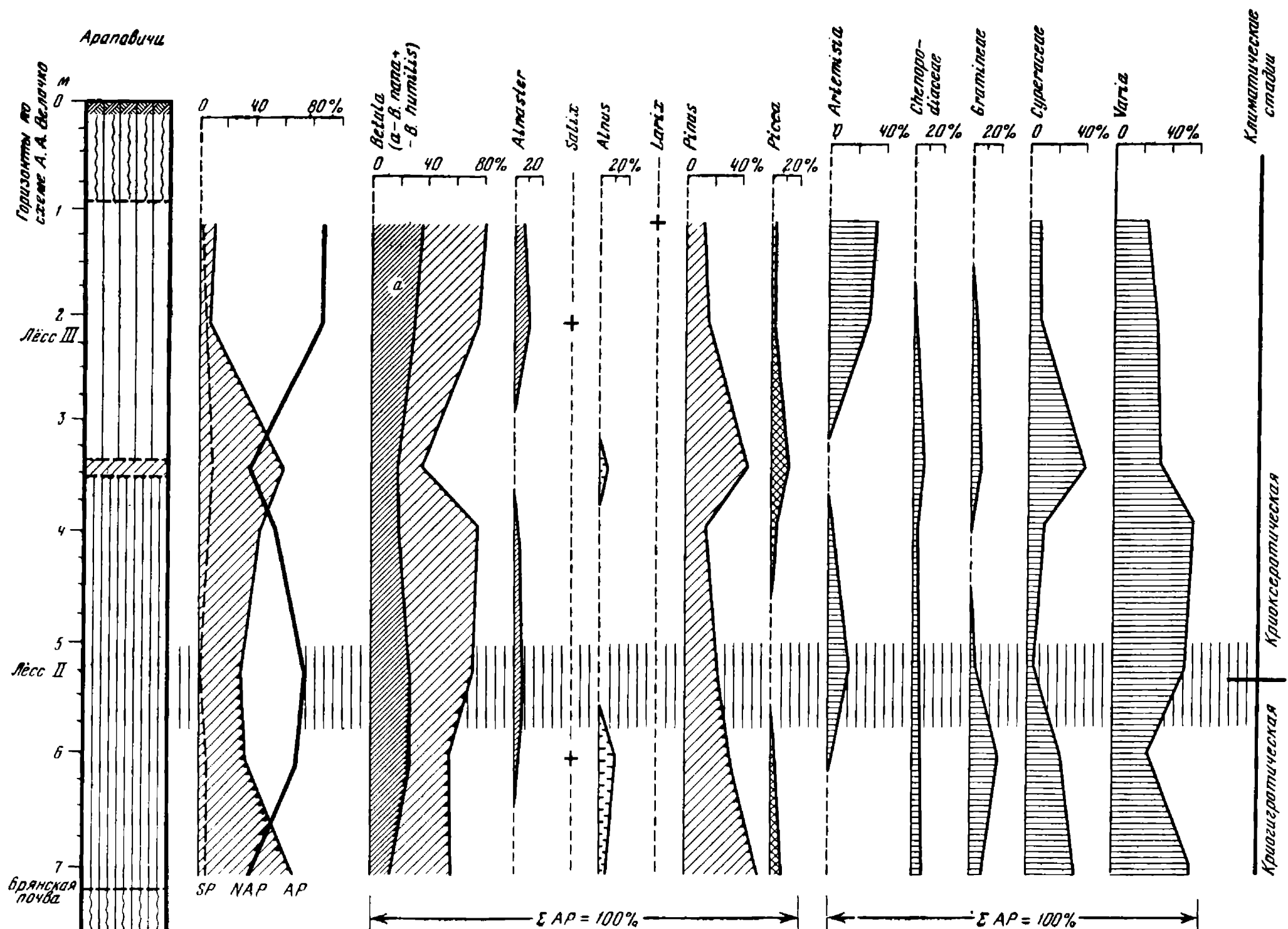


РИС. 66. Пыльцевая диаграмма разреза верхневалдайских отложений у дер. Покровская на р. Пучка, северная часть Русской равнины (по материалам В. П. Гричука, Э. М. Зеликсон и М. Х. Монозон), 60° северной широты

Обозначения на литологических колонках рис. 66—68: 1 — морена, 2 — песок с про-
слоями суглинка; 3 — галечник; 4 — суглинок; 5 — глина; 6 — лесс; 7 — почва
современная и ископаемая; 8 — гиттия; 9 — торф

Рис. 67. Пыльцевая диаграмма разреза верхневалдайских лёссов у с. Араповичи на р. Десне, центральная часть Русской равнины [Гри-
чук, 1972]; 52°30' северной широты



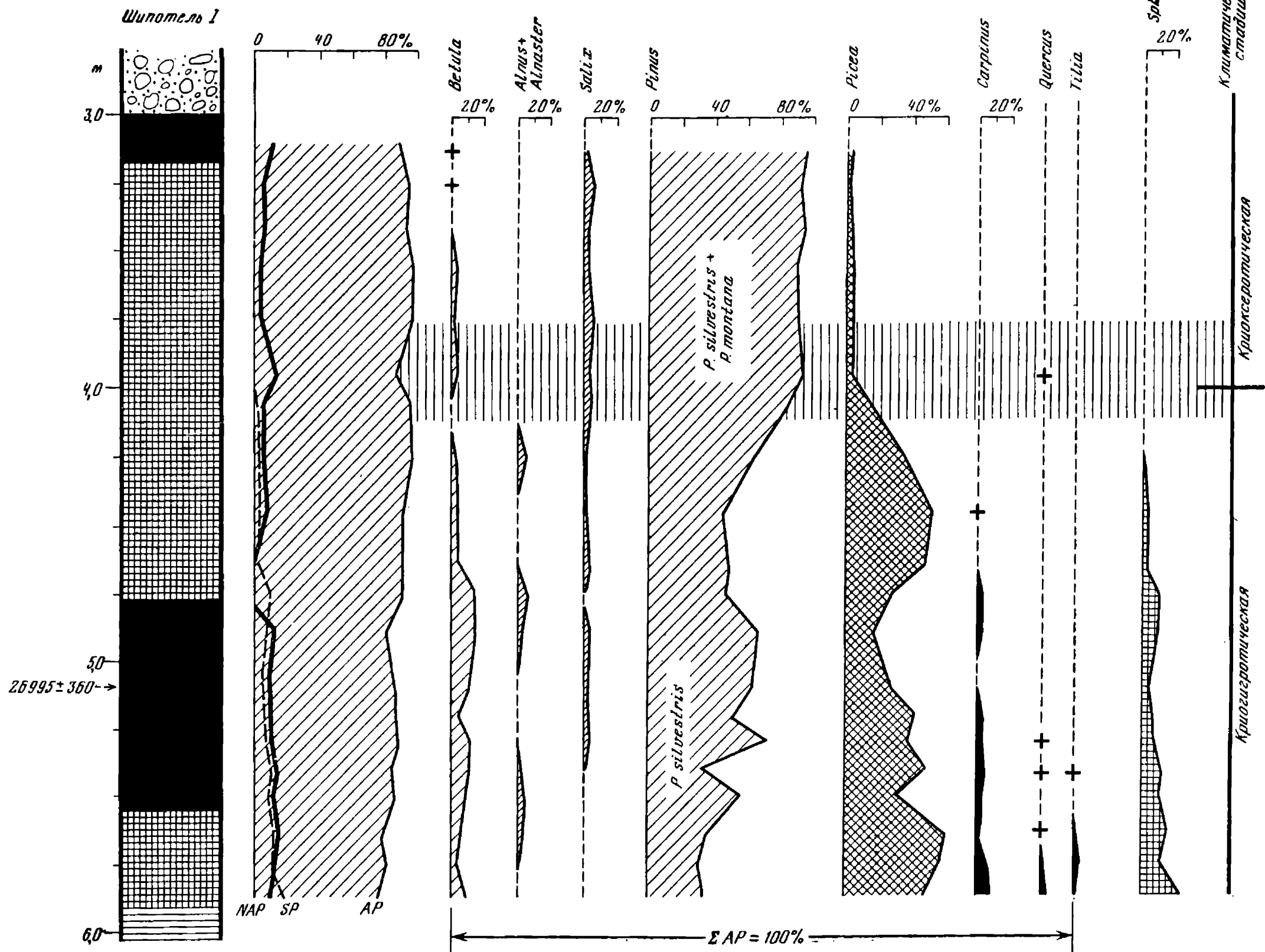


РИС. 68. Пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений вюрма, Шипотель 1 в басс. р. Олт, Южные Карпаты (по материалам Рор, 1945); 45° северной широты

AP — сумма пыльцы древесных пород; NAP — сумма пыльцы трав и кустарничков; Sp споры

в сочетании с типичными группировками арктических тундр с *Salix nummularia* Anderss., *S. reticulata* L. и *Dryas octopetala* L. и степных сообществ с такими эдификаторами, как *Ephedra distachya* L. и *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M.

Вторая, представленная на рис. 67 диаграмма относится к разрезу у с. Араповичи (среднее течение Десны, 52°30' с. ш.). На ней показана верхняя часть лёссовой толщи, детально изученной А. А. Величко и его сотрудниками. В основании разреза лежит брянская ископаемая почва, для которой в двух недалеко расположенных пунктах имеются радиоуглеродные датировки: Мезин — $24\,200 \pm 1680$ (Mo—342) и Брянск — $24\,920 \pm 1800$ (Mo—337). Результаты спорово-пыльцевого анализа, выполненного В. П. Гричук, и дополнительных видовых определений пыльцы, произведенных М. Х. Моносзон, показывают, что в этом разрезе зона перехода от криогигротической к криоксеротической стадии относится к нижней части слоя, обозначаемого по стратиграфической схеме А. А. Величко как «лесс II». На основании анализа количественных соотношений пыльцы основных компонентов спорово-пыльцевых спектров и экологических особенностей определенных здесь 22 видов споровых и цветковых растений общий характер растительности во время накопления этой части лёссовой толщи вырисовывается достаточно определенно [Гричук, 1972]. В районе вокруг пункта расположения разреза была распространена лесостепь с березовыми и сосновыми лесами. Существовали также весьма локально распространенные леса таежного типа с елью и сибирской кедровой сосной. Но облесенность

в целом была не очень большой. Ареалогический анализ флористических материалов показывает, что ближайшим, хотя, естественно, и неполным аналогом этой растительности является современная лесостепь в западных предгорьях Алтая.

Последней на рис. 68 представлена пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений около с. Шипотель, погребенных под аллювием низкой террасы одного из притоков р. Олт (Южные Карпаты, 46° с. ш., абсолютная высота 400 м) на юге Румынии. Диаграмма построена по данным Э. Попа [Рор, 1945], исследовавшего в этом районе серию погребенных торфяников. В недавнее время для торфянистого горизонта из нижней части этого разреза была получена радиоуглеродная датировка $26\,995 \pm 360$ лет назад [Рор, 1971].

Фитоценологический анализ материалов Э. Попа позволяет наметить в верхней части озерной толщи, примерно на 1,5 м выше датированного горизонта, зону, отмечающую переход от криогигротической к криоксеротической стадии. Пыльцевые спектры из этой зоны очень близки к современным спектрам из альпийского пояса, расположенного несколько западнее горного массива Ретезат [Рор et al., 1965]. Это сходство, подтверждаемое также обилием в отложениях разреза Шипотель I пыльцы *Pinus montana*, показывает, что во время накопления этих осадков растительность, окружавшая озеро, была сходной с современной растительностью альпийского пояса. Из этого следует, что в эпоху перехода от криогигротической к криоксеротической стадии, которая и здесь, судя по соотношению слоев с датированным по C^{14} горизонтом, по времени была близка к максимальной стадии валдайского оледенения, в Южных Карпатах произошло снижение границ растительных поясов. Верхняя граница лесного пояса опускалась здесь до абсолютной высоты порядка 400 м, т. е. на 1300—1400 м ниже современного положения.

Сопоставление меридионального ряда спорово-пыльцевых диаграмм показывает наличие закономерностей, во многом сходных с теми, которые выявляет и широтная корреляция. Несмотря на значительные различия в историческом процессе изменений растительности в различных частях Европы в климатическую фазу, связанную с эпохой минимума теплообеспеченности, пространственная дифференциация растительного покрова становится минимальной. Выявляется крайняя степень деградации лесной растительности как неморального, так и бореального типов. Как показывают имеющиеся палеоботанические материалы, это явление прослеживается вплоть до южных районов Европы.

Реконструкция растительного покрова Европы. Как уже отмечалось, для реконструкции растительного покрова Европы был принят «хронологический срез», являющийся временем перехода от криогигротической к криоксеротической стадии эпохи валдайского оледенения, соответствующий минимуму теплообеспеченности. При выявлении синхронных ископаемых флор мы вынуждены исходить в основном из результатов флористического анализа палеоботанических материалов, дополняемых выводами из анализа геологических и геоморфологических данных. Задача выбора, естественно, значительно упрощается при наличии в используемых разрезах каких-либо горизонтов, имеющих радиоуглеродные датировки, близкие к интересующему нас времени. К сожалению, на территории Европы известно лишь небольшое число разрезов, по которым имеются такие данные. Критическое рассмотрение опубликованных палеоботанических материалов позволило в 89 пунктах выделить горизонты с ископаемой флорой, для которых приуроченность к выбранному «хронологическому срезу» может быть с большей или меньшей достоверностью доказана. Столь незначительное число точек, конечно, не могло бы явиться основанием для получения сколько-нибудь детальной картины строения растительного покрова этого времени. Но в отношении эпохи последнего оледенения палеоботанические материалы могут быть в значительной мере дополнены результатами историко-флористического и флороценогенетического анализа современной растительности и в особенности изучения гляциальных реликтов [Лавренко, 1938; Клеопов, 1941; Крашенинников, 1939; Вульф, 1944; Klimaszewski et al., 1950; Walter, Straka, 1970] и распространения палеоэндемиков в составе растительности альпийского пояса Пиренеев и юго-западных Альп [Contandriopoulos, 1967; Favarger, Kupfer, 1968].

Использование этих материалов позволяет конкретизировать выводы из анализа ископаемых флор и значительно уточнить распространение некоторых растительных формаций в составе гляциальной растительности.

При построении карты 10, так же как и карты растительности микулинского межледниковья, были использованы сведения о рельефе территории и о литологии поверхностных отложений. Эти данные позволили с меньшей степенью схематизации изобразить границы картографируемых элементов растительного покрова.

Большие расхождения в трактовке характера растительного покрова перигляциальной зоны и отсутствие возможности проверки степени синхронности использованных палеоботанических материалов лишили возможности в какой-то мере использовать информацию, содержащуюся в опубликованных ранее палеогеографических картах Френцеля [Frenzel, 1968].

Анализ палеоботанических материалов показывает, что в составе растительного покрова в рассматриваемую эпоху устанавливается наличие трех основных типов: растительность тундрового облика, лесная растительность и растительность степного облика. Несмотря на определенную недостаточность палеофитоценологической информации, все же достаточно ясно, что первый и третий типы при всем их сходстве с аналогичными современными имеют и существенные отличия. Поэтому правильнее будет дать им особые названия — перигляциально-тундровый и перигляциально-степной типы, чтобы их своеобразие было должным образом подчеркнуто.

Растительные формации, которые должны быть отнесены к перигляциально-тундровому типу растительности, в восточной части Европы реконструируются в сравнительно узкой полосе вдоль границы Скандинавского ледникового щита. Но в центральной части континента формации, относящиеся к этому типу, занимали, по-видимому, уже всю полосу между Скандинавским ледниковым щитом на севере и Альпийским

ледником на юге, а в приатлантической части их распространение было еще большим.

Перигляциально-тундровый тип растительности может быть разделен на несколько основных групп формаций. Однако необходимо оговорить известную условность этого деления прежде всего в силу недостаточности фактических данных (эту оговорку в полной мере нужно отнести и к последующим типам). На северо-востоке Русской равнины, в районе зоны слияния льдов Скандинавского щита и Новоземельского ледникового покрова, существовала растительность, по-видимому, типа полярной пустыни. Выделение ее весьма условно, так как мы не располагаем необходимым сравнительным материалом — данными о составе спорово-пыльцевых спектров из районов распространения современных полярных пустынь. Вдоль юго-восточной, южной и юго-западной периферии Скандинавского ледникового щита протягивалась сравнительно узкая полоса весьма своеобразной растительности, представлявшей собой комплексное сочетание тундровых и степных травянистых группировок с участием березового, соснового и лиственничного редколесья, получившая в литературе название «приледниковая растительность». В центральной части Европы к югу от нее распространялись формации низкорослых тундр и альпийских лугов, нижняя высотная граница которых в Карпатах и на возвышенностях Средней Польши снижалась до высот порядка 400 м над современным уровнем моря [Klimaszewski et al., 1950]. Дальше к западу, где снижение границы альпийской растительности было еще большим [Firbas, 1949], можно думать, что формации горных тундр и альпийских лугов существовали на всех возвышенностях приатлантической территории Франции и на не покрытых льдом возвышенностях Англии и Ирландии.

Судя по палеоботаническим материалам, относящимся к территории Голландии и Бельгии и к североморскому шельфу, на низменных территориях Западной Европы и осушенных частях североморского и атлантического шельфа были распространены растительные формации, близкие к современным формациям субарктических лугов с участками галофильной растительности.

Бореальный тип растительности был представлен в основном формациями светлохвойных (из сосны и лиственницы) и темнохвойных (из ели и пихты) преимущественно горных лесов. Эти леса, судя по палеоботаническим данным, сохранялись на юго-западе Франции, в долине верхней Роны, в межгорных котловинах в верхнем течении Дуная и в предгорьях Восточных Карпат.

В отношении неморального и субтропического кустарниково-лесного типов растительности необходимо отметить следующее. На то, что эти типы сохранялись на юге Европы в эпоху валдайского оледенения, с полной определенностью указывают результаты флороценогенетического анализа современной растительности средиземноморских стран. Можно привести хотя бы такие данные: в современной флоре Пиренейского полуострова эндемичные виды составляют около 25%, во флоре Аппенинского полуострова их участие примерно такое же, во флоре Балканского полуострова, рассматриваемой в целом, роль эндемиков достигает 37%, а на Пелопоннесе — 46% [Вульф, 1944]. Имеющиеся (правда, весьма скудные) палеоботанические материалы полностью подтверждают это положение. Однако для суждения о составе сохранявшихся формаций и их пространственном распределении данных очень мало, и в основном приходится ориентироваться на распространение реликтовых элементов. В силу сказанного необходимо считать, что представленная на карте 10 реконструкция распространения формаций неморального элемента является достаточно гипотетичной.

Перигляциально-степной тип растительности был распространен в основном в средней и южной частях Русской равнины, в Большой и Малой Среднедунайских низменностях и, вероятно, в верховьях Эльбы. Бассейн Вятки и Унжи, Оки, среднего Днепра и Припятское Полесье, а также западную часть Среднедунайской низменности занимала полоса перигляциальной лесостепи — луговых степей, сочетавшихся с березовыми, сосновыми и лиственничными лесами. По-видимому, здесь были широко представлены и формации типа лугов, местами в той или иной мере засоленных, на что указывают довольно частые находки в некоторых разрезах пыльцы галофитов из семейства лебедовых. К югу от полосы лесостепи и вплоть до берегов существовавшего в котловине Черного моря

сильно опресненного Новоевксинского бассейна были распространены формации перигляциальных степей. На юго-востоке эти степи, в которых, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, довольно существенную роль играли и лесные группировки бореального флористического элемента, доходили до Прикаспийской низменности. Степи сходного состава были распространены и в восточной части Большой Среднедунайской низменности.

Среди этих степей на юге Волыно-Подольской возвышенности, на Донецком кряже и на юге Приволжской возвышенности, располагались небольшие участки растительности лесостепного характера, в которых некоторую (хотя и ограниченную) роль играли леса с элементами широколиственной флоры. Наличие этих участков более мезофильной лесостепи вытекает как из палеоботанических данных, так и главным образом из факта нахождения в этих районах реликтов неморальной флоры в условиях, исключающих возможность их расселения в голоцене [Клеопов, 1941].

В изложенной реконструкции еще очень много гипотетичного, многое основывается и на хронологической экстраполяции результатов палеоботанического изучения более поздних отложений. Это пока неизбежно при том сравнительно малом количестве фактического материала, которым мы располагаем. Но все же можно думать, что основные особенности растительности в эпоху максимальной стадии валдайского оледенения она передает без существенных искажений.

В характере растительного покрова резко выявляется своеобразие как его состава, так и зональной структуры. Ни один из зональных типов растительного покрова, существовавших в данную эпоху на большей части Европы, не имеет аналогов в современной европейской растительности. Флористический состав их указывает на существование очень континентальных условий, несколько смягчавшихся лишь на западе Европы.

Концентрически по отношению к краю ледникового покрова была расположена зона приледниковой растительности. В расположении же остальных зон больше выступает субмеридиональное направление (с северо-востока на юго-запад), прерывающееся в Средней Европе в связи с наличием здесь горных сооружений. Это своеобразное положение растительных зон, резко отличающееся от в основном широтной зональности современного растительного покрова Евразии и аналогичной зональности растительного покрова межледниковий, может рассматриваться как одна из характернейших черт природы Европы в эпоху оледенения.

Эпоха стадии сальпаусселькя (дриас III) (карта 11)

Заключительная стадия валдайского, вислинского оледенения — стадия сальпаусселькя, или «молодой дриас», является той эпохой заключительного этапа плейстоцена, которая в палеоботаническом и палеогеографическом отношении изучена наиболее полно. Благодаря обилию радиоуглеродных датировок отложений, имеющих палеоботанические характеристики, ее хронологические рамки могут считаться установленными достаточно определенно. Они устанавливаются в интервале от 11 000 до 10 500 лет назад, причем максимальное восстановление физико-географических условий гляциала фиксируется в интервале 10 800—10 600 лет назад. Реконструкция палеогеографических условий Европы этого времени опирается на значительно больший объем материалов, чем для любой другой из предшествующих эпох. Особенно важно то, что очень велико количество разрезов, в которых соответствующие отложения выделяются не только по палеоботаническим данным, но и по радиоуглеродным определениям.

Реконструкция очертаний Европы. При построении карты береговой линии было принято, что уровень Мирового океана в эту эпоху располагался не менее чем на 40 м ниже его современного положения [Godvin et al., 1958]. В области Балтики располагалось обширное II Балтийское ледниковое озеро [Saugamo, 1958]. Опресненный бассейн в котловине Белого моря, уже в аллёрде освободившейся от материковых льдов, в начале молодого дриаса соединялся с Баренцевым морем двумя проливами: на востоке в области современного беломорского «горла» и на западе по системе депрессий от Канда-лакской губы к Мурманскому заливу. Черноморский бассейн находился в регрессивной стадии, и Азовское море еще не восстановилось.

Положение ледникового покрова в Карелии, на большей части Скандинавского полуострова и на севере Шотландии в эту эпоху устанавливается вполне определенно [Международная карта четвертичных отложений, 1969—1970; Sparks, West, 1972].

Реконструкция растительного покрова. Несмотря на обилие пунктов, в которых отложения эпохи молодого дриаса выделены на основании радиоуглеродных датировок, все же для построения карты растительности северной части Европы в основном приходится исходить из данных по ископаемым флорам, стратиграфическое положение которых определяется на основании анализа палеоботанических материалов. Установленные при изучении гляциальных флор эпохи деградации валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины фитоценопотические закономерности позволяют достичь необходимой определенности [Гричук, 1969б].

Характер растительного покрова Европы в эту эпоху в настоящее время может быть установлен на основании очень обстоятельных материалов.

Для Северо-Европейской низменности и гор Центральной Европы соответствующая реконструкция была выполнена Фирбасом [Firbas, 1949] на основании результатов изучения нескольких десятков разрезов. Для реконструкции растительности других частей рассматриваемой территории Европы использованы палеоботанические данные по 145 пунктам, в которых по флористическим данным или в сочетании последних с радиоуглеродными определениями выделены соответствующие слои.

Анализ всех этих материалов показывает, что в северной части Европы в эпоху стадии сальпаусселькя были распространены те же основные типы растительности, что и в эпоху максимальной стадии валдайского, вислинского оледенения: перигляциально-тундровый, бореальный, неморальный и перигляциально-степной. Но соотношение занятых ими площадей, а отчасти и характер слагающих их формаций были уже существенно иными. Эти отличия выражаются наиболее ярко в значительном расширении ареала бореального типа растительности.

На территории, занятой перигляциально-тундровым типом растительности, выделяются следующие основные группы (классы) формаций.

1. Приатлантические тундры с участием формаций субарктических лугов, распространявшиеся почти на всей территории Англии и Ирландии (представлявших собой в эту эпоху полуостров) и на северной части еще остававшегося незатопленным шельфа Северного моря.

2. Центральноевропейские и восточноевропейские низкогорные тундры и альпийские луга, занимавшие почти все возвышенности в Англии и средневропейские горы, в которых верхняя граница лесной растительности проходила примерно на 1000 м ниже современной [Straka, 1957].

3. Тундры с элементами типичной перигляциальной растительности, располагавшиеся на островах и в частях Европы, примыкавших к сильно сократившемуся Скандинавскому ледниковому щиту. Палеоботанических материалов по приатлантической части Скандинавии до сих пор мало, поэтому показанное на карте распространение этой растительности и вдоль всей западной территории ледникового покрова является в известной мере гипотетическим.

Бореальный тип растительности был представлен очень большим набором формаций, разделяющихся на две большие группы: формации редколесий, представлявшие собой несколько трансформированную большим участием лесных ценозов «приледниковую растительность», и формации типичных лесов, по составу эдификаторов, по-видимому, в какой-то мере сходные с некоторыми современными формациями сибирских лесов.

Березовое редколесье (парковая тундра) было распространено в западной части Европы, редколесье с березовым и березово-сосновым древостоем занимало большую часть Средней Европы и затем сравнительно узкой полосой протягивалось вдоль побережья II Балтийского ледникового озера и дальше на северо-восток.

Распространение типичных лесных бореальных формаций в западной и средней частях Европы было очень небольшим и ограничивалось крупными речными долинами и межгорными котловинами. Но в пределах Русской равнины леса занимали уже большую площадь в виде широкой полосы, пересекавшей ее в направлении с юго-запада на северо-восток. Они были представлены в основном ценозами березовых, сосновых,

а в предгорных частях — еловых и пихтовых лесов. В ряде районов здесь уже существовали леса с участием таких широколиственных пород, как дуб и вяз.

Реконструкция неморального типа растительности для этой эпохи так же, как и для времени максимума валдайского оледенения, опирается на результаты флороценогенетического анализа современной растительности. Однако объем палеоботанических материалов для подтверждения такой реконструкции уже значительно больше, что уменьшает степень ее гипотетичности.

На Большой Среднедунайской низменности и в южной части Русской равнины была распространена растительность степного типа. Однако те палеоботанические материалы, которыми мы располагаем для этих территорий, показывают, что и по характеру фитоценозов и по присутствию некоторых элементов из состава «плейстоценового комплекса» И. М. Крашенинникова за этой растительностью правильнее будет сохранить название «перигляциально-степной». В ее составе выделяются сравнительно узко распространенные луговые степи с березовыми ле-

ТЕРИОФАУНА ПОЗДНЕГО ВАЛДАЯ (КАРТЫ 12, 13)

Анализ распространения млекопитающих в эпоху максимального развития позднеплейстоценового оледенения потребовал выработки определенных критериев при отборе фактических данных. К настоящему времени накоплен обширный материал по ископаемым млекопитающим валдайского оледенения. Изучено распространение отдельных руководящих видов, имеются данные об эволюционных изменениях некоторых групп животных. Сделаны попытки отразить характер распространения млекопитающих картографически.

Для восстановления особенностей палеозоологических областей необходимо иметь достаточно четкие хронологические привязки отдельных местонахождений ископаемой фауны. Без их учета все рассуждения о характере обитания ископаемых млекопитающих остаются неубедительными. Вопрос о датировании местонахождений является наиболее сложным, так как мы располагаем явно недостаточным количеством определений абсолютного возраста для пунктов фаунистических находок. Некоторым выходом из создавшегося положения является привлечение археологических датировок, тем более что основная часть находок остатков млекопитающих связана с палеолитическими стоянками.

Ценность местонахождений фауны, связанных с археологическими памятниками, заключается в том, что кости млекопитающих накапливались в культурных слоях стоянок в период обитания человека, главным образом в результате его охотничьей деятельности. Таким образом, восстанавливаемая фауна синхронна времени существования первобытного человека.

В последние десятилетия появилось большое количество работ, характеризующих последовательные изменения палеолитических индустрий в плейстоцене [Григорьев, 1968; Черныш, 1973; Кетрару, 1973; Sonnevile-Bordes, 1960; Müller-Kagge, 1966; Smith, 1966; Bordes, 1968].

Развитие методов абсолютного датирования позволило определить время развития определенных палеолитических индустрий. Установлено, что в эпоху максимального развития позднеплейстоценового оледенения, т. е. в эпоху позднего валдая, получили распространение культуры солютре и протомадлен (22—17 тыс. лет назад), мадлен (17—10 тыс. лет назад) и их аналоги [Иванова, 1965; Чердынцев, 1971; Арсланов и др., 1972; Movius, 1971; Waterbolk, 1972]. Однако, несмотря на то что археологические датировки дают определенную временную привязку, они не всегда могут служить точным репером. Часто культурные находки из одной и той же стоянки интерпретируются различными исследователями по-разному. Так, орудия из стоянки Тимоновка I, расположенной в бассейне Десны, М. В. Воеводский датировал поздним мадленом, В. А. Городцов — поздним ориньяком, а Л. В. Грехова отнесла их к среднеднепровской позднепалеолитической культуре [Величко и др., 1977]. Все это создает дополнительные сложности.

За неимением большого числа датированных по C^{14} местонахождений фауны нами были приняты за основу для построения палеозоологической карты находки остатков млекопитаю-

сами, а на юге Волыно-Подольской возвышенности, на Приднепровской возвышенности и Донецком кряже — с лесами из березы, сосны и широколиственных пород. Большая часть территории на юге Русской равнины была занята степями, в составе которых, как уже указывалось, сохранялись перигляциальные формации. Расселение на юго-востоке Европы современных степей, в составе флоры которых значительную роль играют средиземноморские элементы, относится уже к более позднему времени — к голоцену.

Обращает на себя внимание то, что, несмотря на значительное сокращение ледникового покрова, по сравнению с его распространением в максимальную стадию оледенения, в общей зональной структуре растительного покрова северной части Европы существенных изменений не произошло. Границы областей распространения основных типов растительности и входящих в них групп формаций продолжают сохранять положение субмеридионального направления в отличие от субширотного положения зональных границ в межледниковую эпоху и в настоящее время.

щих из стоянок с культурами солютре, протомадлен, мадлен, а также других культур, соответствующих им по времени.

В этом разделе подобраны сведения о фауне млекопитающих временного отрезка от 24 до 12—11,5 тыс. лет назад, до наступления аллерёдского потепления, т. е. соответствующей главной части позднего валдая. На это время и приходится основная фаза развития последнего ледникового покрова. Используя данные в рамках такого достаточно длительного временного отрезка для построения одной карты, мы заведомо получаем как бы интегральный результат. Надо отметить, однако, что имеющиеся в литературе материалы свидетельствуют об относительно стабильном, хотя и с колебаниями, климате этого времени, когда после наиболее выраженного интервала некоторого смягчения природных условий — брянского времени (штильфрид Б), по геологическим, минералогическим, палеокриогенным и палинологическим данным, существовали суровые, континентальные условия [Величко, 1973а; Гричук, 1973].

При построении карты были использованы материалы из 152 позднепалеолитических стоянок, содержащих остатки культур солютре — мадлен и их временных аналогов. Около 30% стоянок имеют датировки по радиоуглеродному методу, от 24 до 12—11,5 тыс. лет назад. Были также привлечены данные по одной стоянке несколько более древнего возраста. Это наиболее северный позднепалеолитический пункт Европы — стоянка Бызовая, имеющая датировку $25\,450 \pm 380$ лет назад. Фаунистические материалы этого памятника были привлечены из-за их интересного географического положения, а также содержащихся в них своеобразных фаунистических находок.

Распределение точек местонахождений фауны млекопитающих на карте весьма неравномерно. Недостаточно материалов по наиболее восточным районам (междуречье Дона и Волги), плохо охарактеризован юг Европы, особенно Балканский полуостров. Отсутствуют данные и по Среднедунайской низменности и окружающим ее горным массивам, по внутренним районам Пиренейского полуострова. Высокогорные районы в рассматриваемую эпоху были покрыты горными ледниками, и, естественно, позднепалеолитические стоянки рассматриваемого времени здесь отсутствуют. Этим, видимо, и можно объяснить малое количество относящихся к ним данных. Основные материалы связаны с полосой от 43° с. ш. до 52° с. ш. на западе Европы. В Центральной Европе эта полоса постепенно сдвигается к северу, и в Восточной Европе имеются точки севернее 60° с. ш.

При рассмотрении видового состава млекопитающих, остатки которых обнаружены на стоянках, выявляется уже неоднократно отмечаемое единообразие териофауны на обширных территориях. Второй основной чертой животного мира этого времени является совместное обитание млекопитающих различных природных зон, главным образом тундровой и степной. Эта особенность распространения млекопитающих эпохи валдайского оледенения также отмечалась многими исследователями [Вангенгейм, 1977; Верецагин, 1979].

При построении карты мы придерживались следующего принципа: за критерий выделения отдельных подразделений

принималось соотношение экологических групп млекопитающих, тяготеющих в настоящее время к тундровой, лесной и степной зонам. Именно наличие или отсутствие млекопитающих разной экологии в местонахождениях позволило подойти к восстановлению палеозоологических особенностей эпохи позднего валдая.

Фауна стоянок, наиболее близко расположенных к краю ледника, отличается рядом специфических черт. Для всех них характерно присутствие тундровых видов: песца, северного оленя, во многих случаях копытного и настоящего леммингов. Второй компонент представлен степными видами: лошадью, сайгой и сусликом. Часто отмечаются вымершие в конце плейстоцена мамонт, шерстистый носорог, пещерный медведь, пещерная гиена и пещерный лев.

Наиболее западная стоянка приледниковой полосы находится в пещере Павиленд (№ 2) на западном побережье Великобритании, около Кардиффа. Культурный слой стоянки датирован по C^{14} $18\,460 \pm 340$ лет назад [Grimes, 1951; Catalogue of fossil Hominides, 1971].

В культурном слое встречены остатки волка, пещерной гиены, пещерного медведя, лошади, шерстистого носорога, большерогого оленя, северного оленя, быка, мамонта. Судя по карте максимального распространения валдайского ледника, приходящегося именно на это время, первобытные люди и указанные животные обитали в 50 км от края ледника. В числе животных не встречены обитатели лесов. Часть животных — эврибионты (волк, бык).

Суровые перигляциальные условия второй половины позднего плейстоцена были оптимальными для северного оленя, мамонта, шерстистого носорога, а также пещерной гиены и пещерного льва [Верецагин, Барышников, 1980]. В это время такие животные были распространены вплоть до западных приатлантических районов. Очень широко расселилась лошадь, находки костей которой отмечаются почти во всех позднепалеолитических стоянках Европы.

Практическое отсутствие на территории Великобритании лесных видов животных (это подтверждается также данными еще шести позднепалеолитических стоянок более молодого возраста, чем стоянка Павиленд), широкое распространение тундровых и степных животных свидетельствуют о суровом климате приледниковой полосы даже в западном секторе Европы. Лесная растительность находилась в явно угнетенном состоянии. По палинологическим данным, в этих районах были распространены тундровые и субарктические ландшафты и была развита многолетняя мерзлота [Гричук, 1973].

Далее к востоку приледниковую зону характеризует фауна группы стоянок, расположенных в низовьях Эльбы, около Гамбурга. Культурный слой стоянки Мейендорф (№ 53) с остатками культуры «гамбург» имеет датировку $15\,750 \pm 800$ лет до наших дней. В нем встречено большое количество костей северного оленя, в меньших количествах обнаружены остатки зайца-беляка, лемминга, лошади, барсука, песца и росوماхи [Rust, 1943].

В культурном слое стоянки Штельмор, также расположенной в низовьях Эльбы и содержащей орудия гамбургской культуры, были обнаружены кости зайца, суслика, обского и копытного лемминга и северного оленя [Rust, 1943]. Преобладающее большинство перечисленных видов — тундровые и лесотундровые (лемминги, песец, северный олень, заяц-беляк). К степным видам относятся лошадь и суслик, к лесным — росوماха. Последнее животное приспособлено не только к таежным и лесотундровым условиям, но и к тундре.

Таким образом, обнаруженные в указанных местонахождениях животные представляют естественное сообщество, приспособленное к суровым условиям тундры и лесотундры. Расстояние рассматриваемых местонахождений от границы ледника было очень незначительным. Ледник достигал восточной части п-ова Ютландия. Облик фауны этого региона в сравнении с животным миром Британских островов, северо-запада Франции и севера ФРГ мало изменился. Нужно отметить, что эти территории в настоящее время находятся в единой климатической области (приатлантической). Палинологические данные также свидетельствуют о том, что на этих территориях были распространены тундры, лесотундры, а также субарктические луга [Гричук, 1973].

На территории северной половины ГДР и Польши, по-видимому, существовали сходные с характерными для территорий Англии и ФРГ сообщества млекопитающих. Мы не рас-

полагаем материалами для этих территорий, что связано с отсутствием достоверных мадленских стоянок в восточной части Северо-Германской низменности и на Великопольской низменности. Первобытные люди предпочитали селиться в предгорьях Рудных гор и Судет (см. раздел Н. Д. Праслова). Отсутствие стоянок и соответственно датированных данных по фауне млекопитающих может быть объяснено и тем, что именно на этих территориях валдайский ледник продвинулся наиболее далеко на юг, что обусловило установление чрезвычайно суровой климатической обстановки.

Далее к востоку, уже на территории СССР, широко известны пункты местонахождений поздневалдайской фауны, связанные со стоянками в верховьях Днестра, в бассейнах Десны и Клязьмы. Самые северо-восточные точки расположены в бассейне Печоры и Большого Шижи́ма. Териологические материалы из этих пунктов имеют много общего. На обширных территориях северной части Русской равнины обитали мамонты, шерстистые носороги, мускусные овцебыки, северные олени, песцы, лемминги, сурки. Значительная роль принадлежала степным животным: лошади, лисице-корсак, суслику, узкочерепной полевке, слепышу, пищухе. В наиболее северо-восточном позднепалеолитическом памятнике Европы, на стоянке Бызовая, расположенной в бассейне Печоры, обнаружены наряду с мамонтом и северным оленем останки белого медведя, что говорит о близости океанического побережья. В приледниковой зоне были распространены и эврибионты: волк, лисица, обыкновенная полевка, полевка-экономка и другие. Изредка среди остатков млекопитающих приледниковой зоны отмечаются кости росوماхи. Лесные животные отсутствуют. Таким образом, определенная зональность в распространении животного мира существовала и в период минимальной теплообеспеченности, хотя и значительно отличалась от современных природных зон как по существу, так и по широтной приуроченности. Если сейчас зона тундры — наиболее близкий аналог приледниковой зоны — находится к северу от 67° с. ш., то в эпоху позднего валдая сходные ландшафты простирались вплоть до 50° с. ш., т. е. почти на 20° южнее современного положения.

С юга к области распространения тундровых степных млекопитающих примыкала область, где наряду с указанными выше животными в качестве постоянного компонента отмечаются лесные млекопитающие. Они, как правило, встречаются в небольших количествах. Эта область охватывает запад Франции, где доходит до 45° с. ш., затем ее южная граница проходит по предгорьям Центрального Французского массива, Рейнских сланцевых гор, Рудных гор, Судет и Карпат.

В Восточной Европе эта область занимает более южное положение, чем в Центральной. Южная граница ее на западе Русской равнины достигает 48° с. ш., восточнее граница постепенно смещается к северу и в бассейне Волги проходит уже около 53° с. ш.

Наиболее западные позднепалеолитические пункты с фауной млекопитающих, в состав которой входят тундровые, степные и лесные виды, отмечены в Бельгии. Это мадленские пещерные стоянки Шале (№ 8) на берегу р. Лесс и Гуайе (№ 9) на берегу р. Самсон. В первой из стоянок отмечены остатки росوماхи и бобра — животных, хорошо переносящих низкие температуры, но связанных с участками лесной растительности. Нужно отметить, что росوماха приспособлена к глубокому снежному покрову, имеет широкие лапы, еще более расширяющиеся зимой благодаря удлинению волос. Как уже указывалось выше, зачастую росوماха проникает в зону тундры.

Вместе с остатками этих млекопитающих были обнаружены остатки мускусного овцебыка, северного оленя, шерстистого носорога, мамонта, песца, пещерного медведя. Эта ассоциация видов характерна для перигляциальных областей с достаточно суровыми условиями.

О суровых климатических условиях свидетельствуют находки в близко расположенной мадленской стоянке Ревиян № 10 (бассейн р. Лесс), где встречены кости копытного лемминга и северного оленя.

В это же время на современной территории Бельгии обитали сайга и лошадь (стоянка Гуайе). Коренным местом обитания сайги являются ковыльные степи. Она избегает участков с глубоким снежным покровом, который мешает ей добывать корм. Критическая высота снежного покрова для нее не

превышает 20 см [Насимович, 1955]. Известны массовые передвижения сайги зимой во время снегопадов и гололедицы.

Таким образом, можно предположить, что около 50° с. ш. на западе Европы в конце последней ледниковой эпохи были распространены перигляциальные степи с небольшими участками лесной растительности, возможно, по берегам рек и других водоемов. Находки костей сайги указывают, что снежный покров скорее всего был неглубоким. Зимы стояли суровые, без оттепелей, во время которых образуются настовые корки в снегу. Последние оказались бы губительными почти для всех встреченных здесь млекопитающих.

Южнее область распространения тундровых, степных и лесных видов характеризуют пещерные стоянки Люссак-ле-Шато (№ 19) и Сен-Маргель (№ 18), расположенные по окраинам плоскогорья Лимузен [Pericard, Lwoff, 1940]. Здесь также отмечаются три экологические группы животных: степные виды (сайга, лошадь), холодолюбивые виды (северный олень) и виды, тяготеющие к лесу (благородный олень). Отмечаются эврибионты — волк, лисица, барсук.

Характерными точками этой области являются стоянки, расположенные на востоке Гароннской низменности, — скальные щели Рок де-Сер (29) и Сент-Жермен ля Ривьер (№ 30) [Martin, 1928; Sonnevile-Bordes, 1959].

В этих мадленских стоянках наряду с остатками северного оленя встречены кости сайги, лошади, быка и благородного оленя. Фоновыми видами являлись обитатели открытых пространств. Специфика фауны заключалась в присутствии северного оленя. Остатки мамонта не обнаружены. Наличие в стоянках остатков благородного оленя указывает на некоторую, по-видимому очень незначительную, облесенность территории. Таким образом, на крайнем западе Европы область распространения степных, холодолюбивых и лесных видов достигала приблизительно 44° с. ш.

Далее, к востоку, эту область характеризует стоянка Бриленхеле (№ 55), расположенная на территории ФРГ на 48°24' с. ш. Эта многослойная стоянка содержит ряд разновозрастных верхнепалеолитических слоев [Riek, 1972]. В слоях с культурой мадлен обнаружены остатки тундровых (копытный и настоящий лемминг, снежная полевка, северный олень), степных (лошадь, суслик) и лесных (крот, обыкновенная бурозубка, полчек и лесная полевка) животных [Storch, 1973]. Восстанавливаются ландшафты, сходные с реконструируемыми по бельгийским стоянкам.

Группа стоянок на территории Польши, в верховьях Вислы (примерно 50° с. ш.), содержит остатки как тундровых, так и лесных видов [Kowalski, 1961; Kowalski и др., 1965]. Степные млекопитающие практически не встречены. Исключение составляют остатки лошади, обнаруженные в пещере Мажикца [Kozlowski, 1966].

На территориях ГДР и Польши рассматриваемая область очень сужена и скорее всего была приурочена к предгорьям Рудных гор, Судет и Карпат. Возможно, где-то на этих территориях она и выклинивалась.

В Восточной Европе происходит новое расширение этой области. Ее южная граница достигает 48° с. ш. На крайнем востоке Русской равнины эта область располагается от 53 до 58° с. ш. Типичными для этой области стоянками являются Молодова V (сл. 2 и 3) на Днестре (№ 106), где, помимо северного оленя, встречены благородный олень и лось [Черныш, 1973], Новгород-Северский на Десне (№ 121), где обнаружено большое количество степных видов крупных и мелких млекопитающих, встречено значительное количество тундровых видов: северный олень, песец, копытный и обский лемминг, а также лесное животное — рысь [Борисковский, 1953].

Интересно, что в Деснинских стоянках отмечены остатки тушканчиков, для жизни которых необходимым условием является разреженный травянистый покров и плотный субстрат почвы. Скорее всего лесные млекопитающие тяготели к приречным залесенным участкам. Мелкие лесные млекопитающие не отмечены.

Далее к востоку в эту область попадает группа Костенковских стоянок (№ 127). Здесь из млекопитающих, тяготеющих к лесостепным пространствам, отмечены благородный олень, лось и кабан. Доминируют животные открытых пространств. Большую роль играют перигляциальные виды, особенно мамонт [Рогачев, 1957].

В бассейне Волги, у д. Юнга-Кушерга (№ 148) вместе с позднелепалеолитическими орудиями обнаружены остатки мамонта, шерстистого носорога, северного оленя (перигляциальные виды); лошади, пищухи, степной пеструшки (степные виды) и лося.

Таким образом, здесь наряду с открытыми пространствами имелись небольшие участки леса. Лось, как известно, не может существовать на безлесных пространствах. Особенности трудности он встречает в зимнее время, когда эти животные питаются лишь ветками, побегами, корой деревьев и кустарников, а также древесными лишайниками и практически не могут добывать траву из-под снега.

Несколько южнее, также в бассейне Волги, расположено еще одно местонахождение фауны такого же возраста. Оно находится на правом берегу Волги у с. Переволоки (№ 149). Здесь наряду с остатками мамонта и шерстистого носорога обнаружены остатки типичных степняков: сайги, лошади и осла. Встречены также остатки благородного и гигантского оленей [Абрамова, 1958]. Так же, как и в Юнге-Кушерге, наблюдается «смешение» степных, перигляциальных и лесных видов. Видимо, в пойме Волги были распространены лесные участки, а на плато господствовали открытые пространства. Зимой выпадало небольшое количество осадков, в противном случае здесь не могли бы обитать сайга, лошадь и осел.

Сходная ассоциация животных обитала в бассейне Северского Донца (№ 137—139) и среднего течения Днепра (№ 129, 130, 131, 132, 134, 136, 139). На Днепре и Пруте южная граница этой области проходит севернее. Нужно отметить, что на западе Европейской части СССР область распространения тундровых, степных и лесных видов млекопитающих была сужена. По-видимому, это можно объяснить тем, что основная часть осадков выпадала на западных склонах Карпат и Татр, а в бассейне Днестра их количество было ограничено. Именно поэтому в этих районах более широкое распространение получили степные и тундровые виды, а количество лесных животных было крайне невелико. Не исключено однако, что мы просто не располагаем достаточным количеством данных по южным районам Русской равнины, и граница области, где встречены также и лесные животные, может проходить здесь южнее.

Большая часть Западной и Средней Европы занята горными областями. Как в настоящее время, так и в эпоху позднего валдая здесь были распространены незональные типы растительности и соответственно своеобразное животное население. Другая картина существовала в Восточной Европе, где на Русской равнине в период позднего валдая, несмотря на специфику этого времени, сохранялись некоторые зональные элементы животного населения. Выше уже были охарактеризованы две области распространения животных. С юга к ним примыкает область распространения степных млекопитающих. Своеобразие животного мира этой области и отличие его от животного населения современной зоны степей заключается в том, что в приуроченных к ней местонахождениях позднего валдая наряду с животными открытых пространств отмечается как постоянный компонент северный олень, значительно реже — мамонт. К этой области может быть отнесена мадленская стоянка Рожков IV (№ 111), расположенная на левом берегу Днестра, где были обнаружены остатки северного оленя, мамонта, зубра, лошади и волка [Черныш, 1973].

На юге Русской равнины к этой области относятся стоянки Аккаржа (№ 112) и Амвросиевка (№ 140), где было обнаружено огромное количество костных остатков бизона. Исследователи, изучавшие стоянки, предполагают, что здесь жили охотники на бизонов [Борисковский, Праслов, 1964].

К этой же области может быть отнесена стоянка Ла Адам, расположенная в Добрудже. Эта стоянка находится примерно у 44° с. ш., однако и здесь наряду с находками костей степных животных (лошади, сайги, лисицы-корсак, пеструшки) были обнаружены остатки северного оленя [Radulesku, Sampson, 1962].

Сходная характеристика дается по стоянке Каменная Балка II (№ 141), расположенной в низовьях Дона. Эта стоянка, возможно, имеет несколько более древний возраст, чем памятники, рассмотренные в этом разделе. М. Д. Гвоздовер [1964] датирует ее периодом не моложе середины позднего палеолита. Материалы по этой стоянке были привлечены из-за их своеобразия. В Каменной Балке II Э. А. Вангенгейм были определены остатки бизона, лошади, северного оленя, бурото

медведя, зайца и барана. Для равнинных частей Европейской части СССР это наиболее южная позднепалеолитическая стоянка с находками северного оленя.

На востоке Европейской части СССР, в бассейне Свияги, около с. Улянк (№ 150) имеются находки позднепалеолитических орудий и костей млекопитающих. Видовой состав млекопитающих включает мамонта, лошадь, быка, северного оленя, слепыша и суслика [Брюсов, 1940]. Все животные за исключением северного оленя и мамонта распространены в настоящее время в открытых ландшафтах, главным образом степях.

Таким образом, в южной части Русской равнины, к югу от 47° с. ш. на западе и 53° с. ш. на востоке равнины, были распространены главным образом степные животные, большинство которых и в настоящее время тяготеет к этим районам. Своеобразие этой области заключается в широком распространении в период позднего валдая таких животных, как северный олень.

Условия существования северного оленя известны достаточно хорошо. Уже в строении конечностей проявляется приспособленность северного оленя к преодолению рыхлого снега и болотистого грунта. Приспособленность к обитанию в высоких широтах проявляется и в густоте меха. Почти на всей территории Евразии северные олени в историческое время доходили до южной границы таежных лесов. Сейчас их ареал сильно сократился главным образом из-за антропогенного фактора.

Стада диких северных оленей могут совершать перекочевки в несколько сот километров. Не исключено, что они появлялись в южных степях в зимние сезоны, а летом откочевывали к северу. Однако южная граница постоянного обитания этих животных несомненно располагалась в позднем валдае в более низких широтах в сравнении с настоящим временем. Присутствие в ряде местонахождений этих районов костей мамонтов, пещерных гиен дополняет представление о животном мире южных степей Русской равнины конца валдая.

Рассмотренные выше области распространения млекопитающих Европы имеют в какой-то мере широтное положение. Кроме них, большая часть Западной, Центральной и Восточной Европы занята горными системами и соответственно характеризуется своеобразным комплексом млекопитающих, на облике которого отразилась общая суровость климата. Все горные пояса в позднем валдае были смещены на более низкие отметки. Таким образом, альпийский и нивальный пояса играли доминирующую роль в горных ландшафтах. Высокогорья были заняты ледниками.

Эти общие представления о природе горных областей находят свое подтверждение в конкретных териологических материалах. В Центральном Французском массиве, главным образом в его предгорьях, расположена большая группа позднепалеолитических стоянок. Большая часть из них характеризуется «смешанным» комплексом млекопитающих, включающим как степные, тундровые, лесные виды, так и типично горные. Так, в мадленских стоянках Буа де Рок (№ 21), Фурно дю Диабль (№ 27), Ле Фес (№ 28), Лимейль (№ 31), Ла Мадлен (№ 32), гротт Ричард (№ 35), Истюрис (№ 37), Бржонкель (№ 38) и в других встречены лесные (благородный олень, рысь, косуля, кабан, белка), степные (сайга, лошадь, суслик), холодолюбивые (шерстистый носорог, северный олень, песец, пещерный медведь, пещерная гиена), горные (серна, козел, сурок) виды [Sonneville-Bordes, 1960; Chaline, 1972]. В большом количестве в этих стоянках присутствуют эврибионты — бык, медведь, лисица, заяц, обыкновенная полевка, полевка-экономка, водяная полевка и другие [Gurrigou et al., 1863; Sonneville-Bordes, 1960; Smith, 1966; Chaline, 1972]. Пестрый состав животного мира этих областей объясняется характерной для гор мозаичностью ландшафтов. В хорошо защищенных межгорных впадинах и долинах рек, по видимому, сохранились лесные участки, где обитали лесные животные. Более возвышенные горные участки были заняты открытыми пространствами, где в зависимости от теплообеспеченности, растительности, поверхностного субстрата и характера снежного покрова селились степные, горные и холодолюбивые виды. Отличие от современного животного мира горных систем заключается в широком присутствии таких животных, как шерстистый носорог, северный олень, песец.

Сходные соотношения экологических групп животных существовали в позднем плейстоцене в Западных и Восточных

Альпах. Центральная часть Альп была занята обширным горным ледником. По материалам мадленских стоянок, расположенных по периферийным участкам Альп, восстанавливается следующая картина животного мира. Влияние высокогорья проявилось в большем участии, чем в Центральном Французском массиве, холодолюбивых и горных животных. Здесь широко представлены позднеплейстоценовые млекопитающие: мамонт, шерстистый носорог, пещерная гиена, овцебык, северный олень, песец, лемминги. Во многих стоянках обнаружены кости сурка, горного козла, серны. Отмечены остатки россомахи, рыси, бурого медведя, волка, зайца.

Животные, тяготеющие к открытым пространствам, встречаются относительно редко. Большая часть остатков этой экологической группы принадлежит лошади [Obermaier, 1924; Bandi, 1947; Sauter, 1952].

Тот же состав животного мира был характерен для Рудных гор, Судет и Карпат. В горном Крыму на мадленских стоянках Сюрень I (слой 2) и Аджи-Коба (слой 2) состав млекопитающих также имеет черты явного «смешения» [Бопч-Осмоловский, 1940; Векилова, 1971]. В нем отмечаются те же компоненты, что и в горных системах Западной и Средней Европы, но соотношение этих экологических групп иное. В Крыму, в мадленских слоях позднепалеолитических стоянок, не обнаружены кости мамонта, холодолюбивые виды представлены песцом и северным оленем, отмечены кости пещерной гиены, пещерного льва и пещерного медведя [Векилова, 1971]. Широко представлены степные виды: сайга, лошадь, лисица-корсак, сурок, большой тушканчик, суслик, слепшонка, пеструшка и другие. Такие животные, как емуранчик и тарбаганчик, обнаруженные в Сюрени I, в настоящее время предпочитают селиться в полупустынях и пустынях. Своеобразие териофауны Крыма связано прежде всего с более восточным положением этой области и соответственно с более континентальным климатом, а также с малой высотой гор. Смыкание Крымских гор на севере со степями Причерноморья обусловило проникновение в Крым большого количества степных млекопитающих.

Еще более резко отличается от «альпийского» состав млекопитающих из горных областей Пиренейского полуострова, расположенных у 40° с. ш. Здесь, на крайнем Западе Пиренейского полуострова, в пещере Салемас (№ 52) уже не встречаются холодолюбивые формы млекопитающих. [Zbyszewski, 1963]. В пещере Парпальо (№ 51), расположенной на южном склоне пика Мондубер около Валенсии, в слоях с культурой солютре обнаружены лишь степные, горные и эврибионтные виды млекопитающих [Pericot-Garcia, 1942].

Сходный состав животного мира характерен и для позднепалеолитических (граветтских) стоянок Аппенинского полуострова. В стоянках Марица (№ 72), возраст которой по C¹⁴ равен 14 500 лет тому назад, обнаружены горные, лесные и степные виды: сурок, горный козел, ласка, заяц, кабан, благородный олень, лошадь [Radmilli, 1964]. Близкие формы отмечены в стоянках Аппенинского полуострова, расположенных на 40° с. ш. и южнее, для них характерно сочетание тех же экологических групп млекопитающих.

Малое количество данных для Балканского полуострова не позволяет делать уверенные реконструкции для этих территорий. В пещере Церовац (№ 91), расположенной на 680 м выше уровня моря, обнаружены кости пещерного медведя (98%), бурого медведя, ласки, лошади, оленя и серны [Malez, 1965]. В пещере Зелена Печина в Герцеговине (№ 92) в позднебюльмских слоях встречены остатки типичного альпийского сообщества — сурка, снежной полевки, альпийской бурозубки, зайца-беляка, горного козла [Malez, 1973].

Для состава млекопитающих последней группы местонахождений, приуроченных к горным областям, расположенным на юге Европы, характерно отсутствие северных тундровых и лесотундровых форм млекопитающих: леммингов, песца, северного оленя. Животное население конца позднего плейстоцена этих областей в целом мало отличалось от современной териофауны этих регионов. Влияние покровного оледенения здесь практически не ощущается.

Таким образом, несмотря на неполноту данных по териофауне позднего валдая, можно в какой-то степени составить представление о животном мире этой эпохи. Своеобразие фауны этого времени заключается в следующем: 1) холодолюбивые формы млекопитающих проникли далеко к югу; 2) континентализация и иссушение климата повлекли широкое раз-

витие открытых ландшафтов и привели к интенсивным миграциям не только с севера на юг, но и с востока на запад (происхождение ряда степных животных, например сайги, вплоть до Англии); 3) уменьшение роли лесных млекопитающих свидетельствует о деградации лесной зоны — леса сохранились лишь в виде отдельных рефугиумов. Эти факторы и явились основной причиной возникновения «смешанных» териофаун

РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА В ЕВРОПЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (КАРТА 14)

Исследования по палеолиту, осуществленные в последние два десятилетия, показывают, что территория Европы не входила в зону, где происходило выделение древнейших гоминид из животного мира. Если раньше считалось, что наиболее древними являются каменные орудия аббевильской (шелльской) археологической эпохи, то теперь в связи с находками примитивных галечных орудий в отложениях эоплейстоцена на территории Африки древность человека увеличилась более чем в два раза. Добавилась огромная эпоха продолжительностью более миллиона лет, на протяжении которой укреплялось еще очень хрупкое явление использования искусственных орудий.

Остатки этой первой и самой длительной эпохи, получившей название олдувайской, известны в основном на территории Африки. Желание европейских археологов найти памятники, аналогичные олдувайским, вполне естественно. И в литературе часто появляются сообщения о находках «галечных орудий» в разных частях Европы. Однако достоверность сведений о таких находках почти всегда подвергается сомнению. В частности, во многих областях юго-западной Европы отмечались находки грубо обработанных галек и отщепов, собранных преимущественно на поверхности древних террас. И если геологический возраст террас не вызывает особых возражений, то возраст и культурная принадлежность найденных предметов остаются неясными, поскольку возраст террасы всегда определяет лишь нижний предел возможного времени оставления орудия, но не верхний возрастной предел. Подобных примеров в археологии много. Публикуя сведения о таких находках, исследователи указывали на сходство их с галечными культурами Северной и Восточной Африки. Сейчас появились новые сведения, позволяющие ставить вопрос об их стратиграфической определенности. К числу таких памятников относится грот Валлоне в Приморских Альпах на юге Франции. Грот выработан в небольшом массиве верхнеюрских известняков на абсолютной высоте 106 м на расстоянии 1100 м от берега моря. В костеносных отложениях этого грота наряду с остатками эоплейстоценовой фауны найдены один крупный отщеп из известняка, три маленьких отщепа из кварца и кремня и семь изделий из галек. Исследователь этого грота Люмлей [Lumley, 1969] датирует их гюнцем, полагая, что галечная культура в Европе соответствует верхней части слоя I Олдувейского ущелья в Африке. Этому же автору удалось открыть серию местонахождений с находками галечных орудий на высоких террасах р. Тет в Руссильоне (пункты у Ллабанера, Коррек, Мас-Ферроль и другие). Эти материалы сейчас широко используются при обсуждении вопроса о первом появлении гоминид в Европе. Однако датировка этих местонахождений, так же как в ряде пунктов на территории Центральной Европы [Чехословакия, ФРГ, ГДР и Румыния], остается проблематичной [Иванова, 1972].

Тщательно проанализировав все имеющиеся материалы, И. К. Иванова пришла к выводу о том, что наиболее достоверное появление первых гоминид на территории Европы можно относить к границе эоплейстоцена и нижнего плейстоцена (в конце гюнцкого и начале гюнц-миндельского времени [Иванова, 1972]). Вначале обитаемая территория была ограничена югом Западной Европы, а в конце гюнц-миндельского межледникового и в миндельское время фиксируется расширение ареала. В центре Западной Европы известно много пунктов с находками аббевильских (шелльских) орудий, в том числе и наиболее ранних форм ручных рубил. К этому же времени относится и находка нижней челюсти ископаемого человека близ Гейдельберга у Мауера в речных песках на глубине 20 м. Находки многочисленных каменных орудий у Аббевиля в долине нижней Соммы на севере Франции и остатков человека на территории ФРГ хорошо фиксируют очередной этап в освоении Европы.

В миндельское время продолжалась эволюция аббевиля и

конца позднего плейстоцена; 4) в значительной степени исчезла зональная структура животного мира, что явилось отражением установления гиперзональных условий, характерных для конца позднего плейстоцена; 5) влияние покровного оледенения на животный мир прослеживается по материалам Европы вплоть до 43—44° с. ш.

«галечной культуры». К этому времени ряд исследователей относят такие поселения, как Торральба и Амброн в Испании, Терра-Амата на юге Франции, Вертешсоллэш в Венгрии и другие [Howell, 1966]. На некоторых из этих поселений изучены остатки крупных стойбищ со следами использования огня. Не исключена возможность, что датировка некоторых из них может быть изменена в сторону омоложения. Возможно, они относятся к несколько более позднему времени — к началу большого, хорошо выраженного повсюду миндель-рисского межледникового.

Пока на очень бедные и во многом спорные следы широкого расселения древнейших людей в это время указывается и для юга Восточной Европы [Праслов, 1968; Любин, 1970].

Во время миндель-рисского межледникового ареал расселения палеолитического человека значительно расширился и охватил новые районы Европы. Большое количество выразительных памятников этого времени изучено на территории южной Англии, где широко представлена так называемая клектонская техника обработки камня. На основе аббевиля сформировался ранний ашель, который в конце миндель-рисса превращается в средний ашель с ручными рубилами.

Максимальное по площади распространения покровного льда рисское оледенение сократило площадь обитания палеолитических людей, и они отходят к югу за пределы северной гряды европейских гор. Происходит широкое освоение естественных пещерных убежищ. В некоторых пещерах (гроты Лазаре, Бом-Бонн) фиксируются искусственные приспособления для улучшения условий жизни [Lumley, 1969]. В это время идет дальнейшая дифференциация культуры ашельского человека. Наряду с клектонской техникой расщепления камня в ряде районов Европы появляется так называемая леваллуазская. Основная суть этой новой техники заключается в преднамеренной подготовке нуклеуса для снятия отщепа определенной формы. По указанию Ф. Борда [Bordes, 1968] первые леваллуазские заготовки найдены во Франции в памятниках раннерисского, а может быть и более раннего времени (местонахождение Каньи).

В позднем плейстоцене произошло освоение новой, более широкой территории, чем в предшествующее время. Однако процесс расширения обитаемого ареала не был равномерным и последовательным. Картирование палеолитических памятников, относящихся к позднему плейстоцену, выявляет интересные факты. Понять их можно только при комплексном рассмотрении с широким использованием палеогеографических реконструкций.

Как известно, поздний плейстоцен охватывает довольно большой отрезок времени. Он начался большим теплым последним межледниковьем (рисс-вюрм-эем-микулино), сменившимся холодным последним покровным оледенением с серией осцилляций и небольших потеплений, и закончился на рубеже с геологической современностью (голоценом), когда на Земле вновь установился теплый климат и сформировалась современная зональность [Величко, 1973а]. На протяжении всей этой эпохи Европа испытала довольно значительные климатические колебания от межледникового оптимума, когда среднегодовая температура была выше современной, до резко выраженного климатического минимума с широким развитием криогенеза на больших площадях [Величко, 1973а]. Все это не могло не сказаться на темпах освоения территории человеком. Особенно показательны в этом отношении материалы по палеолиту высоких широт Европы, севернее 50-й параллели, т. е. территорий Англии, ГДР, Польши и СССР.

В районах Европы южнее 50-й параллели не удается проследить каких-либо существенных перерывов в обитании человека. Здесь процесс развития первобытных людей практически не прекращался со времени их первого появления. Резкие климатические колебания, характерные для позднего

плейстоцена, безусловно, накладывали отпечаток на условия жизни и южнее 50-й параллели, однако не в такой степени, как на территории севернее средневропейского горного массива, севернее Судет и Рудных гор.

Начало позднего плейстоцена, т. е. рисс-вюрмского межледниковья, в Северной Европе характеризуется широким распространением памятников позднеашельского, или микокского типа [Müller-Karpe, 1966; Bosinski, 1967; Bordes, 1968]. По периодизации французских археологов эти памятники относятся к древнему палеолиту и завершают его развитие. Немецкие археологи предлагают включить их в средний палеолит наряду с мустьерскими памятниками. Существенным основанием для такого решения является полная преемственность в технике расщепления камня и постепенная эволюция форм орудий. На территории северной Франции, а особенно на территории ФРГ и ГДР, памятники микокского типа представлены достаточно хорошо. Наиболее выразительными являются такие памятники, как Бальве (см. 77 на карте 14), Кёнигсауе (№ 107), расположенные вблизи 52-й параллели. Четкое положение культурных остатков в травертинах у Эрингсдорфа близ Веймара (№ 108) указывает на присутствие древнего человека на Северо-Европейской низменности в рисс-вюрмское время. К началу вюрма относятся слои в Кёнигсауе в окрестностях Ашерслебен недалеко от Эрингсдорфа [Mania, Toerfer, 1973]. Около 53-й параллели расположена раннепалеолитическая стоянка Зальциттер-Лебенштедт (№ 106), которую немецкие исследователи относят к среднему вюрму [Grahmann, Müller-Besck, 1967]. Однако эта дата недостаточно обоснована и можно допустить более ранний возраст этой стоянки, как нам кажется, не позднее времени обитания человека в Кёнигсауе.

Сейчас с полной уверенностью можно говорить о том, что на Северогерманской низменности нет памятников средне- и поздневюрмского времени. Позднемустьерские и ранние позднепалеолитические памятники этого времени сосредоточены в предгорьях и в горах. На равнине в низовьях Рейна и Эльбы поселения человека появляются только в конце позднеледниковья на рубеже с голоценом (№ 70, 71, 103, 104). В данном случае можно говорить о том, что в период наибольшего похолодания эпохи позднего плейстоцена по сравнению с рисс-вюрмским межледниковьем произошло сокращение площади, обжитой человеком. Отток населения с территорий, граничащих с краем вюрмского ледника, по-видимому, происходил прямо к югу в горы, к юго-западу на территорию Центрального массива Франции и вдоль Судет и Карпат в сторону Русской равнины.

Довольно выразительные памятники «восточно-микокского» типа, относящиеся к раннему вюрму, имеются на территории Польши в пещерах польской Юры (№ 123) немного севернее Карпат [Chmielewski, 1975], а также в житомирском Полесье на востоке Волыни в пределах Русской равнины (№ 229, 230).

На территории Польши, как и на территории ФРГ и ГДР, все палеолитические памятники сосредоточены южнее 52-й параллели, в бассейне верхней Вислы и в Силезских горах. Здесь нет ни одного палеолитического памятника, который бы располагался на площади, занятой последним ледником. По наблюдениям В. Хмелевского [1969], в Польше нет ни одного памятника палеолита, залегающего в лёссе. Хотя в системе общей периодизации палеолита Польши как бы нет перерыва, В. Хмелевский убедительно показывает, что даже на широте Кракова палеолитические люди появлялись только в интерстадиалах, а в периоды осцилляций холода отходили к югу, возможно, на территорию Чехословакии и Венгрии, закрытых с севера Судетами и Карпатами. На возможность связи населения этих территорий указывает сходство ряда палеолитических памятников, например селетский облик каменных орудий из местонахождения Держислав (№ 122) в Польше, хотя большинство селетских памятников сосредоточено в Восточной Словакии и на территории Венгрии [Kozłowski J., Kozłowski S., 1975]. Большое сходство инвентаря стоянки на ул. Спадзиста в Кракове прослеживается с виллендорфско-павловской группой памятников Австрии и Чехословакии. Стоянка Краков-Спадзиста залегала в интерстадиальных отложениях. Для нее получены две даты: $20\,600 \pm 1050$ (Ly—631) и $23\,040 \pm 170$ (Grn — 6636). По-видимому, ближе к реальной является вторая дата, полученная в Гронингенской лаборатории, хотя, возможно, и она немного омоложена.

На территории Восточной Европы мустьерские и позднепалеолитические памятники распространены неравномерно. В западной части Русской равнины, находившейся в зоне наиболее сильного воздействия ледника последнего оледенения, палеолитические памятники прослеживаются только до 52-й параллели. Севернее здесь известны лишь мезолитические памятники. Пока нельзя признать убедительными выводы о наличии палеолита на территории северо-восточной Белоруссии и Литвы.

В центральной части Русской равнины мустьерские памятники известны до широты 54-й параллели. Здесь выделяются такие памятники, как Хотылево, Бетово (№ 266), исследованные на значительной площади и давшие большие коллекции каменных изделий. Несколько северо-восточнее, в верхнем течении Оки недалеко от Белева, известны единичные находки мустьерских предметов. Еще севернее мустьерские находки собраны на отмелях Волги между Казанью и Куйбышевым. Сведения о находке мустьерского треугольного остроконечника в устье Чусовой (местонахождение Пещерный лог у с. Остров) на широте около 58° пока не имеют дополнительных подтверждений. Здесь известна раскопанная на широкой площади позднепалеолитическая стоянка имени Талицкого. Она залегает в интерстадиальных отложениях и, по-видимому, фиксирует один из этапов раннего продвижения палеолитического человека вдоль Уральского хребта далеко на север, в долину Печоры.

Важное значение для понимания географических условий брянского и послебрянского времени имеют стоянка в Медвежьей пещере в бассейне верхней Печоры (№ 294) и стоянка открытого типа у д. Бызовой в среднем течении Печоры (№ 295). Стоянка Бызовая расположена севернее 64° с. ш., примерно в 175 км от Полярного круга. В Тартуской радиуглеродной лаборатории для нее получена по костям дата $25\,450 \pm 380$ лет назад. Эта дата приходится на конец брянского интерстадиала, выделенного А. А. Величко по разрезам центра Русской равнины. Близкие даты получены для позднепалеолитической стоянки Сунгирь (№ 271) на Клязьме — чуть севернее 56° с. ш. ($25\,500 \pm 200$ — Grn 5425; $24\,430 \pm 400$ — Grn 5446).

К югу от 52-й параллели особых перерывов в обитании, по-видимому, не было, хотя здесь не удается пока проследить четкой генетической преемственности между мустьерскими и позднепалеолитическими памятниками. Объясняется это скорее всего не тем, что корни позднепалеолитических культур Русской равнины лежат в других районах, а пока еще недостаточной изученностью. Ведь совсем недавно появились такие памятники, как Радомышль в восточной Волыни (№ 228), в инвентаре которого сочетаются мустьерские и позднепалеолитические элементы, и памятники бассейна среднего Днестра (№ 235). Еще совсем недавно не был известен палеолит в южнорусских степях. Специально проведенные поиски привели к открытию довольно большого количества (№ 280, 282, 283, 246 и др.) разнохарактерных и разнообразных по культуре памятников.

Как интересную особенность развития позднего палеолита в Восточной Европе следует отметить почти полное отсутствие его в Крыму. Там широко представлены мустьерские поселения как в пещерах, так и на открытом воздухе (№ 249—251). Но поздний палеолит представлен всего лишь тремя памятниками, четким и выразительным из которых является только Сюрень I (№ 248).

Интересные вопросы возникают при анализе распространения позднего палеолита на севере Западной Европы. Так, в ранней работе Д. Гаррода [Garrod, 1926], специально посвященной описанию позднепалеолитических материалов Англии, выделены все эпохи, которые установлены для территории Франции. Д. Гаррод выделяет ориньяк, отдельные солотрейские изделия и памятники мадленской эпохи. Эти сведения без проверки вводились во все общие работы по палеолиту Европы, хотя были явно недостаточно аргументированы. При палеогеографических реконструкциях последнего ледникового покрова британские «позднепалеолитические» памятники оказываются погребенными подо льдом или расположенными близ его границы. В таких условиях палеолитический человек нигде не жил. Как оказалось при проверке сведений об этих памятниках, здесь речь может идти только о кресвелльской культуре, существовавшей на рубеже плейстоцена и голоцена наряду с такими культурами, как «федермессер»,

лингбийской и азийской [Bordes, 1968; Kozłowski J., Kozłowski S., 1975]. По-видимому, так же обстоит дело и с такими памятниками, как Бромме в Дании (№ 102), относимыми к плейстоцену только на основании данных пыльцевого анализа.

Важными памятниками позднеледниковой Европы являются стоянки и местонахождения в окрестностях Гамбурга и Аренсбурга (№ 103, 104). Существует мнение, что эти позднеледниковые памятники являются местами летних сезонных откочевок охотников на северных оленей из районов предгорий, где постоянно жили эти охотничьи племена.

Районы Европы, покрывавшиеся последним ледником, начинают осваиваться человеком только в голоцене.

Подводя итог краткого обзора карты основных памятников Европы в эпоху позднего плейстоцена, следует отметить, что на ней нанесены лишь наиболее значительные памятники, доставившие большие коллекции или представляющие интерес по своему географическому положению. Общее количество памятников во много раз превышает представленные на карте. Взять хотя бы район Перигора во Франции. Д. Сонневиль-Борд только по позднему палеолиту этого района опубликовала 230 памятников, т. е. количество памятников, почти равное нанесенному на карту. Сильно сокращенные списки даны по Центральной и Восточной Европе. Для Восточной Европы в качестве примера можно привести бассейн Днестра, где, по данным А. П. Черныша [1973], имеется около 500 палеолитических местонахождений. Трудно было отразить и специфику разнообразных памятников. Выделены только памятники с наскальным искусством. Прodelать аналогичную работу по выделению памятников с мелкой пластикой было бы интересно, но это слишком большая и трудоемкая работа, непосильная для одного человека. Выделение только одного сюжета, представляющего изображение северного оленя, по данным Лорбланше [Lorblanchet, 1973], зафиксировано в 55 памятниках Западной и Центральной Европы. Преобладают памятники, расположенные во Франко-Каптабрийской области, в районе сосредоточения наскального палеолитического искусства. Значительно реже встречаются такие памятники в районе Альп, в бассейне Рейна и в Чехословакии [Дольни Вестонице, № 135].

Наскальное искусство, помимо франко-каптабрийского ареала, известно на территории Италии (№ 181, 182), однако там оно менее выразительно. В Центральной и Восточной Европе наскальное искусство неизвестно. Совершенно особняком стоит Каповая пещера на Урале, в которой О. Н. Бадеру [1965] посчастливилось описать красочные изображения плейстоценовых зверей — мамонта, носорога, лошади.

Важной особенностью развития палеолита в Европе в эпоху позднего плейстоцена является формирование различных палеолитических культур. Разные традиции в изготовлении орудий привели к выделению отдельных групп населения из общей массы — так постепенно складывались культуры. Мустье Франции Борд делит на мустье типичное, мустье с ашельской традицией, мустье типа Кина и типа Ферраси. Особым образом выделяется так называемое зубчатое мустье. В средиземноморье к этим типам добавляется «понтийское» мустье с особой техникой расщепления галек и оформления орудий. На севере ГДР и в Польше мустьерские культуры (типа клаузеншпе, бальве, прондницкой и другие) складываются на основе так называемых микокских памятников. Выделяется специфическая альтмюльская группа памятников с листовидными наконечниками копий и ножами.

В эпоху позднего палеолита культуры выделяются еще более определенно и четко. Особенно яркой культурой существовавшей от 27 тыс. лет до 17 тыс. лет от н. д., является солютрейская культура [Smith, 1966]. Вместе с тем иногда приходится сталкиваться с большими трудностями при выделении памятников из довольно широкого пласта или культурного ареала. Солютре ограничено только Центральным массивом Франции и Пиренеями. Просуществовав около 4 тысяч лет, солютрейские племена исчезли так же, как и появились, почти не оставив никаких следов. Но и в это время в Центральной, Южной и Восточной Европе развивались позднегравестийская (в Средиземноморье), среднедунайская, молодовская и многие другие культуры.

Правильно понять эти культуры и оценить их роль в общем историческом процессе мы сможем только тогда, когда они будут комплексно изучены и поставлены на свое место в сложной динамике палеогеографических событий эпохи позднего плейстоцена.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕССОВ, КРИОГЕННЫХ ЯВЛЕНИЙ, ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ И ФАУНЫ

В данном разделе излагаются материалы, позволяющие судить о природно-климатических изменениях в позднем плейстоцене в перигляциальной зоне Европы с использованием различных фактических материалов: литологических, палеокриологических, палеопедологических, а также палеоботанических, палеофаунистических (рис. 69).

Микулинское межледниковье. Благодаря почвенной картосхеме, впервые составленной для основной части Европы, в палеоэкологическую характеристику природной среды вводится новый важный природный компонент. Известно, что почвы являются одним из ведущих индикаторов ландшафтно-климатической обстановки времени их образования.

Это положение было выдвинуто В. В. Докучаевым и доказано в работах его многочисленных последователей.

Выше было показано, что в структуре почвенного покрова микулинского межледниковья можно обнаружить как черты сходства, так и различия с современным почвенным покровом. Особенно хорошо проявляется сходство в западных районах Европы, приуроченных к среднему основному геоморфологиче-

скому уровню (пологохолмистый и среднегорный рельеф), где так же, как и в настоящее время, были широко распространены бурые лесные почвы различных подтипов. С севера к ним примыкала узкая полоса приморских низменностей, занятая гидроморфными торфянисто-глеевыми и перегнойно-глеевыми почвами. При переходе к более восточным районам начинают проявляться некоторые отличия от современного почвенного покрова. Так, уже в межгорных котловинах Средней Европы на территории Чехословакии среди межледниковых почв обнаруживаются черноземы, которые свойственны этим территориям в настоящее время, а господствующее положение занимают бурые псевдоподзолистые почвы.

Основные же отличия межледникового и современного почвенных покровов проявляются в Восточной Европе. Начиная с территории ГДР, Польши и далее на восток вплоть до бассейна Дона, межледниковые почвы характеризовались сильно дифференцированным гелетическим профилем. В их строении можно выделить признаки двух основных процессов почвообразования — поверхностного оглеения и лессиважа,

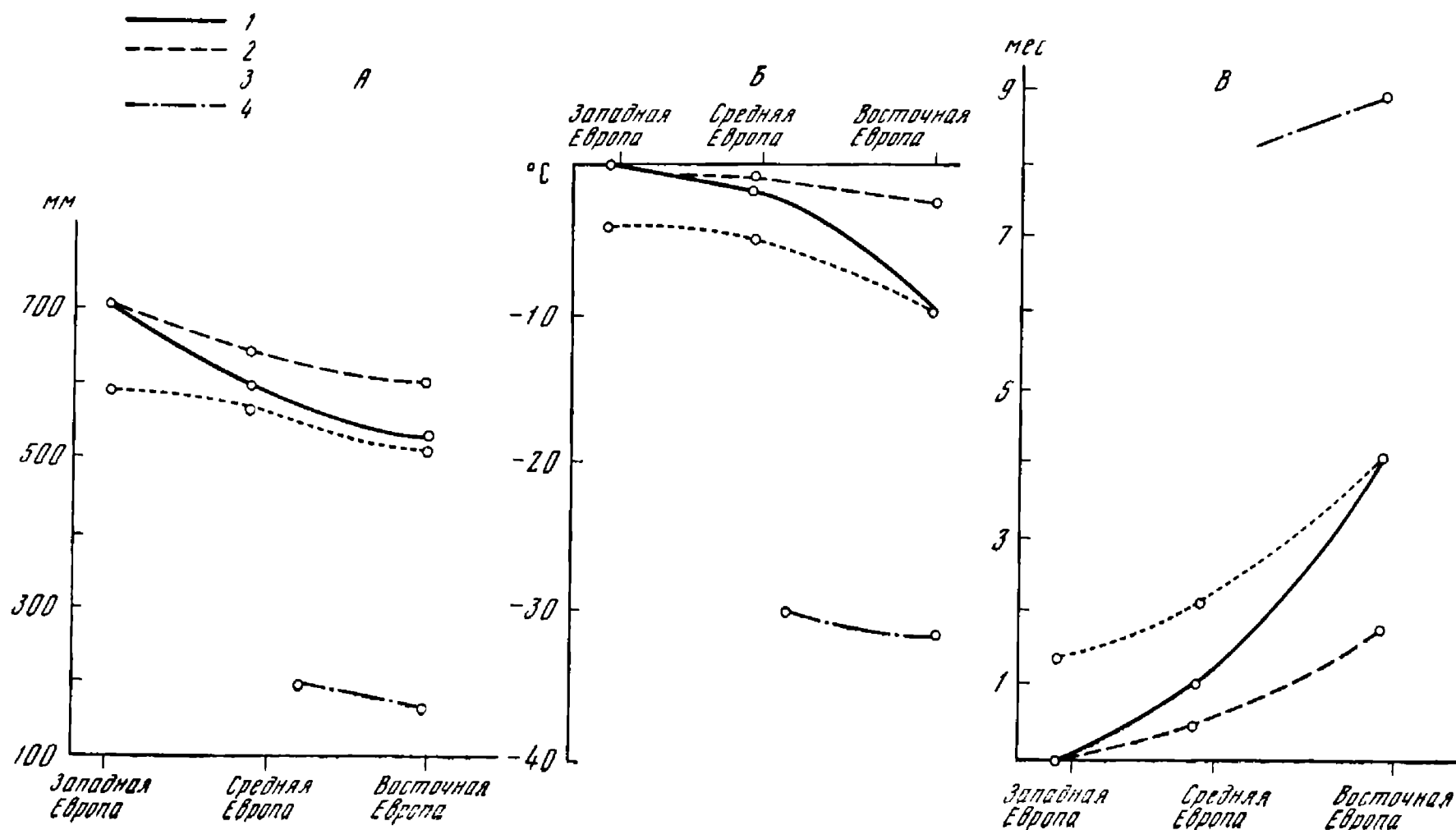


РИС. 70. Сравнительные характеристики климатических условий формирования почв

А — среднегодовое количество осадков; Б — средняя месячная температура января; В — длительность морозного периода; 1 — для настоящего времени; 2 — для первой (сальнской) фазы мезинского комплекса (микулинское межледниковье); 3 — для второй (крутицкой) фазы мезинского комплекса; 4 — для брянского интервала

сочетающихся друг с другом в различной степени. Аналоги межледниковых почв, возможно, распространены в настоящее время на территории ГДР, Польши, в западных районах СССР [Герасимов, 1960; Герасимова, 1966; Зонн, 1966; Целищева, 1968]. Характерно, что на большей части территории Восточной Европы, где обнаружены межледниковые почвы с резко дифференцированным генетическим профилем, в настоящее время распространены серые лесные почвы в комплексе с черноземами оподзоленными и выщелоченными [Физико-географический атлас мира, 1964]. Севернее, где, судя по ряду наблюдений, следует предполагать распространение почв с резко дифференцированным профилем в комплексе с болотными (разрезы у Рославля, Смоленска, д. Шестихино), на современной почвенной карте показаны дерново-подзолистые почвы.

Вместе с тем внутри этого обширного ареала лесных почв с дифференцированным профилем, по-видимому, не было полного однообразия. Так, уже сейчас можно говорить о том, что почвы западных районов СССР и Польши отличались большей степенью проявления процессов буроземообразования (судя по более интенсивной охристо-бурой окраске и отсутствию признаков оглеения в горизонте B_1 , чем в восточных районах, для которых были характерны процессы лессиважа). Можно отметить также, что для восточных районов Европы намечались более отчетливо и широтные различия почвенного покрова. С севера на юг заметно уменьшается дифференцированность профиля лесных почв.

Как и в современном почвенном покрове, южнее зоны лесных почв на территории Восточной Европы в микулинское время существовала переходная зона, где наряду с почвами лесного генезиса были распространены черноземные и лугово-черноземные почвы. Однако в целом можно констатировать значительное расширение к югу лесных почв в микулинское время по сравнению с современностью. Так, собственно степная зона — черноземных и лугово-черноземных почв — в микулинское время проходила южнее 50° с. ш., т. е. зона лесных почв сдвигалась к югу на 300—400 км, а пояс степных почв оказался редуцированным почти вдвое по сравнению с современной его площадью.

Лишь в восточной половине Русской равнины, судя по данным для бассейна Дона, пояс распространения степных почв снова расширялся, оттесняя к северу южную границу лесных почв [Ударцев, Сычева, 1975; Сычева, 1978].

Рассмотренные выше особенности строения почвенного покрова микулинского межледниковья свидетельствуют об увеличении по сравнению с настоящим временем океаничности климата в Восточной Европе, когда зона лесных почв значительно продвинулась на юг, заметно оттеснив степную зону. Насколько можно судить по строению древних почв и их сходству с более западными современными европейскими ана-

логами, для Восточной Европы были характерны также иные сезонные климатические особенности, прежде всего более мягкие зимние условия с повышением зимних температур и сокращением длительности морозного периода.

Исходя из сопоставления современного почвенного покрова с микулинским, можно наметить некоторые широтные (с запада на восток) изменения основных климатических показателей (рис. 70). Эти изменения особенно наглядны для средней части материка в пределах лесной зоны на широтах, близких к $50-52^\circ$ с. ш.

Принципиальное сходство почвенного покрова микулинского межледниковья, с современным на западе Европы позволяет говорить о сходстве природных условий этих эпох в данном регионе. Ориентируясь на климатические данные по бассейну среднего Рейна (район Страсбурга), взятые из физико-географического Атласа мира, можно полагать, что среднегодовое количество осадков мало отличалось от современного (около 700 мм), а температуры в течение года не опускались ниже 0° С.

Для Средней Европы (данные для метеостанции Праги) современный годовой ход осадков и температур в настоящее время близок к указанному выше. Правда, в январе-феврале температуры здесь несколько ниже — до -1° С, а среднегодовое количество осадков уменьшается до 500 мм. Примечательно, однако, что если в районе Праги в настоящее время отмечаются черноземы, то в микулинское время здесь преобладали бурые псевдоподзолистые почвы. Это дает основание полагать, что в микулинское межледниковье в котловинах Средней Европы имело место возрастание годового количества осадков при пропорциональном увеличении их количества по сезонам в сравнении с настоящим временем и, возможно, некоторое возрастание теплообеспеченности.

Наиболее существенные изменения физико-географических условий по сравнению с современными происходили восточнее, в пределах Русской равнины, где в микулинское межледниковье аналоги псевдоподзолистых почв распространялись значительно далее к востоку и прослеживались в пределах современной черноземной зоны (районы Курска, Воронежа). Особенно заметные изменения основных климатических показателей следует предполагать для холодного времени года (см. рис. 70). Если сейчас длительность морозного периода составляет 4—5 месяцев, то в микулинскую эпоху здесь должно было происходить резкое сокращение морозного периода. Средние январские температуры, вероятно, повышались до $-1^\circ - 0^\circ$ С, тогда как в настоящее время они значительно ниже ($-8^\circ - -10^\circ$ С). Можно предполагать и некоторое увеличение количества годовых осадков (сейчас оно здесь колеблется в пределах 500—600 мм) (табл. 9).

Палеоэкологический анализ древних почв, таким образом, свидетельствует о росте океаничности климата на континенте,

Таблица 9. Некоторые климатические характеристики позднего плейстоцена в перигляциальной зоне центра Русской равнины (бассейн Средней Десны). Составил А. А. Величко

Время	Температура, °C			Количество осадков, мм		Длительность морозного периода, дни	Температура грунта на уровне слоя годовых колебаний, °C
	январь	июль	среднего-ван	всего	в том числе твердых		
Современность. *	-8,5	18,4	10—12	563	171	150	8
Холодная фаза позднего валдая (по материалам стоянки Тимоновка II, 15 150 ± 530 лет назад)	-40—45	18—16	-8—12	100—150	50	250	-7—10
Микулинское межледниковье	0	18	10—11	600—700	0	0	10

Температуры и осадки даны по Л. Г. Конюковой, В. В. Орловой, Ц. А. Швер [1971], температура грунта по «Основам геоэкологии» [1959].

обеспечив в его восточном секторе. Это явление вряд ли можно объяснить только существованием признаков морской трансгрессии на севере этого сектора. Даже если принять представление о заметном изменении береговой линии в Прибалтике и на Карельском полуострове, эти изменения сами по себе не были столь значительными, чтобы оказать такое существенное влияние на климат.

Ранний валдай. Внутримезинское кратковременное похолодание. Время накопления малоомощных лёссовидных суглинков, перекрывающих почвы лесной (салынской) фазы мезинского комплекса и захваченных процессами почвообразования степной (крутицкой) фазы, можно рассматривать как самую раннюю позднеплейстоценовую эпоху возникновения перигляциальных условий, когда накопление лёссовидного материала шло практически на всей территории Европейской лёссовой области. Правда, в это время накапливался материал, заметно более тяжелый по механическому составу, чем лежащие выше лёссы. Судя по небольшой мощности отложений, незначительной была и интенсивность лёссообразования. По-видимому, это была наименее суровая и продолжительная эпоха лёссообразования.

Можно, следовательно, полагать, что климатические условия этого времени были уже достаточными для возникновения гиперзональных перигляциальных условий. Однако приведенную палеогеографическую интерпретацию этого уровня можно рассматривать лишь как один из вариантов. Вполне допустим и другой вариант, а именно накопление внутримезинской минеральной массы в ходе почвообразования степной (крутицкой) фазы мезинского комплекса. Сосуществование обоих процессов в современных условиях было показано И. П. Герасимовым [1962]. Малоомощность внутримезинского уровня, тяжелый механический состав, его полная проработанность почвенными процессами (он целиком входит в гумусовый горизонт и ни в одном разрезе в чистом виде не встречен) — все это служит аргументами в пользу второго варианта. Вместе с тем вряд ли следует думать, что переход от лесной фазы к степной был постепенным. Существование системы бывших элементарных ледяных жил фазы а смоленского криогенного горизонта свидетельствует о том, что с окончанием лесной фазы наступили условия, благоприятствовавшие развитию многолетней мерзлоты, хотя и в очень рудиментарном виде. Незначительное развитие этих образований, как и сам характер структур, говорит о том, что эта фаза криогенеза была кратковременной и по температурам грунта едва достигала условий, определяющих развитие многолетней мерзлоты. С фазы а смоленского криогенного горизонта начинается валдайская эпоха.

Степная фаза почвообразования мезинского комплекса (крутицкий интервал). Эта эпоха отражает смягчение условий, которые, однако, значительно отличались от физико-географических условий микулинского межледниковья. Для нее было характерно распространение почв черноземно-дернового типа на широких пространствах всей территории Европы. В это время уже нельзя проследить ши-

ротные изменения почв, столь ярко проявляющиеся в микулинское межледниковье и современный период на тех же территориях. С запада на восток — от бассейна Рейна до бассейна Дона и с севера на юг — от Брянска до северного Приазовья были распространены почвы черноземно-дернового типа. Таким образом, коренное отличие этой эпохи заключалось не только в общей выравненности условий, но и в принципиально иной зональной структуре по сравнению с микулинским временем и современностью. Ее можно рассматривать как гиперзональную теплую эпоху в отличие от гиперзональных холодных ледниковых эпох [Величко, 1968, 1973а]. Если в микулинское время шло глубокое пропикновение океанических условий далеко на восток, то в степную фазу ситуация меняется коренным образом.

Это была эпоха преобладания континентальных условий на всем материке, в том числе в его западном секторе, который в настоящее время характеризуется океаническим климатом. На равнинных пространствах этого сектора количество осадков должно было сократиться на 300 мм, а их летний максимум проявляться более отчетливо. В годовом ходе температур главные изменения касались его зимней части. Июльский максимум скорее всего был близок к современному. Зимой же в этом районе устанавливался устойчивый морозный период, а средние январские температуры могли быть ниже -10°C. Таким образом, для рассматриваемой эпохи можно предполагать серьезные изменения теплового баланса наряду со значительным ослаблением роли океанических масс воздуха. Подобные изменения в структуре теплового баланса могли быть связаны, в частности, с тем, что в Атлантике покров морских льдов в зимнее время становился более устойчивым, а их граница заметно продвигалась к югу.

Средний валдай. Эпоха лёссообразования (горизонт лёсс I, хотылевский) и развитие криогенных процессов смоленского горизонта (фаза б). Вслед за степной (крутицкой) фазой почвообразования интерстадиального характера наступает значительный сдвиг в сторону большей суровости климата. Начинается эпоха лёссообразования (горизонт лёсс I, хотылевский), сопровождающаяся на ранних этапах развитием мерзлотных деформаций основной фазы (фаза б) ранневалдайского криогенеза. Судя по особенностям проявления криогенных процессов, характеристика которых дана выше, можно полагать, что климат этого времени мог обеспечить существование лишь слабо проявляющейся многолетней мерзлоты. Европа относилась к области атлантического типа криогенеза, когда в ее западной части температуры грунта на уровне годовых колебаний были близки к 0—-1°C, а мощность многолетнемерзлого слоя исчислялась несколькими десятками метров. В восточной части суровость климата несколько возрастала. Здесь, на уровне слоя годовых колебаний, температуры были близки к -2—-3°C. Сочетание малой мощности сезонно-талого слоя с определенным типом деформаций свидетельствует, с одной стороны, об относительно небольшой величине температурных градиентов, а с другой — о достаточно прохладных и влажных летних условиях. В целом климат, вероятно, не был более суровым, чем тот, который свойственен районам современной многолетней мерзлоты на северо-востоке Европы, где температуры января не опускаются ниже -12—-16°, а годовое количество осадков близко к 500 мм. Правда, длительность периода года с отрицательными температурами воздуха могла приближаться к 250 дням.

Само развитие мерзлотных структур фазы б смоленского криогенного горизонта наступило спустя некоторое время после начала аккумуляции лёссов, так как их нижняя часть оказалась включенной в систему деформаций. В среднем валдае в обстановке длительного господства холодных гиперзональных условий (с небольшими колебаниями в сторону большей или меньшей суровости) в перигляциальной зоне происходило накопление лёссов (хотылевский горизонт). Несмотря на то, что климат этой эпохи относится к ряду весьма континентальных, обуславливавших в лёссовой области очень бедный, сильно разреженный растительный покров, он все же не был самым континентальным. Как уже отмечалось, микроморфологические и микроскопические наблюдения указывают на признаки несколько большей увлажненности по сравнению с послелесным лёссом. На некоторых чертах климатических условий лёссообразования мы остановимся ниже.

Поздний валдай. Брянский интервал. Начало позднего валдая (от 29—30 до 24—25 тыс. лет назад) характеризовалось некоторым смягчением климата во время брянского

интервала. В эту эпоху продолжали сохраняться признаки гиперзональности в структуре географической оболочки.

В средних и южных частях Европы, по-видимому, преобладали открытые безлесные пространства. Наиболее отчетливо гомогенность в строении почвенного покрова проявлялась в восточном секторе, где в это время формировались почвы с наиболее развитым почвенным профилем. Почвы аналогичного строения в Европе в настоящее время отсутствуют. Комплекс признаков в строении брянской почвы свидетельствует о том, что формирование почвенного покрова в это время происходило в условиях холодного континентального аридного климата. По-видимому, наиболее близки к брянским по строению и условиям формирования современные мерзлотные палевопочвы Центральной Якутии [Величко, Морозова, 1972а]. Для них характерны следующие климатические условия: годовое количество осадков менее 200 мм, морозный период около 9 месяцев, средняя температура января ниже -30°C — -40°C . Однако июльский температурный максимум близок к 18°C — 20°C . Вывод о столь суровом климате брянского времени подтверждается и находками лемминговой фауны в брянской почве [Маркова, 1972б].

Владимирский криогенный горизонт. Брянский интервал завершается распространением волны криогенеза, совпадающей, вероятно, с начальными этапами поздневалдайского оледенения. В это время климатические условия были уже более суровыми, чем в эпоху формирования ранневалдайского (смоленского) криогенного горизонта. Восточноевропейский сектор зоны многолетней мерзлоты представлял собой область так называемого переходного типа криогенеза, где температуры грунта на уровне слоя годовых колебаний были близки к -2°C — -3°C . По климатическим условиям эта область могла напоминать южные районы современной зоны распространения постоянной мерзлоты. Возможно, по сравнению с оптимумом брянского интервала в это время происходило некоторое снижение летних температур. Этот этап привел к активному нарушению поверхности мерзлотными структурами (фаза б) владимирского криогенного горизонта. В Восточной Европе он привел к образованию рельефа типа пятен-медальонов.

Не менее резкое изменение почвенного покрова в брянское время наблюдалось на территории Средней и Западной Европы, где почвы с полно развитым почвенным профилем замещались образованиями со слабо выраженными почвенными признаками, сильно оглееными, как правило, выщелоченными от карбонатов. Здесь в еще большей степени проявляются криогенные нарушения почвенного покрова процессами солифлюкции и криотурбации, что следует поставить в связь с некоторым увеличением океаничности климата в западных районах Европы в это время. Такими климатическими изменениями, по-видимому, можно объяснить широкое распространение в пределах Средней и Западной Европы глеевых мерзлотных почв, которые на повышенных участках рельефа в пределах среднего геоморфологического уровня замещались маломощными дерновыми бескарбонатными почвами без признаков оглеения. В южных районах Средней Европы за пределами распространения мерзлоты средневалдайской криогенной эпохи, а также в пограничных с нею районах в это время формировались маломощные дерновые карбонатные почвы без признаков криогенных нарушений.

Поздневалдайская эпоха развития перигляциальных условий. С основным временем поздневалдайского оледенения совпадает эпоха широкого распространения лёссов на всей территории Европейской лёссовой области. Судя по высокой интенсивности лёссонакопления в добрянское время и по наиболее «лёссовому облику» отложений этого времени, это была эпоха наиболее континентальных условий даже в системе климатов, обуславливающих лёссообразование. Очень слабое преобразование исходной минеральной массы лёссов, не проявленность мерзлотных деформаций могут свидетельствовать о чрезвычайно низкой влажности и низких среднегодовых температурах.

Только оценив природную обстановку брянского интервала, можно приблизиться к пониманию природно-климатических условий лёссовых эпох.

Представление о крайней суровости, континентальности этих эпох было высказано И. П. Герасимовым [1962], К. К. Марковым и А. А. Величко [1967], Р. Флинтом [1963], Ф. Цейнером [Zeuner, 1963] и другими исследователями. При попытке оценить обстановку для послебрянской лёссовой эпохи (горизонты

лесс II — деснинский и лёсс III — алтыновский) следует учитывать, что она, согласно результатам исследования перигляциальных районов, была еще более суровой, чем добрянская лёссовая эпоха (лесс I, хотылевский). В это время накапливались наиболее «чистые» однородные, карбонатные, мощные лёссы, интенсивность накопления была почти на порядок выше, чем в добрянскую эпоху.

Известно, что отчетливые палеогеографические свидетели (индикаторы) условий лёссообразования обнаруживаются с трудом. Объясняется это, на наш взгляд, не только недостаточностью наших знаний и методов, но и трудностями подхода к расшифровке. Обычно при реконструкциях мы пользуемся методом актуализма. Но в данном случае этот метод не может быть применен в простой интегральной форме, поскольку современных районов, где бы формировались лёссы, подобные позднеплейстоценовым, не существует. Но можно попытаться подойти к выявлению некоторых черт обстановки, пользуясь методом актуализма в дифференциальной форме, а также с помощью сравнительного анализа.

Выше отмечалось, что брянская почва, профиль которой сохраняет признаки почв гумидного ряда, формировалась в весьма суровых климатических условиях. При попытке оценить обстановку лёссообразования обращают на себя внимание не только указанные выше особенности строения лёссов, но и чрезвычайно малое количество гумуса, свидетельствующее об очень разреженном растительном покрове. Микроморфологические исследования Т. Д. Морозовой [1963] показали, что лёссы по своему микростроению более всего приближаются к сероземам, к почвам субтропических пустынь, т. е. к почвам под очень разреженным растительным покровом, формирующимся в крайне засушливых районах, где среднегодовая сумма осадков иногда не превышает 50 мм и обычно близка к 100—200 мм в год.

Сложнее говорить о температурном режиме. Сероземы формируются в контрастных температурных условиях: июльские температуры достигают 25°C — 30°C , а январские близки к 0°C . Однако эти температуры, по-видимому, недостаточны для оценки условий, в которых формировались лёссы перигляциальных районов. Палеоботанические исследования В. П. Гричука и З. П. Губониной [Гричук, 1972] показывают, что рассматриваемые лёссы формировались в условиях холодных, перигляциальных степей. Весьма показательно, что в лёссах была обнаружена пыльца *Alnaster fruticosus*, вида, который произрастает только в зоне современной многолетней мерзлоты. Отсюда следует предполагать существование в течение большей части года низких отрицательных температур. Этот вывод хорошо подтверждается присутствием горизонтов ископаемой мерзлоты как в основании, так и в кровле лёссовой толщи послебрянского времени. Наконец, об этом же свидетельствует и изучение выветрелости этих лёссов. Согласно минералогическим исследованиям Т. А. Халчевой [1971], рассматриваемые валдайские лёссы имеют столь же низкий коэффициент выветрелости, как и якутские лёссы; отношение устойчивых минералов (турмалин + циркон) к легко разрушаемым роговым обманкам дает величину, всего лишь равную 0,19.

Таким образом, структура климата в эпоху формирования лёссов напоминала структуру климата брянского времени, но его параметры еще больше были смещены в сторону суровости, континентальности. Обращают внимание не только указанные выше особенности строения лёссов, но и их характерность для них признаков сингенетического льдообразования. Все это может явиться указанием на то, что наиболее существенным отличительным свойством и без того очень сурового климата «брянского типа» было дальнейшее сокращение осадков (можно полагать, что в это время количество осадков не достигало и 100 мм в год) при очень большом контрасте температур между холодным и теплым временем года.

Горизонт ярославского криогенеза. Влажность несколько увеличилась к концу времени лёссообразования, когда начался этап активного проявления криогенных процессов. Максимальное продвижение на юг границы многолетней мерзлоты в эту эпоху, почти повсеместное распространение внутри этой зоны полигонального рельефа, в том числе с повторно-жильными льдами, свидетельствуют о чрезвычайно низких среднегодовых температурах грунта на уровне слоя среднегодовых колебаний. В Восточной Европе, в средней части Русской равнины, где господствующее положение занимал так называемый сибирский тип многолетней мерзлоты с мощностью многолетнемерзлых пород до 200 м, эти температуры были не менее

—3÷—5°C, а возможно, и —7÷—10°C. Среднегодовые температуры воздуха могли опускаться ниже —10÷—15°C, а январские температуры приближались к —30÷—40°C. К западу происходило некоторое смягчение климатических условий, хотя и незначительное.

Исходя из соотношения псевдоморфоз по повторно-жильным льдам с культурными слоями позднемадленских стоянок, таких, как Тимоновка и Елисеевичи в бассейне средней Десны, начало деградации в зоне многолетней мерзлоты могло совпадать с отрезком времени, включающим бёллинг и аллерёд, но затем, в эпоху дриас III, наступила фаза аградации; последовательная деградация приходится уже на пребореал [Величко, Морозова, 1975].

Таким образом, материалы по погребенным почвам, лёссам и криогенным явлениям свидетельствуют о последовательном нарастании континентальности и суровости климата не только в целом, но и для однотипных по своим условиям эпох. Так, континентальность климата была наибольшей в брянское время по сравнению с крутицкой фазой мезинского комплекса. Эпоха лёсса накопления первой половины валдайского времени была менее континентальной, чем во вторую половину. В этом же направлении возрастает и суровость этапов криогенеза.

Палеогеографические материалы в целом согласуются с существованием крайне суровых континентальных условий в позднем валдае. Типичные представители тундровой фауны распространялись на 20° по широте южнее настоящего времени, их ареал был близок к максимальной границе зоны многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене, а такие виды, приспособленные к холодному климату, как северный олень, рас-

пространялись вплоть до средиземноморского побережья Франции. По палеофаунистическим данным так же, как и по другим компонентам, устанавливается деструкция лесного зонального пояса. На всей территории Европы господствующее положение занимали открытые ландшафты — тундровые, лесотундровые, степные.

Намечающееся некоторое увеличение роли лесных элементов в средней полосе Европы свидетельствует о том, что здесь сохранились небольшие лесные участки интразонального характера, преимущественно по долинам рек. Наличие такой полосы, возможно, указывает на то, что сквозь общий фон гиперзональности, занимавшей господствующее положение в эту эпоху, как бы просвечивали почти стершиеся черты прежней зональной структуры. В это время открытые пространства тундро-степного характера, по существу, перекрыли микулинскую и современную лесные зоны и сомкнулись со степями на юге. Выжившие обитатели исчезнувшей лесной зоны в значительной степени продолжали укрываться («переживать») в кое-где сохранившихся лесных массивах на месте лесной зоны. Характерно также, что, как и по некоторым другим компонентам (лёссы, мерзлота), по фауне также наблюдается возрастание континентальности и суровости климата в широтном направлении на восток. Для раннего валдая об этом, в частности, говорит отсутствие мамонта в Средиземноморье и его появление на юге Русской равнины, в Крымско-Кавказской области. Сопоставление данных по состоянию мерзлотных процессов, распространению лёссов и фауны для позднего валдая также позволяет полагать некоторое смягчение климата в западном секторе континента.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Палеоботанические материалы неоднократно использовались исследователями четвертичного периода для определения климатических условий ледниковых и межледниковых эпох. Одной из последних работ в этом направлении является монография Френцеля [Frenzel, 1967]. В частности, им произведены расчеты для оптимума микулинского (эемского) межледниковья температур и осадков в ряде районов Европы. Для этого были

Таблица 10. Отклонение климатических показателей от их современных значений в эпоху климатического оптимума микулинского межледниковья в северной части Европы [Frenzel, 1967]

Климатический показатель	Отклонения от современного значения					
	Дания	Северо-Европейская низменность	Средняя Польша	Белоруссия	Северо-западная Украина	Центральная часть Русской равнины
Средняя температура января, °C	+2	+1—2	+3—4	+5—6	+2—3	9—10
Средняя температура июля, °C	+1—2	+3	3	5		+2
Средняя годовая температура, °C	+1—2	+2—3	3	+7	+1	+4—6
Годовая сумма осадков, мм			50	—	+50	+100

использованы данные об экстремальных климатических условиях, допускающих существование ряда видов — *Acer tataricum* L., *Fagus silvatica* L., *Ilex aquifolium* L., *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench и *Trapa natans* L. Исходя из этих данных, для пунктов, в которых в межледниковых отложениях были найдены перечисленные виды, были рассчитаны отклонения некоторых климатических показателей от их современных значений (табл. 10).

Несмотря на то что полученные величины не могут претендовать на большую точность (уже в силу ограниченного объема фактического материала), можно не сомневаться в том, что общую картину нарастающего к востоку улучшения климатических условий в межледниковую эпоху они отражают правильно. Нетрудно убедиться и в том, что указанные количественные характеристики изменений температур и осадков близки к приведенным выше характеристикам, установленным по ископаемым почвам.

Приведенные данные характеризуют особенности климата межледниковой эпохи на довольно значительной части Европы, однако следует иметь в виду, что они не могут быть отнесены к какому-то определенному отрезку весьма длительного времени, каким является эпоха климатического оптимума. В то же время вся сумма палеоботанических данных показывает, что климат на протяжении межледниковой эпохи не оставался неизменным. В литературе известно много попыток охарактеризо-

Таблица 11. Основные климатические показатели для центрального района бассейна среднего Днепра в эпоху микулинского межледниковья и в начале раннего валдайского оледенения

Пункт	Горизонт хроно- стратиграфиче- ской шкалы В. П. Гричука [1961]	Климатический показатель					Отклонение от современных значений					Станция сравнения
		средняя тем- пература июля, °C	средняя тем- пература января, °C	длитель- ность безмо- розного пе- риода, дни	осадки, мм		средняя тем- пература июля, °C	средняя тем- пература января, °C	длительность безмороз- ного периода, дни	осадки, мм		
					общая сумма	в том числе твердые				общая сумма	в том числе твердые	
Турчинка	V_{2c}	19,2	-17,0	124	505	151	-0,4	-11,0	-48	-85	0	Житомир
	V_{2b}	19,9	-13,6	147	440	146	0,6	-7,6	-25	-150	0	
	V_{2a}	19,4	-15,0	131	433	128	0,1	-9,0	-41	-157	-20	
Хотылево	V_1	16,2	-19,4	78	600	192	-3,4	-13,4	-94	+10	-45	Брянск
	M_8	15,4	-9,9	121	560	191	-3,9	-3,9	-54	+30	-45	
Семиходы	M_7	17,7	-4,3	172	645	125	-1,6	+1,7	0	+55	-25	Киев
	M_5+M_6	17,6	-0,6	180	621	21	-1,7	+5,4	10	+30	-125	
	M_4	20,2	-5,4	164	456	78	1,9	+0,6	-8	-135	-70	
	M_3	22,7	8,5	160	442	134	3,4	-2,5	-12	150	15	

вать эти изменения, но в основном при этом устанавливалась лишь качественная сторона явления.

В 1969 г. В. П. Гричуком были опубликованы результаты расчетов количественных значений основных климатических показателей для эпохи микулинского межледниковья и начала раннего валдайского оледенения для района в бассейне среднего течения Днепра [Гричук, 1969а]. С некоторыми дополнениями, полученными при более полной проработке материалов, результаты этих расчетов приведены в табл. 11.

Материалы, на которых основываются расчеты, получены при изучении озерно-болотных межледниковых отложений у с. Семиходы, на Припяти, аллювиальных отложений из основания второй надпойменной террасы Десны у д. Хотылево и второй террасы Ирши (приток Припяти) около Турчинка. Используемые палеоботанические материалы по этим разрезам достаточно обширные и обеспечивают достоверность результатов. Методика этих расчетов опубликована [Гричук, 1969б]. В основном они выполнены по методу «ареала флористического комплекса».

В табл. 11 стратиграфические горизонты, к которым относятся полученные климатические показатели, обозначены по шкале пыльцевых зон верхнего плейстоцена [Гричук, 1961].

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И АРЕАЛЫ РАННЕНЕОЛИТИЧЕСКИХ КУЛЬТУР НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР В КЛИМАТИЧЕСКОМ ОПТИМУМЕ ГОЛОЦЕНА

Накопленные к настоящему времени многочисленные палинологические и радиуглеродные данные по голоцену Северной Евразии позволяют приступить к составлению мелкомасштабных карт, отражающих историю растительности в голоцене на обширных территориях по основным хронопалеогеографическим срезам. На первом этапе этих работ мы ограничимся рамками Европейской части СССР, где динамика растительных зон в голоцене изучена наиболее полно и где палеогеографические схемы хорошо обеспечены радиоуглеродными датами. Выбранный нами хронологический срез — 5—6 тыс. лет назад — относится к экстремальной фазе климатического оптимума послеледниковья, что по схеме Блитта-Сернандера соответствует концу атлантического периода. Оптимальное соотношение тепла и влаги выражалось в максимальной теплообеспеченности и достаточной увлажненности. В этот отрезок голоцена в лесной зоне рассматриваемой территории наблюдалась наибольшая дифференциация растительных зон и наибольшее их смещение в северном направлении.

Рассматривая голоцен как возможный аналог межледниковья, можно видеть, что выбранный срез относится к переходу от термоксеротической к термогигротической фазам межледниковья, т. е. к наиболее показательному этапу климатического цикла межледниковья. Точность выделения указанного хронологического среза довольно высокая: она обеспечивается многочисленными радиоуглеродными датировками, палинологическими и археологическими материалами.

Карта растительности климатического оптимума голоцена завершает серию представленных в книге палеогеографических карт (рис. 71). По существу она является одним из заключительных звеньев, позволяющих найти переход от растительности прошлых эпох к настоящему времени, что в свою очередь, выводит нас на уровень выявления древних корней современных растительных формаций и возможности осуществления прогнозных построений.

Исходя из этих предпосылок, мы попытаемся дать сравнительный анализ растительного покрова климатического оптимума голоцена по отношению к климатическому оптимуму микулинского межледниковья (см. карту 9) и к настоящему времени [Физико-географический атлас мира, 1964].

В частности, на нашей карте показаны границы растительных зон и подзон, относящиеся к климатическому оптимуму голоцена и к настоящему времени, что позволяет наглядно представить масштабы зональных сдвигов. Кроме того, на карту нанесены ареалы раннеолитических племен, распространенных в лесной и лесостепной зонах Европейской части СССР в IV тысячелетии до н. э. Первый опыт подобного сопоставления археологических и палеоботанических данных представляет значительный интерес в плане изучения экологических аспектов развития человека в прошлом.

Общая картина распределения растительного покрова Европейской части СССР в климатическом оптимуме голоцена, как и в микулинское межледниковье и в настоящее время, до-

Результаты палеоботанических исследований по разрезу у с. Мезин показывают, что зоны M_3 — M_6 соответствуют времени формирования нижнего почвенного горизонта мезинского комплекса (сальнская фаза), а зоны V_2 (a—c) — его верхнего горизонта. Очевидно, зоны M_7 , M_8 и V_1 должны быть отнесены к промежутку времени, разделяющему эти почвенные горизонты.

Несмотря на территориальную ограниченность, приведенные данные (табл. 11) дают известное представление об особенностях климата средней части Русской равнины на протяжении микулинского межледниковья и в начале эпохи оледенения. При оценке реального значения приведенных в таблице величин необходимо иметь в виду, что точность, с которой на основании флористических материалов могут быть рассчитаны количественные значения климатических показателей, не может быть большой. Соответствующие контрольные работы показали, что рассчитанные средние месячные температуры отклоняются от наблюдаемых многолетних средних на величину $\pm 1^\circ$, длительность безморозного периода — ± 15 дней, сумма осадков — ± 50 мм. Поэтому приведенные в таблице цифры, меньшие этих значений, должны рассматриваться лишь как указание на порядок величин.

статочно ясно отражает широтную зональность, несколько осложненную в связи с нарастанием континентальности климата с запада на восток. Максимальное для голоцена смещение растительных поясов лесной зоны в северном направлении было все же менее значительным, чем в микулинском межледниковье.

Тундровая зона, как и в климатическом оптимуме микулинского времени, почти полностью исчезла с материковой части Европейской территории СССР. Лишь на севере п-ова Канин и на крайнем северо-востоке, в приморских районах Малоземельской и Большеземельских тундр, существовали обширные пространства, занятые тундровыми ценозами в сочетании с редкостными древостоями.

Лесная зона продвинулась к северу на 100—200 км и вышла на побережье Полярного бассейна. На западе (Кольский полуостров) преобладали березово-сосновые леса, на востоке — елово-березовые формации. Интересно отметить, что в наскальных рисунках раннеолитических племен прибрежных районов Кольского полуострова доминирует тема изображения животных лесной зоны [Гурина и др., 1974]. Это хорошо согласуется с палеоботаническими данными и указывает на широкое распространение лесов в этих районах.

Лесная растительность Карелии была представлена сосновыми и березовыми лесами. Господствующее положение, как и в настоящее время, занимали сосняки, связанные с широко распространенными в этих районах песчаными отложениями. Однако роль березняков была более значительной по сравнению с настоящим временем. В составе лесов Карелии отмечалась примесь широколиственных пород (в основном вяз, а также липа и дуб), которые уверенно фиксируются по палинологическим данным вплоть до 65° северной широты.

Северную часть лесной зоны на Европейской территории СССР (кроме Кольского полуострова и Карелии) занимала темнохвойная еловая тайга, область распространения которой была примерно в три раза меньше по сравнению с настоящим временем. Ее южная граница была сдвинута на север приблизительно на 500—600 км. Напомним, что в климатический оптимум микулинского межледниковья темнохвойная тайга полностью редуцировалась на территории Европейской части СССР. Общая тенденция к интенсивному распространению темнохвойной тайги в настоящее время прослеживается с достаточной ясностью. В частности, ель усиленно распространяется теперь на Кольском полуострове [Нейштадт, 1957]. Можно полагать, что эта тенденция, характерная для Севера Европейской части СССР, сохранится и в ближайшем будущем.

К югу от темнохвойной еловой тайги располагалась широкая полоса лесов, в которых наряду с березой, сосной и елью часто встречались широколиственные породы. Эти леса в некоторой мере соответствуют березовым и еловым лесам с широколиственными породами климатического оптимума микулинского межледниковья (занимавшим примерно те же территории, см. карту 9), а также широколиственно-хвойным под-

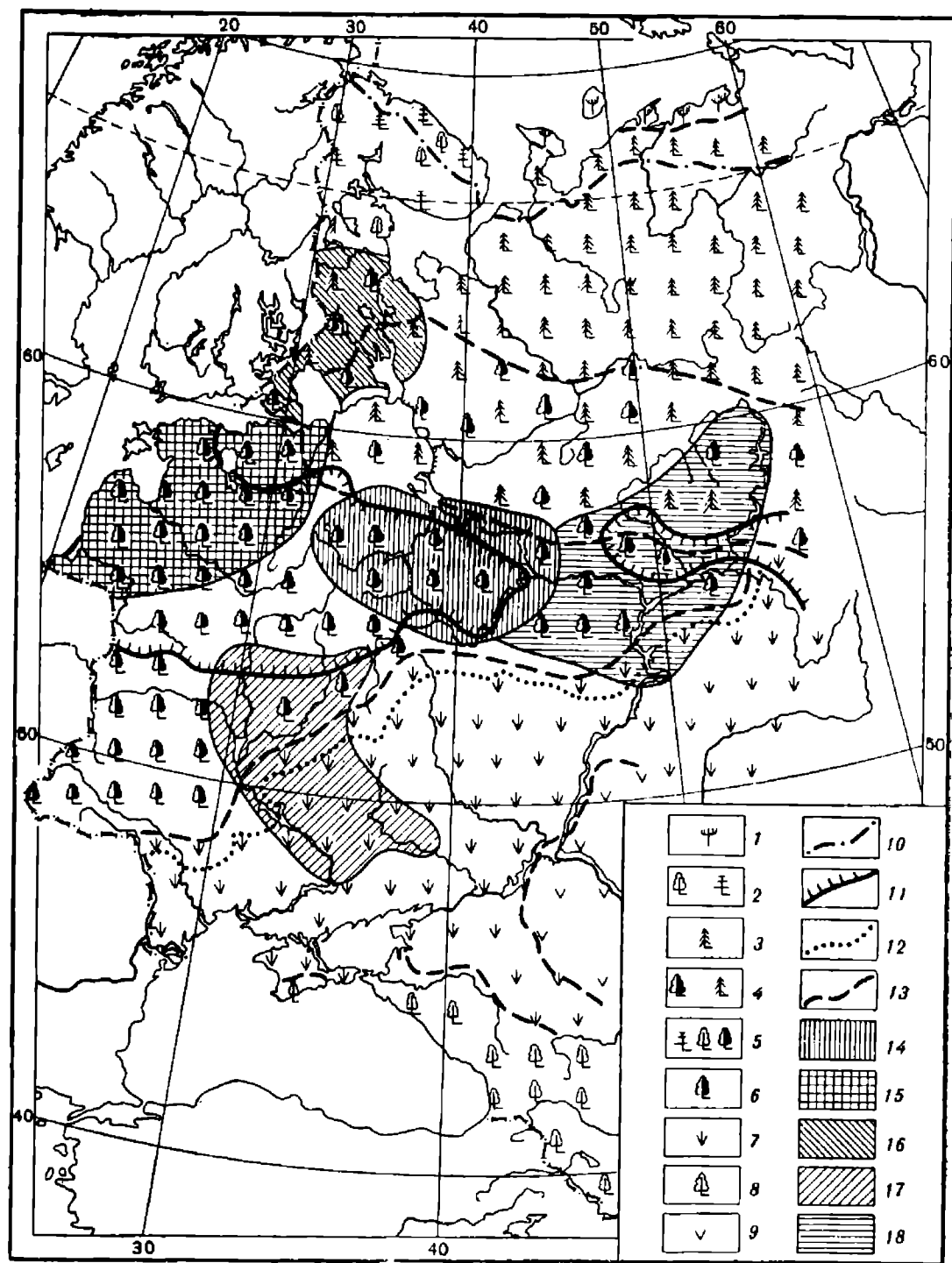


РИС. 71. Растительность и ареалы раннеолитических культур лесной зоны Европейской части СССР в экстремальную фазу климатического оптимума голоцена (IV тысячелетие до н. э.)

1 — тундры; 2 — березовые и сосновые леса Кольского полуострова и Карелии; 3 — таежные темнохвойные леса; 4 — широколиственно-хвойноподтаежные леса; 5 — сосновые и березовые леса с примесью широколиственных пород; 6 — широколиственные леса; 7 — степи; 8 — предгорные и горные леса Крыма и Кавказа; 9 — полупустыни; 10—12 — современные границы: 10 — северная граница лесной зоны, 11 — граница ареала широколиственно-хвойноподтаежных лесов; 12 — граница между лесом и степью; 13 — границы растительных зон и подзон; 14—18 — раннеолитические культуры: 14 — верхневолжская, 15 — нарвская, 16 — спаррингс, 17 — днепродонецкая, 18 — волго-камская

таежным лесам, произрастающим сейчас значительно южнее (см. рис. 71). Исходя из этих аналогий, можно считать, что подтаежные леса 5—6 тыс. лет назад располагались на 500—600 км северо-восточнее их современного положения. Высокое содержание пыльцы дуба, вяза, липы, орешника (примерно в сумме 10—20%) в отложениях соответствующего времени указывает на довольно значительное распространение в этих районах широколиственных пород. Березняки, сохранившиеся от предшествовавших этапов их полного господства (бореальный период), занимали в это время еще значительные площади. Проследивая голоценовую историю березы, можно думать, что в современных лесах Европейской части СССР первичные березняки распространены значительно шире, чем это принято обычно считать¹.

Сосновые леса, как и в предшествовавшие и в последующие этапы голоцена, были приурочены к районам распространения бедных песчаных почв. Палинологические данные свидетельствуют о том, что растительный покров песчаных низменностей лесной зоны Европейской части СССР отличался большим консерватизмом и сохранял свой бореальный облик в течение всего голоцена. Широколиственные породы, предпочитающие богатые глинистые почвы, существовали лишь в виде примеси к сосновым лесам.

¹ На карте современного растительного покрова в Физико-географическом атласе мира березовые леса как первичные формации показаны только на Кольском полуострове в виде березового редколесья.

К югу от подтаежных лесов простиралась полоса широколиственных лесов из дуба, вяза, липы и орешника. Эта полоса, достигая наибольшей ширины 1200—1300 км в западной части Европейской территории СССР, к востоку сужалась до 200—300 км. Аналогичный, но еще более глубоко продвинутый на восток «клин» широколиственных лесов, представленных грабом, отмечается в климатическом оптимуме микулинского межледниковья (карта 9). В настоящее время полоса широколиственных лесов, представленных в основном, дубовыми формациями, сократилась до ширины 200—400 км. Анализ динамики климата голоцена и предшествовавших межледниковий позволяет с большей долей вероятности прогнозировать дальнейшую деградацию неморальной растительности на территории Европейской части СССР.

Многоярусные широколиственные леса климатического оптимума голоцена были неоднородными. В пределах области их распространения можно выделить по крайней мере четыре провинции: Среднерусскую, со значительным участием, кроме широколиственных пород, сосны и березы, а также примесью ели; Прибалтийскую с большой долей ольхи и ели; Полесскую с господством сосны и участием широколиственных пород; Карпатскую, характеризовавшуюся появлением и участием ели [Нейштадт, 1957]. Следует подчеркнуть, что сосновые и березовые леса, сохранявшиеся с более ранних этапов голоцена, продолжали играть значительную роль в растительном покрове полосы широколиственных лесов. Сосновые леса песчаных равнин продолжали прочно удерживать свои позиции, хотя, естественно, доля примеси в них широколиственных пород значительно возросла.

Степная зона (включая лесостепь) в климатический оптимум голоцена не претерпевала значительных изменений в своих границах по сравнению с настоящим временем. Стабильность границы между лесом и степью в рассматриваемый интервал времени подтверждается спецификой проявления глобальных климатических колебаний в различных частях северного полушария [Гричук, 1969]. В этом плане прослеживаются значительные отличия по сравнению с климатическим оптимумом микулинского межледниковья, когда южная граница леса на территории Европейской части СССР существенно смещалась к югу (карта 9). Эти различия еще не вполне ясны и требуют специального исследования. Отметим лишь, что в климатический оптимум голоцена отмечается интенсивное распространение широколиственных лесов по долинам рек в пределах степной зоны до Черного моря.

Такова в самых общих чертах картина распределения растительного покрова на Европейской части СССР в экстремальную фазу климатического оптимума голоцена. К этому времени (IV тысячелетие до н. э.) относится появление первых неолитических племен в лесной зоне рассматриваемой территории, что знаменует собой переход к новому, более высокому уровню развития первобытных коллективов.

Особое значение имеет выделенный в самое последнее время древнейший пласт неолитических памятников в центре Русской равнины — верхневолжской раннеолитической культуры [Крайнов, Хотинский, 1974]. До 1972 г. считалось бесспорным, что самой древней неолитической культурой Волго-Окского междуречья является культура с ямочно-гребенчатой керамикой. Эта культура условно синхронизировалась с другими раннеолитическими культурами Русской равнины — днепродонецкой, нарвской, волго-камской и спаррингс. На археологических картах центр Русской равнины (особенно район верхней Волги) был показан белым пятном. Только в 1972 г. Верхневолжской экспедицией Института археологии АН СССР (Д. А. Крайнов) и голоценовым отрядом Института географии АН СССР (Н. А. Хотинский) благодаря применению нового метода фиксации археологических находок на стоянке Ивановское III (Переславский район Ярославской области) был открыт культурный слой с гребенчато-накольчатой керамикой, залегающий под слоем с ямочно-гребенчатой керамикой. Дальнейшими исследованиями было подтверждено не только существование раннеолитической верхневолжской культуры, но и установлены датировки, ареал этой культуры, природно-климатические условия ее существования и ее синхронность с другими раннеолитическими культурами лесной зоны Русской равнины.

Верхневолжская культура, по палинологическим и радиоуглеродным данным, существовала с конца V тысячелетия до н. э. — до начала III тысячелетия до н. э., т. е. в конце атлан-

тического периода. Это время, отвечающее экстремальной фазе климатического оптимума голоцена, характеризовалось максимальным распространением широколиственных лесов и благоприятными условиями для развития охотничье-рыболовецкого хозяйства ранненеолитических обитателей Русской равнины.

Археологические памятники верхневолжской культуры расположены в основном на территории Верхнего Поволжья (Ивановская, Ярославская, Калининская, Московская области). Отдельные памятники отмечены в Новгородской, Владимирской и Рязанской областях.

На западе верхневолжская культура граничит с нарвской ранненеолитической культурой (связанной, в свою очередь, на северо-западе с ранненеолитической культурой сперрингс), на востоке с ранней волго-камской неолитической культурой, а на юге, очевидно, с днепро-донецкой ранненеолитической культурой. С последней границы еще не уточнены.

Изучение керамики верхневолжской культуры и керамики указанных ранненеолитических культур позволяет говорить о некоторой схожести их в элементах орнаментики, а также

о схожести кремневой и костяной индустрии, носящей мезолитический облик. Их объединяют и общие виды хозяйства (охота и рыболовство), за исключением южных районов днепро-донецкой культуры, выходящей за рамки лесной зоны, где возникают производящие виды хозяйства — земледелие и скотоводство.

Безусловно, перечисленные культуры или культурные общности являются вполне самостоятельными, отличающимися друг от друга историко-культурными единицами. Но наличие ряда сходных черт заставляет нас предполагать их родственность (генетическую связь) или соседственные связи, подтверждаемые сходством природных условий районов их распространения. Отмечается удивительное совпадение ареалов раннеолитических племен лесной зоны с областью распространения широколиственных лесов атлантического периода. Эту связь вряд ли можно объяснить случайным совпадением, так как именно широколиственные леса обладают высокой биологической продуктивностью и исключительно благоприятными условиями для добывания растительной и животной пищи.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ГОЛОЦЕНА (МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ)

До недавнего времени голоцен рассматривался, как правило, изолированно, без взаимосвязи с более ранними этапами четвертичного времени. Несмотря на значительное количество работ, посвященных проблемам палеогеографии плейстоцена и голоцена, такое объединение чаще всего имело формальный характер. Исключение составляет работа Н. Я. Каца [1957], в которой на основе палинологических данных сделан сравнительный анализ развития растительности днепровско-валдайского (микулинского) межледниковья и послеледникового времени на территории Восточной Европы. При этом выявились значительные аналогии в истории растительности сопоставляемых эпох, а также отличия, состоящие в основном в большей контрастности изменения природных условий микулинского межледниковья по сравнению с послеледниковым временем. Ряд важных соображений о сходстве голоцена с межледниковыми этапами плейстоцена высказал А. А. Величко [1973а].

Анализ накопленных данных свидетельствует о том, что настало время детально оценить с палеогеографических позиций голоцен как предположительную модель современной межледниковой эпохи, как один из этапов продолжающегося четвертичного времени. Подобного рода анализ имел бы важное значение для разработки научного прогноза дальнейшего развития природы, так как голоцен занимает важную позицию в цепи палеогеографических реконструкций от прошлого к настоящему и к будущему.

Установленный многими исследователями ритмический характер смен ледниковых и межледниковых эпох в четвертичном периоде заставляет обратить внимание на возможности познания нового оледенения. На актуальность данной проблемы указывает тот факт, что в настоящее время мы живем в конце потепления голоценового времени, палеогеографическая структура которого мало чем отличается от прошлых межледниковых эпох, закономерно сменявшихся периодами оледенения.

Цель данного раздела показать взаимосвязь голоцена с последним оледенением, дать оценку голоцена как части современного межледниковья и определить наше время в этом межледниковье, а также попытаться осуществить прогнозные построения.

При решении этих проблем в первую очередь встает вопрос об объеме голоцена, или, точнее, о границе плейстоцен—голоцен. Как известно, эта граница выделяется на различных хронологических уровнях в интервале от 16 до 8 тыс. лет назад. Несмотря на существующие разногласия, многие исследователи приходят в последнее время к выводу, что указанная граница должна быть синхронной и единой для всех районов, а не скользящей во времени.

Наиболее обстоятельные исследования проблемы определения границы плейстоцен—голоцен провели М. И. Нейштадт и К. К. Марков. М. И. Нейштадт видит эту границу на хронологическом уровне в 12 тыс. лет назад, когда началось непрерывное накопление органогенных озерно-болотных отложений в умеренном поясе Евразии. Голоцен в подобной трактовке охватывает послеледниковье и вторую половину позднеледниковья (поздний дриас, аллерёд).

К. К. Марков [1965] проводит нижнюю границу голоцена по контакту поздне- и послеледниковых отложений на уровне около 10 тыс. лет назад, когда, по его мнению, начинается непрерывающееся разрушение Европейского ледникового щита, перестает существовать балтийское ледниковое озеро (которое сменяется добореальным иольдиевым морем), исчезает перигляциальная растительность и фауна, заканчивается палеолит и начинается мезо- и неолитический этап развития человеческого общества.

Вместе с тем новые палеоботанические данные свидетельствуют о частичном возврате к ледниковым условиям и о восстановлении позднеледникового растительного комплекса во второй половине предбореального периода, во время так называемого переславского похолодания (стадия пиоттино в Западной Европе).

Первые следы климатических колебаний в предбореальный период были обнаружены на территории СССР при изучении озерно-болотных отложений Ярославской области [Хотинский, 1964]. Проведенные здесь исследования показали, что переход от «открытых», почти безлесных ландшафтов позднеледниковья к лесным формациям послеледникового времени произошел в центре Русской равнины, как и во всей средней полосе Европы, в результате всеобщего потепления и смягчения континентальности климата около 10 300 лет назад. Вместе с тем, как было установлено, позднеледниковые явления проявлялись и позднее — в предбореальный период. Вторая половина предбореала (РВ—2) была отмечена похолоданием и частичным восстановлением позднеледникового комплекса растительности, почти исчезнувшего в начале периода (зона РВ—1). Это похолодание вошло в литературу под названием «переславский интервал похолодания» [Чеботарева и др., 1965]. Переславское похолодание отделялось от верхнего дриаса интервалом улучшения климата, названным половецким потеплением [Хотинский, 1970]¹. Радиоуглеродные датировки показали, что половецкое потепление имело место в центре Русской равнины 10 000—10 300 лет назад, а переславское похолодание — около 9500—10 000 лет назад. В дальнейшем аналогичные изменения растительности и климата предбореального периода были обнаружены на Урале [Хотинский, 1970] и в Сибири [Кинд, 1969б; Волков, 1971].

В Западной Европе К. Бере [Behre, 1967] выделил в рамках предбореального периода аналог половецкого потепления — осцилляцию межстадиального характера фрисланд (Friesland) и аналог переславского похолодания — осцилляцию стадиального характера пиоттино (Piotтино).

Обнаруженные в различных частях умеренного пояса Евразии следы изменений растительности и климата предбореального времени, несмотря на удаленность один от другого пунктов наблюдения, вполне сопоставимы. Повсеместно прослеживается общая закономерность: лесные формации, доминирую-

¹ Следует подчеркнуть, что переславский интервал похолодания может быть выделен лишь с учетом существования половецкого потепления. В противном случае этот интервал должен рассматриваться как период относительного улучшения климата по сравнению с чрезвычайно суровой климатической обстановкой в верхнем дриасе.

Таблица 12. Периодизация и климатические изменения первой половины голоцена

	Западная Европа [К. Бере, 1967; Фритц А., 1969]		Восточная Европа [Хотинский Н., 1977]	
	Период	Климат	Зона	Климат
7	Атланти- ческий	Климатический оптимум	АТ—1	Теплый, относительно влажный
8	Бореальный	Окончательное потепление	ВО—2	Прохладный, сухой
9	Предбо- реальный	Климатические колебания — лент- хольц	ВО—1	Относительно холодный и сухой (переславское похолодание) Относительно теплый и влажный (половецкое потепление)
10		Похолодание пи- оттино	РВ—2	
		Потепление фри- сланд	РВ—1	
11	Молодое тундровое время	Холодный	ДР—3	Резко континентальный, максимально холодный и сухой

щие со времени половецкого потепления, позднее, в период переславского похолодания, были несколько потеснены характерными для позднеледниковья травянисто-кустарничковыми сообществами. Частичное восстановление растительности позднеледникового облика во время переславского ухудшения климата, несомненно, было вызвано новой волной похолодания, охватившей огромные территории.

Более дробное деление предбореального периода получено по палеоботаническим и радиоуглеродным данным в Австрии [Fritz, 1969], где, помимо стадий фрисланд и пиоттино, выделены климатические колебания ленгхольц с двумя похолоданиями: в интервале 9200—9300 лет назад и в 8900 лет назад (табл. 12). Окончательное потепление наступило здесь около 8800 лет назад, что, по мнению А. Фритца, совпадает с отступанием раннеголоценовых ледников в Альпах и, возможно, с бипартацией Скандинавского ледника.

Можно думать, что переславское похолодание и похолодания в рамках климатических осцилляций ленгхольц отражают последние «дыхания» валдайской (вюрмской) ледниковой эпохи, которые были связаны с активизацией и увеличением сохранившихся остатков материковых ледников. При этом обращают внимание обнаруженные в Скандинавии краевые образования ледника, сформировавшиеся после позднего дриаса, в финигляциальное время.

Вероятным аналогом переславского похолодания может быть краевая зона Нясиярви, расположенная к северу и северо-западу от комплекса краевых образований Сальпаусельки. Эта краевая зона образовалась в начале раннего голоцена, по М. Саурамо [Sauramo, 1940]. Варвометрические данные этого исследователя и его учеников свидетельствуют, что возраст нясиярвиской зоны — 9400 лет назад. Новейшие данные подтверждают эту точку зрения, поскольку в дистальных частях гряд на северо-западном продолжении нясиярвиской зоны древнейшие береговые уровни относятся к финальной фазе ильдиевой трансгрессии. В более северных районах Фенноскандии не обнаруживаются краевые зоны, подобные нясиярвиской, что указывает на иные условия развития остатков ледникового покрова. Вместе с тем геохронологические исследования последних лет указывают на сохранность ледника в Скандинавии не только в предбореальный, но и в бореальный периоды [Alhonen, 1971].

Все это позволяет говорить, что ледниковая ситуация в Европе окончательно перестала существовать около 8—9 тыс. лет назад. На данное обстоятельство обратил внимание А. А. Величко [1973а], который именно к этому времени отнес границу плейстоцен—голоцен.

На наш взгляд, ледниковые явления в начале послеледниковья имели важное значение и оказывали существенное влияние на развитие природных условий предбореального и бореального периодов. Вместе с тем, по нашему мнению, основной перелом в развитии природных условий произошел не-

сколько раньше — на поздне- и послеледниковой границе (около 10300 лет назад), определяемой как синхронный палеогеографический рубеж глобального масштаба. Важное значение имеет и другой рубеж — на уровне около 12—13 тыс. лет назад. На изотопной палеотемпературной кривой, полученной по разрезу ледникового щита в Гренландии [Dansgaard et al., 1970], хорошо видно, что на этом хронологическом уровне проходит граница, отделяющая период глубокой температурной депрессии от последующего интенсивного нарастания тепла.

Таким образом, мы не видим в прошлом «абсолютного» рубежа, который можно безоговорочно принять за границу плейстоцен—голоцен, так как приведенные примеры указывают на возможность ее проведения и обоснования на различных уровнях. Учитывая приведенные выше данные, мы считаем возможным определить это время в рамках последних 10—12 тыс. лет.

Определив объем голоцена, попытаемся рассмотреть это время как определенную часть межледникового ритма и установить его связь с последним оледенением. В работах В. В. Реввердатто [1940], М. П. Гричук и В. П. Гричука [1961], В. П. Гричука [1969в] показано, что каждая ледниковая эпоха может быть разделена на две стадии: криогигротическую, относящуюся к первой половине оледенения с холодным и влажным климатом, и криоксеротическую, относящуюся ко второй половине оледенения с климатом холодным и сухим. Межледниковья по данной схеме (рис. 72) также подразделяются на две стадии: термксеротическую, т. е. теплую и сухую (первая половина межледниковья), и термогигротическую, т. е. теплую и влажную (вторая половина межледниковья). Сопоставим эту общую схему с тремя выделенными нами для Северной Евразии типами климатических колебаний в голоцене: атлантико-континентальным (Русская равнина), континентальным (Сибирь) и тихоокеанским (Дальний Восток) (рис. 73).

Заключительные позднеледниковые фазы последнего оледенения, или древний голоцен по схеме М. И. Нейштадта, определяются во всех районах Северной Евразии как резко континентальные, холодные и сухие этапы, относящиеся к криоксеротической стадии. Для этой стадии характерно широкое распространение «холодных» степей, которые совместно с тундровыми и лесными сообществами образовывали так называемый перигляциальный растительный комплекс — явление смешения зон (по Гроссету) или гиперзональности (по А. А. Величко)¹.

Палеоботанические материалы, полученные в Западной Европе и на Русской равнине, свидетельствуют о пульсирующем характере изменений растительности и климата позднеледниковья. Здесь выделяются три холодные дриасовые эпохи, разделенные относительно теплыми межстадиалами — бёллинг, аллерёд. Холодные этапы сопровождались усилением континентальности климата и широким распространением в перигляциальных районах безлесных ландшафтов с преобладанием ксерофитных травянистых сообществ и тундровых группировок. В межстадиалы происходило некоторое смягчение континентальности климата и увеличение роли древесных формаций. Материалы Н. В. Кинд, Г. М. Левковской и других исследователей позволяют предполагать, что аналогичные колебания климата и однонаправленные изменения в растительном покрове имели место и в Сибири. Однако вопросы палеогеографии и хронологии сибирского позднеледниковья требуют дополнительных исследований.

Опираясь в основном на данные по Европе, мы хотим обратить внимание на довольно загадочное явление позднеледниковья, связанное с динамикой Скандинавского ледника. Согласно общепринятым представлениям, холодные дриасовые эпохи позднеледникового времени соответствуют периодам увеличения материкового оледенения, его трансгрессивным фазам; напротив, в теплые межстадиальные этапы происходит сокращение и частичная деградация ледникового щита.

Однако данная концепция противоречит характеру климатических ситуаций, возникавших в стадиальные этапы позднеледниковья. Дело в том, что дриасовые эпохи были отмечены не только похолоданием, но и резким усилением континен-

¹ В океанических районах Дальнего Востока (Камчатка, Сахалин) признаки широкого развития «холодных» степей не выявляются, и здесь в позднеледниковье господствовали кустарниковые формации ольхового и кедрового стланика, кустарниковых берез, а также группировки с преобладанием плаунов и селягинелл.

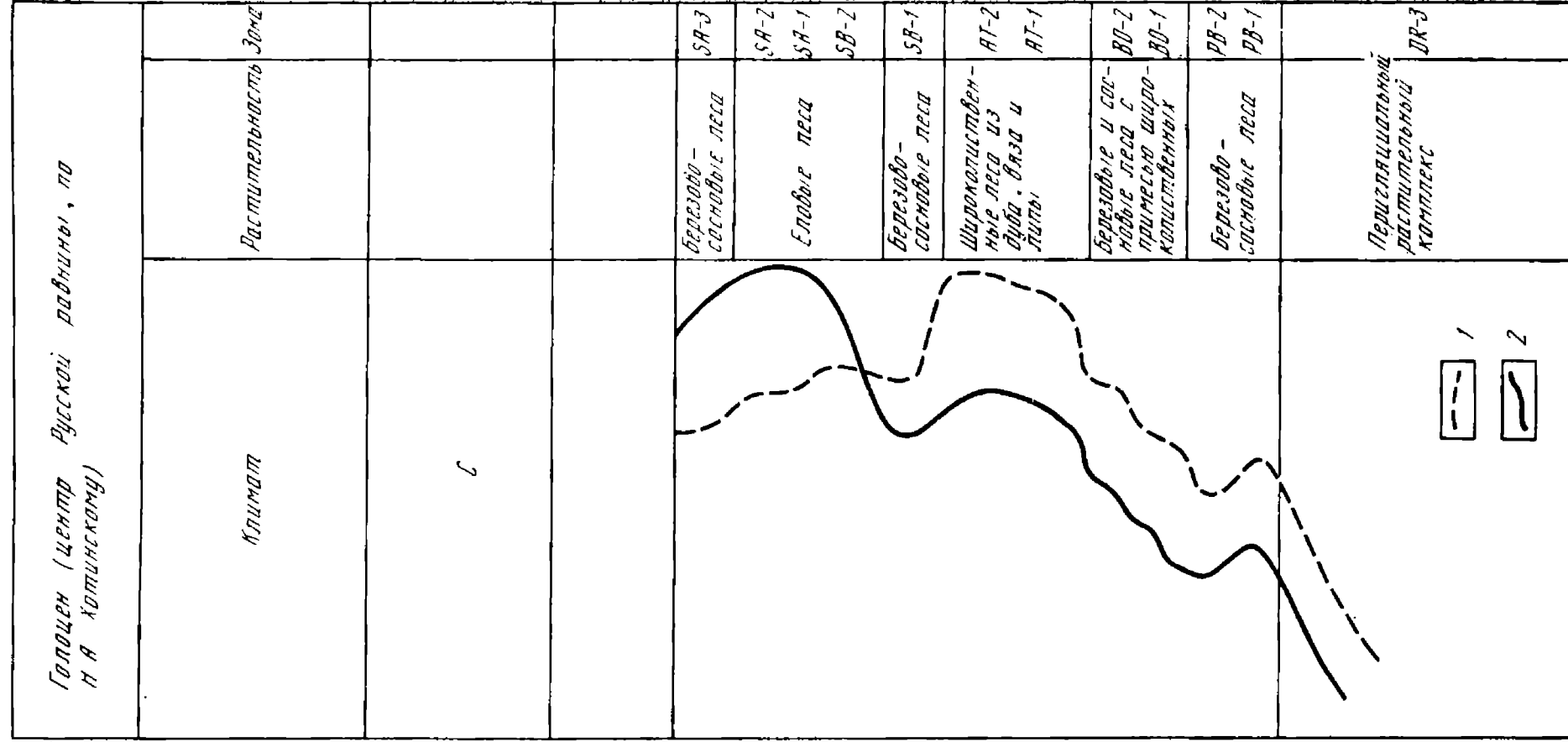
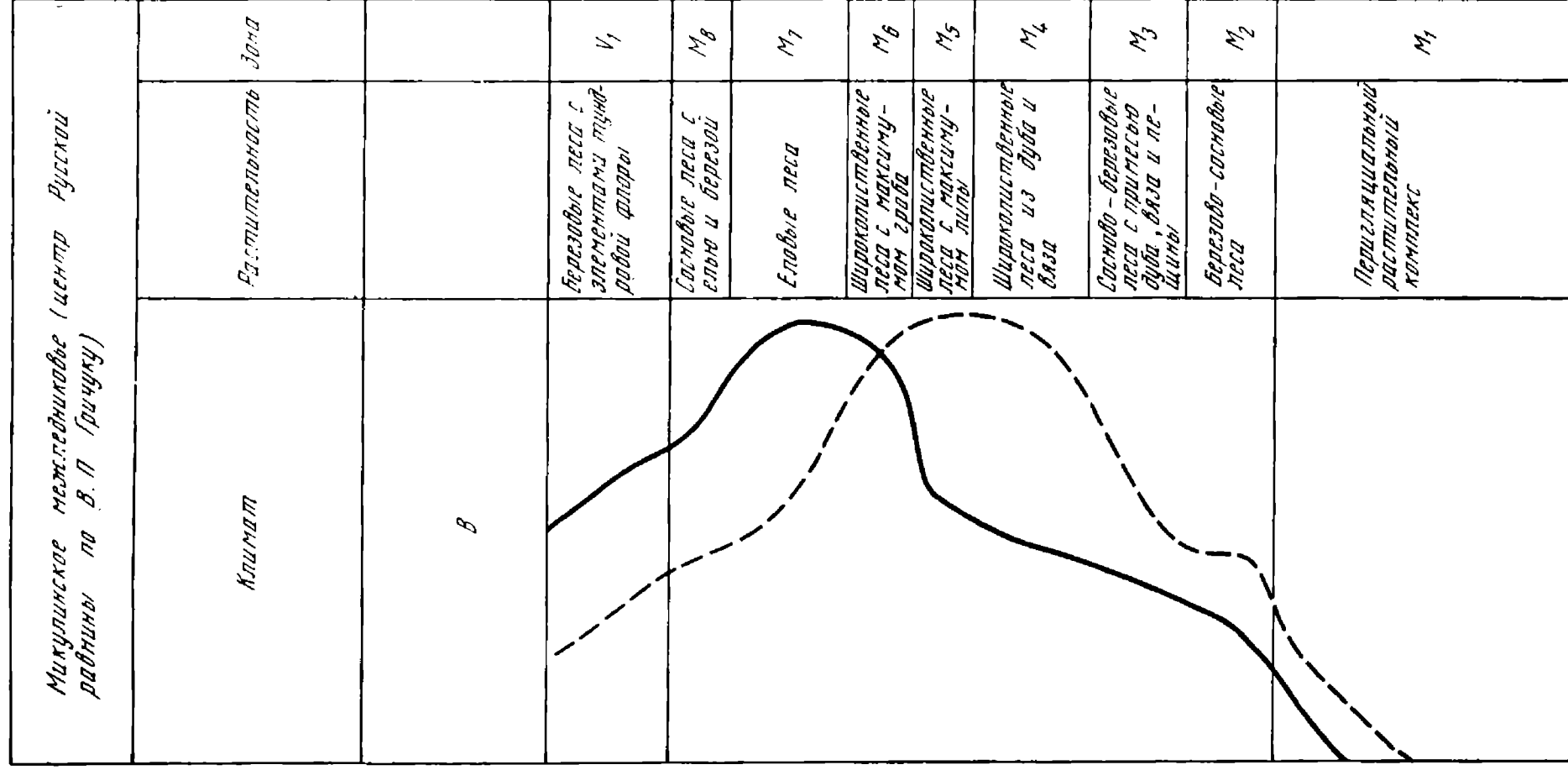
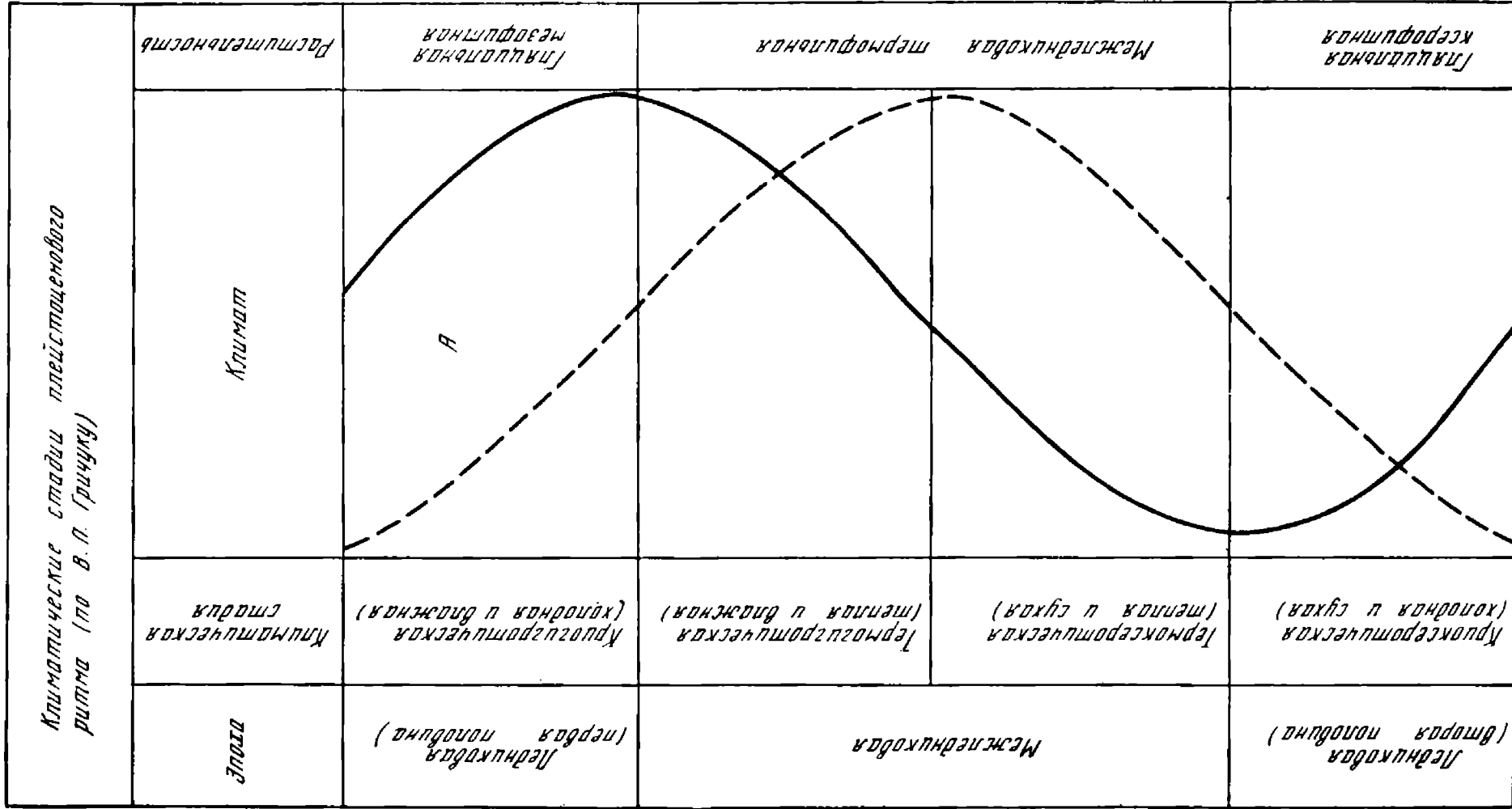


Рис. 72. Схема сопоставления климатических и фитоценологических стадий плейстоценового ритма, микулинского межледниковья и голоцена

1 — теплообеспеченность; 2 — увлажненность

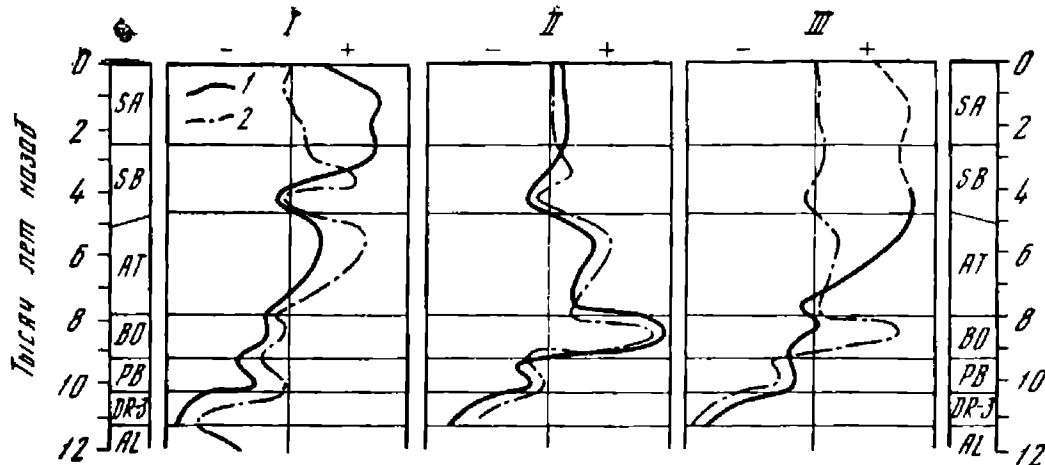


РИС. 73. Климатические колебания в Северной Евразии в голоцене

I — атлантико-континентальный тип (Русская равнина); II — континентальный тип (Сибирь); III — океанический тип (Камчатка, Сахалин)
Условные обозначения см. рис. 72

тальности климата. Палеоботанические данные свидетельствуют о том, что в это время создавалась обстановка, близкая к современным условиям резко континентальных районов Сибири, где, как известно, исключается возможность сколь угодно значительного развития материковых динамических ледников и где природа во многих своих чертах сохраняет позднеледниковый характер [Герасимов, 1952]. Дриасовые эпохи, согласно этим данным, должны соответствовать не периодам роста скандинавского ледника, а периодам его деградации.

На наш взгляд, указанное противоречие может быть решено в свете изложенной выше гипотезы В. Г. Ходакова о «деградационном наступании» ледника. Применительно к позднеледниковью данная гипотеза с некоторыми уточнениями может быть кратко представлена в следующем виде. При переходе от позднеледниковых потеплений к холодным дриасовым эпохам шло интенсивное накопление «жесткого» льда и постепенное увеличение ледника куполообразной формы. По мере роста ледника, по нашему мнению, происходило усиление континентальности климата и антициклонального режима над Северной Европой. В дриасовые эпохи рост массы ледника прекращался и начиналась его деградация, которая сопровождалась резким изменением формы ледника, «разливами» льда. В целом происходило увеличение площади покровного оледенения при уменьшении общей массы льда. Таким образом, резко континентальные дриасовые эпохи следует рассматривать как эпохи «деградационного наступания» ледника. Важно подчеркнуть, что аналогичные «позднеледниковые» криоксеротические стадии отмечаются на заключительных этапах более древних оледенений четвертичного времени. В частности, криоксеротическая стадия, сопровождавшаяся развитием перигляциального растительного комплекса, хорошо выражена в период, непосредственно предшествовавший микулинскому межледниковью [Метельцева, Сукачев, 1961].

Резкий перелом в развитии природных условий умеренного пояса Северной Евразии произошел на рубеже поздне- и послеледниковых времен. Он ознаменовался всеобщим потеплением и смягчением континентальности климата, вызвавшим почти повсеместный и одновременный расцвет лесной растительности в Северной Евразии. С этого времени (около 10 200—10 500 лет назад) начался послеледниковый этап, продолжающийся до настоящего времени.

Анализ палеоботанических данных позволяет разделить послеледниковье на два крупных отрезка: период нарастания температур (первая половина послеледниковья) и период спада температур в интервале от 4500—5000 лет назад до наших дней. В целом хорошо прослеживается главная тенденция изменения климата: переход от холодных условий конца последнего оледенения к послеледниковому термическому максимуму и последующему похолоданию. На всех палеогеографических схемах голоцена (Блитта—Сернандера, Поста, Фирбаса, Нейштадта и других) указанная закономерность в развитии температурной составляющей климата прослеживается достаточно ясно.

Данные по Северной Евразии показывают, что температурная кривая послеледниковья имеет не строго параболический характер, а более сложную и неоднородную для различных районов конфигурацию. В частности, термический максимум на Русской равнине приходится на атлантический период, а на Тихоокеанской окраине СССР и в Сибири — на бореаль-

ный¹. Несмотря на выявленные температурные колебания в рамках послеледниковья, этот этап рассматривается нами в целом как теплый термический в отличие от криотического этапа ледниковья.

Еще более сложная картина выявляется при анализе характера динамики увлажненности различных областей Северной Евразии в голоцене (см. рис. 73). Отмечается лишь всеобщий перелом в сторону увеличения влажности при переходе к послеледниковому времени и более или менее однонаправленный ход режима влажности в пределах предбореального периода. Последующие изменения увлажненности происходят в различных районах Северной Евразии по-разному. На Русской равнине и Тихоокеанской окраине СССР (Сахалин, Камчатка) первая половина послеледниковья выделяется как стадия умеренной или дефицитной влажности. Гигротическая стадия приходится здесь на вторую половину послеледниковья.

Совершенно иная, как бы зеркальная картина наблюдается в континентальных районах Сибири, где гигротическая стадия приходится на бореальный и отчасти атлантический периоды, а стадия умеренной или дефицитной влажности — на вторую половину послеледниковья. В данном случае можно говорить о полной метакронности гигротических фаз при сравнении атлантико-континентальных и тихоокеанских районов с континентальными областями Северной Евразии.

Суммируя приведенные данные, можно в обобщенном виде считать, что на Русской равнине и Тихоокеанской окраине СССР термоксеротическая стадия относится к первой половине послеледниковья, а термогигротическая — ко второй половине послеледникового времени. В Сибири наблюдается инверсия данных стадий: к первой половине послеледниковья здесь относится термогигротическая стадия, ко второй — термоксеротическая.

Сопоставление с общей схемой климатических стадий плейстоценового климатического ритма показывает, что Русская равнина развивается сейчас в условиях, характерных для заключительных этапов термогигротических стадий межледниковых эпох, закономерно сменявшихся криогигротическими стадиями — начальными стадиями ледникового времени (см. рис. 72).

Для более детального обоснования этого вывода сопоставим голоцен с микулинским (эемским) межледниковым циклом (см. рис. 72). Это межледниковье наиболее полно изучено и наиболее «приближено» к голоцену на общем фоне четвертичной ритмики. Абстрагируясь от деталей, можно видеть, что микулинские и голоценовые фитогеографические и климатические этапы на территории центра Русской равнины в целом хорошо согласуются. Как уже отмечалось, позднеледниковые (криоксеротермические) этапы валдайского оледенения и оледенения, предшествовавшего микулинскому межледниковью, во многом совпадают, выявляя «замечательную аналогию» [Метельцева, Сукачев, 1961]. Термоксеротическая стадия микулинского времени (зоны М₂, М₃, М₄ по схеме В. П. Гричука) в общем соответствует предбореальному, бореальному и, отчасти атлантическому периодам голоцена.

В обоих случаях отмечается нарастание температур, вызвавшее деградацию покровного оледенения и сокращение горных ледников. Однонаправленные изменения отмечаются и в растительном покрове, где прослеживается переход от березово-сосновых лесов бореального облика к господству теплолюбивых широколиственных лесов. Эти тенденции достигают своего апогея в начале термогигротических фаз, совпадая примерно с термическими максимумами микулинского межледниковья и голоцена.

Термогигротическая стадия микулинского времени (зоны М₅, М₆, М₇) также близко напоминает аналогичную фазу голоцена (суббореальный период и большая часть субатлантического периода). Однонаправленность климатических изменений, определяемых общим уменьшением теплообеспеченности, не вызывает сомнения, хотя микулинская стадия «теплее и океаничнее», чем голоценовая. Эти климатические отличия и определили некоторые различия в растительности сопоставляемых этапов (см. рис. 72). Однако более весомы общие черты, выраженные в однонаправленном сокращении термофильных древесных пород, в развитии влаголюбивых лесов и,

¹ Бореальный период Русской равнины — этап сравнительно прохладного климата, развивавшегося под влиянием сохранившихся до этого времени остатков материкового оледенения.

в частности, однотипном расцвете темнохвойных еловых лесов на заключительных этапах рассматриваемой фазы. И наконец, переходная от микулинского межледникового к валдайскому оледенению зона М₈ могла бы быть сопоставлена с наиболее поздней субатлантической зоной (SA—3). На этих этапах отмечается однотипная деградация еловых и широколиственных лесов и развитие березово-сосновых древостоев.

Подобная корреляция может вести к выводу о том, что мы уже вступили в начальную, криогигротическую фазу новой ледниковой эпохи. Такое заключение требует основательной проверки, так как преобразования в составе лесов центра Русской равнины в конце субатлантического периода голоцена могли определяться не только естественными изменениями природных условий, но и явиться результатом активизации деятельности человека.

Надо также учитывать, что ситуации, близкие к «ледниковым», неоднократно возникали на различных этапах второй половины голоцена. К ним в первую очередь следует отнести раннее суббореальное похолодание, которое проявилось во многих частях Земли около 4500—5000 лет назад, вызвав значительные подвижки горных ледников. Именно к этому времени Т. Карлстром [1965] относит максимальное развитие «ледниковых условий» в послеальтитермальное время.

Хорошо известна и так называемая малая ледниковая эпоха, имевшая место примерно от начала XVI до середины XIX в. н. э. и отмеченная значительным похолоданием и активизацией ледниковых явлений. Однако все эти климатические осцилляции, по нашему мнению, вызывая лишь подвижки горных ледников, не выходили за рамки термогигротической фазы. Истинная эпоха материкового оледенения может начаться только с наступлением длительной криогигротической фазы.

Проведенные выше палеоботанические сопоставления показывают, что голоцен довольно хорошо укладывается в микулинский межледниковый цикл. Базируясь на этом, можно предположить, что настоящее время относится к заключительному этапу голоценового межледникового, близкого к новому оледенению.

Когда произойдет перелом в сторону криогигротической фазы и какие варианты дальнейшего развития природной среды можно предполагать после этого перелома — ответить на эти вопросы чрезвычайно сложно, и они могут быть получены не только с помощью дальнейшего изучения естественного хода ритмики плейстоцена и голоцена, но и обязательно с учетом активного влияния современного общества на настоящее и будущее климата планеты.

О ПРИЧИНАХ РАЗВИТИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Вопрос о причинах развития четвертичных оледенений, включая оледенения позднего плейстоцена, исключительно сложен.

Многочисленные гипотезы, предложенные для объяснения происхождения четвертичных оледенений различными авторами, часто не были подтверждены количественными расчетами, а те обоснования этих гипотез, которые были представлены, вызвали различные возражения. Поэтому в настоящее время не существует общепринятого мнения о причинах возникновения ледниковых эпох.

Перспективы выяснения вопроса о механизме изменения климата в четвертичное время в последнее время увеличились в связи с развитием нового направления науки о климате — физической климатологии, которая широко использует для изучения климатических условий методы теоретической и экспериментальной метеорологии. В исследованиях этого направления объяснены многие закономерности генезиса климата, т. е. условий формирования климата в различных районах земного шара.

Рассмотрим возможности применения методов физической климатологии для изучения вопроса о происхождении четвертичных оледенений.

Трудность выяснения причин развития оледенений заключается в том, что в течение четвертичного периода больших изменений внешних климатообразующих факторов, по-видимому, не происходило. Можно считать несомненным влияние на изменение климата четвертичного времени только двух факторов.

Первый из них — изменение количества радиации, получаемой различными широтными зонами Земли в отдельные сезоны, из-за изменений положения земной поверхности относительно Солнца, которое зависит от эксцентриситета земной орбиты, наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты, времени наступления равноденствий. Все указанные астрономические элементы периодически меняются, что приводит к некоторому изменению количества радиации, получаемой на различных широтах в отдельные сезоны. Эти изменения могут быть рассчитаны с довольно большой точностью для последних десятков тысяч лет и с меньшей точностью для более отдаленных интервалов времени.

Второй фактор — колебания прозрачности атмосферы из-за изменения в ней количества пыли, обусловленные главным образом вулканической деятельностью. Такие колебания несколько изменяют величину радиации, приходящей к земной поверхности. По материалам современных актинометрических

наблюдений можно оценить порядок их величин; некоторое представление об изменениях прозрачности атмосферы в прошлом можно получить из геологических данных о вулканической активности в различные эпохи.

Следует отметить, что вопрос о влиянии этих двух факторов на режим оледенений до последнего времени оставался недостаточно разработанным. Принимая во внимание, что указанные факторы могут изменить радиационный режим Земли только в ограниченной степени, многие авторы выражали сомнение в отношении возможности их влияния на развитие оледенений.

Для выяснения этого вопроса необходимо использовать численную модель, позволяющую рассчитать положение ледяных покровов в зависимости от внешних климатообразующих условий.

Рассмотрим сначала вопрос о влиянии изменения астрономических факторов на климат.

В работе автора [Будыко, 1968] для выяснения этого вопроса была использована полуэмпирическая численная модель термического режима для средних годовых условий. Применение указанной модели показало, что изменение радиационного режима во время последнего, вюрмского оледенения могло привести к перемещению ледяного покрова в северном полушарии к югу на величину около 1° широты, что значительно меньше перемещения льдов, имевшего место в действительности. Обсуждая этот результат, мы отметили, что определение средних годовых температур недостаточно для оценки влияния изменения элементов орбиты на оледенения, поскольку на режим оледенений влияют главным образом термические условия теплого времени года.

В последующем исследовании [Будыко, Васищева, 1971] для изучения климатических условий ледниковых эпох была использована полуэмпирическая модель, описывающая распределение средней широтной температуры для различных сезонов. При применении этой модели был выполнен основанный на методе последовательных приближений расчет положения средней границы полярных льдов для периодов времени, когда под влиянием астрономических факторов приход радиации за теплое полугодие в высоких широтах заметно уменьшался. Данные о радиационном режиме для указанных периодов были взяты из работы Миланковича [Milankovich, 1941].

Некоторые результаты выполненных расчетов приведены в табл. 13.

Таблица 13. Изменение климата в эпохи оледенений *

Время, тыс. лет до 1800 г. н. э.	$\Delta\varphi_{\text{с}}$	$\Delta\varphi_{\text{ю}}$	ΔT°
22,1 (вюрм III)	8	5	—5,2
71,9 (вюрм II)	10	3	—5,9
116,1 (вюрм I)	11	2	—6,5
187,5 (рисс II)	11	0	—6,4
232,4 (рисс I)	12	—4	—7,4

* $\Delta\varphi_{\text{с}}$ — изменение средней широты границы полярных льдов в северном полушарии по сравнению с ее современным положением; $\Delta\varphi_{\text{ю}}$ — то же, в южном полушарии; ΔT° — изменение средней температуры теплого полугодия на 65° с. ш.

Как следует из данных этой таблицы, колебания радиационного режима, вызванные изменениями в положении земной поверхности относительно Солнца, могут приводить к существенным изменениям климата. Выполненные расчеты показывают, что при этом средняя планетарная температура колеблется сравнительно мало. Однако это небольшое изменение сопровождается заметным перемещением границ ледяных покровов.

Из выполненных расчетов следует, что при современном положении средней широтной границы льдов в северном полушарии, близком к 72° с. ш., а в южном к 63° ю. ш., наибольшее за рассматриваемый период смещение границы льдов в северном полушарии равно 12° , а в южном полушарии 5° .

В зоне, куда проникает ледяной покров, происходит значительное снижение температуры. Так, на 65° с. ш. при наступании льдов средняя температура теплого полугодия снижается на $5-7^{\circ}$. Следует отметить, что при наличии континентальных оледенений значительной мощности снижение температуры на уровне поверхности льдов будет больше указанной величины.

Представляет интерес сопоставление результатов, включенных в табл. 13, с палеогеографическими данными о природных условиях ледниковых эпох. Такое сопоставление связано с рядом трудностей. Некоторые из них являются следствием схематичности выполненного расчета, а другие зависят от неполноты имеющихся эмпирических данных о природных условиях прошлого.

Из различных допущений, принятых в указанном расчете, отметим предположение о том, что положение льдов и термический режим являются стационарными для тех моментов времени, к которым относятся выполненные расчеты. Известно, что в действительности развитие ледяных покровов происходило довольно медленно и запаздывало по отношению к моментам наибольшего ослабления радиации в высоких широтах. Пренебрежение влиянием нестационарности оледенений может привести к некоторой погрешности в расчете площади, занятой ледяным покровом.

Одна из трудностей сопоставления полученных результатов с эмпирическими данными связана с отсутствием точных датировок четвертичных оледенений. Указанное в таблице соответствие определенных моментов изменения радиационного режима главным эпохам двух последних оледенений совпадает с точкой зрения, принятой Миланковичем, которая разделяется не всеми исследователями четвертичных оледенений.

Другая трудность такого сопоставления заключается в отсутствии точных данных о средних широтных границах ледяных покровов для эпох различных оледенений. Поэтому можно выполнить только схематичное сравнение главных результатов полученного расчета с эмпирическими данными о природных условиях ледниковых эпох. Наибольший интерес в таком сравнении представляет сопоставление вычисленных границ ледяных покровов с данными об этих границах во время оледенений.

Можно отметить, что полученное в расчете наибольшее изменение средней широты, до которой доходил ледяной покров в северном полушарии, хорошо согласуется с эмпирическими данными. Так, в работе Г. Лема [Lamb, 1964] отмечается, что при наибольшем оледенении средняя граница льдов в северном полушарии достигала 57° с. ш., что соответствует смещению этой границы по сравнению с современными условиями на 15° . Найденная в нашем расчете аналогичная величина составляет

12° , что достаточно близко к значению, приведенному Г. Лемом.

Выполнить такое сравнение для каждой из ледниковых эпох затруднительно из-за отсутствия данных о средних широтных границах ледяных покровов. Можно, однако, использовать для этой цели имеющиеся материалы о границах ледяных покровов в отдельных районах земного шара. Так, например, в монографии Ф. Цейнера [Zeuner, 1959] приводятся данные о расстояниях, на которые распространялись ледники в различные эпохи в Центральной и Северной Европе. Эти расстояния, выраженные Ф. Цейнером в процентах от расстояния, на которое распространялись льды в эпоху миндель II, сопоставлены на рис. 74 с вычисленными изменениями широты границы северных полярных льдов для эпох рисс I, рисс II, вюрм I, вюрм II, вюрм III. Поскольку для каждой из этих эпох Ф. Цейнер приводит некоторый интервал значений границ распространения льдов, результаты сравнения указанных величин изображены на графике отрезками линий. Как видно из данных этого рисунка, между рассматриваемыми величинами имеется определенная связь, что свидетельствует о возможности расчетным методом правильно оценить сравнительные характеристики различных оледенений.

Отметим, что полученное выше согласование между результатами расчетов положения полярных льдов и палеогеографическими данными могло быть достигнуто только в результате учета обратной связи между положением полярных льдов и термическим режимом атмосферы.

Эта обратная связь является следствием большой отражательной способности (альбедо) снежного и ледяного покрова для солнечной радиации. При увеличении площади льдов альбедо системы Земля—атмосфера увеличивается, что приводит к уменьшению количества поглощенной радиации, понижению температуры воздуха и дальнейшему росту площади льдов.

Противоположный процесс происходит при уменьшении пространства, занятого льдами.

Обратная связь между положением полярных льдов и термическим режимом атмосферы, принятая во внимание в упомянутой полуэмпирической модели термического режима [Будыко, 1968; Будыко, Васищева, 1971], значительно усиливает чувствительность полярных льдов к изменениям внешних климатообразующих факторов.

Интересный пример результатов исследования причин полярных оледенений, в котором не принималась во внимание указанная обратная связь, содержится в работе Б. Зальцмана и А. Вернекара [Salzman, Vernekar, 1971]. В этой работе была использована численная модель среднего широтного распределения температуры, ветра, испарения и осадков, основанная на интегрировании уравнений динамики атмосферы. При помощи этой модели были рассчитаны изменения распределения температуры у поверхности северного полушария, имевшие место 10 и 25 тыс. лет тому назад, по сравнению с современными условиями. В выполненном расчете все влияющие на климат факторы считались постоянными, кроме радиации на внешней границе атмосферы, распределение которой под влиянием астрономических факторов несколько отличалось от современного.

Б. Зальцман и А. Вернекар нашли, что для указанных периодов времени наибольшие различия температур для теплого полугодия на отдельных широтах не превышали 1° . Они предположили, что такие сравнительно небольшие изменения температуры недостаточны для развития оледенений.

Можно думать, что, не учитывая обратной связи между ледяным покровом и полем температур, Б. Зальцман и А. Вернекар должны были получить преуменьшенные изменения температуры при изменениях радиации на внешней границе атмосферы. Представляется интересным сопоставить результаты выполненного ими расчета с результатами аналогичного расчета, произведенного при помощи изложенной в нашей работе модели без учета в ней обратной связи, т. е. считая, что при изменениях радиации альбедо системы Земля—атмосфера остается постоянным. Результаты такого расчета представлены на рис. 75, на котором изображено распределение разностей средней широтной температуры теплого полугодия, рассчитанной для современных условий, и температуры для периодов времени 10 и 25 тыс. лет тому назад.

Как видно из рисунка, результаты расчетов по различным схемам при отсутствии в них учета обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом довольно близки. По-

лученное в данном случае согласование заслуживает внимания, так как модель Зальцмана — Вернекара значительно отличается от гораздо более схематичной модели, использованной в нашем расчете. Согласование результатов палеоклиматических расчетов, выполненных при использовании различных моделей теории климата, указывает на достигнутую надежность этих моделей и подтверждает возможность значительных упрощений при построении полуэмпирических теорий термического режима.

Таким образом, упрощенные численные модели, удовлетворительно описывающие современные климатические условия для различных сезонов года, по-видимому, могут быть использованы также для изучения изменений климата в четвертичное время.

Менее ясен вопрос о возможности применения моделей термического режима для средних годовых условий с целью объяснения механизма развития четвертичных оледенений.

Изменения астрономических факторов гораздо меньше влияют на годовые суммы радиации в высоких широтах по сравнению с суммами для теплого или холодного полугодий. Поскольку режим ледяных покровов главным образом зависит от термических условий теплого времени года, очевидно, что использование данных для средних годовых условий может привести к существенному преуменьшению влияния астрономических факторов на оледенения. Это предположение подтверждается приведенным выше результатом нашего расчета, а также материалами аналогичных расчетов В. Селлеса [Sellers, 1969, 1970], который использовал разработанную им модель термического режима атмосферы для выяснения влияния астрономических факторов на четвертичные оледенения и получил вывод о несущественности этого влияния. Наряду с этим А. Берге [Berger, 1973] в результате применения модели В. Селлеса для средних годовых условий получил изменение границ ледяного покрова в четвертичное время, сравнимое с результатами палеогеографических исследований.

Расчеты по упомянутой выше полуэмпирической модели с учетом в ней обратной связи между ледяным покровом и термическим режимом показывают, что обратная связь в несколько раз усиливает влияние изменения радиационных факторов на температуру воздуха в высоких широтах. Это делает возможным распространение оледенений на большие пространства. Следует думать, что аналогичный вывод может быть получен также из модели Зальцмана — Вернекара при учете в ней указанной обратной связи, а также из других имеющихся моделей теории термического режима атмосферы.

Из приведенных выше данных следует, что астрономические факторы начали оказывать заметное влияние на климат только после появления крупных полярных оледенений, которые явились основной причиной высокой чувствительности климатов четвертичного времени к малым изменениям климатообразующих факторов. В более ранние эпохи, когда полярных оледенений не существовало, происходили такие же изменения астрономических факторов, как и в четвертичное время, однако их влияние на климат было сравнительно невелико. Масштаб этого влияния, по-видимому, соответствует результатам расчетов по нашей модели термического режима атмосферы и по модели Зальцмана — Вернекара, представленным на рис. 75.

Как видно из данных этого рисунка, колебания астрономических факторов при отсутствии обратной связи между полем температуры и ледяным покровом изменяют температуру воздуха на величину, не превосходящую 1° . Следовательно, в дочетвертичное время астрономические факторы не оказывали большого влияния на изменения климата.

Таким образом, для объяснения причин возникновения четвертичных оледенений существенное значение имеет вопрос о причинах понижения температур в полярных зонах, произошедшего в плейстоцене.

Можно думать, что это понижение температуры существенно зависело от изменения содержания углекислого газа в атмосфере. В исследовании влияния количества углекислого газа на температуру нижнего слоя воздуха установлено, что изменения концентрации углекислого газа в атмосфере не оказывали влияния на климат, пока эта концентрация была выше $0,1\%$ [Будыко, 1973]. В таких условиях средняя глобальная температура воздуха была приблизительно на 5° выше современной.

При уменьшении концентрации углекислоты ниже указан-

РИС. 74. Границы ледников в эпохи оледенений

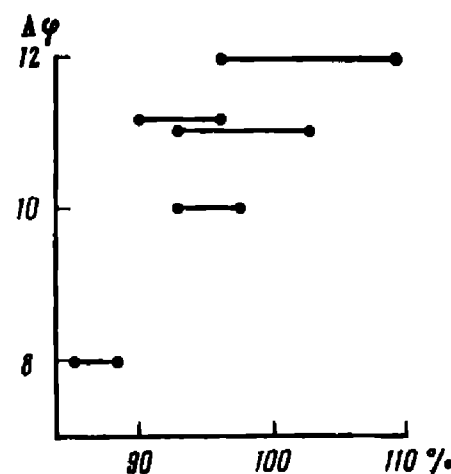
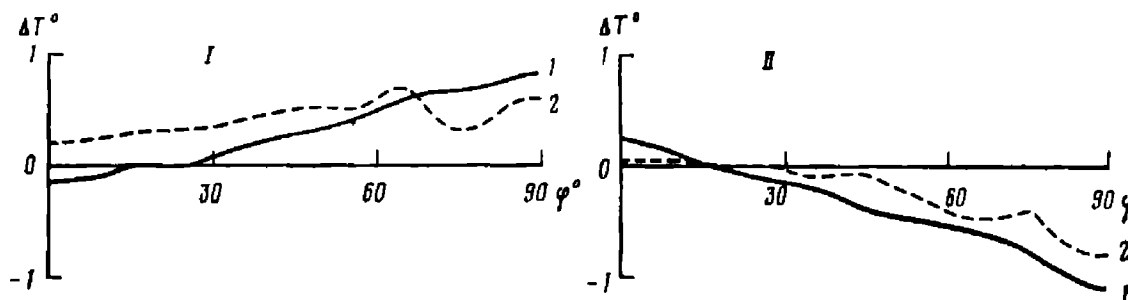


РИС. 75. Колебания средних широтных температур воздуха теплого полугодия под влиянием изменений поступающей радиации, обусловленных астрономическими факторами

I — 10 тыс. лет назад;
II — 25 тыс. лет назад.
1 — результаты расчетов по полуэмпирической модели [Будыко, Васищева, 1971];
2 — результаты расчетов Зальцмана и Вернекара [Salzman, Vernekar, 1971]



ного значения средняя температура воздуха начала понижаться, сначала медленно, а затем все быстрее.

Если принять полученную в упомянутой работе оценку средней скорости убывания содержания углекислоты со времени пермского периода равной $0,03\%$ за миллион лет, то окажется, что обусловленное уменьшением концентрации углекислоты снижение температуры началось примерно 3 млн. лет тому назад.

Можно думать, что данная средняя оценка скорости изменения содержания углекислоты, относящаяся к огромному интервалу времени, для конца этого интервала преувеличена и что фактическая скорость уменьшения концентрации углекислого газа в плейстоцене — плейстоцене была меньше указанной величины. Если мы примем, что колебания полярных оледенений в обоих полушариях начались около 700 тыс. лет назад и это имело место, как указывается в упомянутом исследовании [Будыко, 1973], при концентрации углекислого газа, близкой к $0,042\%$, то, считая, что указанная концентрация была равна $0,029\%$ до начала эпохи промышленного развития, найдем, что за последний миллион лет концентрация углекислоты уменьшилась примерно на $0,02\%$. Приняв, что эта оценка соответствует также условиям плейстоцена, найдем, что похолодание, обусловленное понижением содержания углекислоты в атмосфере, началось около 5 млн. лет тому назад.

Расчеты по формулам полуэмпирической теории термического режима показывают, что первое полярное оледенение должно было возникнуть в южном полушарии, где большая часть полярной зоны занята материком Антарктиды.

Отсутствие притока тепла от морских течений, которое оказывает существенное влияние на климат северной полярной зоны, и наличие гор с более низкими температурами на их поверхности ускорили развитие антарктического ледника. Так как по данным полуэмпирической теории термического режима современные размеры этого ледника обеспечивают снижение средней глобальной температуры воздуха у земной поверхности примерно на 2° , то вероятно, что его развитие ускорило появление полярного ледяного покрова в северном полушарии.

Таким образом, уменьшение концентрации углекислого газа в атмосфере при положении континентов, благоприятном для снижения температуры у полюсов, могло привести к развитию полярных оледенений.

Заслуживает внимания вопрос, могли ли колебания концентрации углекислоты в четвертичное время вызвать наступания и отступления ледяного покрова.

Из материалов упомянутой работы видно, что границы полярных оледенений перемещаются на $5\text{--}10^\circ$ широты при изменениях концентрации углекислоты всего на $0,002\text{--}0,010\%$, т. е. на одну шестую — одну треть часть ее современного содержания. Хотя такие изменения сравнительно невелики, нет никаких данных о том, что они действительно имели место в эпохи развития и сокращения оледенений.

В противоположность этому не подлежит сомнению, что в четвертичное время периодически изменялось положение земной поверхности в отношении Солнца. Поскольку приведенные

выше расчеты показывают, что связанные с этой причиной изменения радиационного режима были достаточны для развития оледенений, можно думать, что колебания концентрации углекислоты не были причиной наступания и отступления ледяного покрова.

Отметим, что ряд авторов считают вулканическую деятельность существенным фактором изменений климата в четвертичное время.

Из общих соображений следует, что колебания вулканической активности могут влиять на климатические условия в результате изменения содержания углекислого газа в атмосфере и из-за понижения прозрачности атмосферы после вулканических извержений взрывного характера. Первый из этих механизмов при низком уровне содержания углекислого газа в четвертичное время способствовал повышению температуры воздуха, второй во все эпохи приводил к понижению температуры.

Можно предположить, что в четвертичное время второй путь влияния вулканической деятельности на климат был более эффективным, чем первый. Если в результате вулканических извержений в атмосферу поступали сравнимые по массе количества углекислого газа и сернистого газа, то их влияние на термический режим было очень различным. Относительно небольшие массы сернистого газа, не превышавшие нескольких миллионов тонн, достаточны для заметного изменения прозрачности атмосферы в результате образования аэрозольных частиц в нижней стратосфере. Эти изменения прозрачности могли привести к существенному снижению температуры воздуха у земной поверхности [Будыко, 1974]. Такое же или даже в тысячи раз большее количество углекислого газа очень мало изменяло массу атмосферной углекислоты и, следовательно, не оказывало влияния на климат.

Это заключение подтверждается изменениями средней глобальной температуры в период значительно ослабленной вулканической активности (20—30-е годы нашего века), когда эта температура заметно повысилась.

В соответствии с имеющимися данными следует думать, что на протяжении сотен миллионов лет преобладала тенденция к снижению содержания углекислого газа в атмосфере, однако, как уже отмечалось, у нас нет материалов, доказывающих, что в течение четвертичного времени на фоне постепенного уменьшения количества атмосферной углекислоты были эпохи значительного повышения ее концентрации.

Считая, что повышения вулканической активности в четвертичное время приводили к понижениям температуры воздуха, следует оценить возможные масштабы этих понижений.

Исследованиями современных изменений климата установлено, что повышение средней глобальной температуры в первой половине XX в. было ограничено величиной около $0,5^\circ$ в значительной мере из-за краткости периода повышенной прозрачности атмосферы. Если бы этот период продолжался не несколько десятилетий, а несколько столетий, морские полярные льды должны были значительно уменьшиться, что привело бы к дополнительному заметному повышению температуры. Аналогичное положение было бы при длительном уменьшении прозрачности атмосферы, снижающем среднюю суммарную радиацию на несколько десятых процента, т. е. на величину ее изменений в эпоху современного изменения климата. Такое уменьшение было бы достаточным для перемещения полярных льдов в более низкие широты на сотни километров, т. е. на расстояния, сравнимые с перемещениями льдов в эпохи крупных оледенений.

Таким образом, изменения вулканической активности, имевшие место в течение последнего столетия, могли бы обеспечить появление и прекращение ледниковых эпох, если бы они продолжались достаточно долго, т. е. тысячи и десятки тысяч лет.

К сожалению, имеющиеся сведения о частоте вулканических извержений недостаточны для количественного расчета этих колебаний за длительные интервалы времени. Статистические оценки, основанные на анализе повторяемости извержений как случайного процесса, более надежны для коротких периодов времени, когда число извержений остается значительно меньшим числа действующих вулканов. Из материалов о несомненно имевших место эпохах повышенной вулканической активности трудно получить оценку изменений прозрачности атмосферы и длительности этих изменений в течение соответствующих эпох.

В связи с этим для оценки роли вулканической активности в развитии четвертичных оледенений главное значение имеет

полученный выше вывод о том, что изменения астрономических факторов были достаточны для развития и разрушения оледенений.

Из этого следует, что вулканическая деятельность не была главным фактором эволюции ледяного покрова, хотя колебания вулканической активности могли оказывать влияние на климатические условия четвертичного времени. Вероятно, что это влияние было менее существенным по сравнению с влиянием изменений астрономических факторов и, по-видимому, проявлялось главным образом при менее длительных интервалах времени.

С этой точки зрения заслуживает внимания вопрос о причинах колебаний климата за последние несколько тысяч лет.

Эти колебания происходили в течение интервалов порядка нескольких сотен или тысяч лет, что исключает возможность их связи с астрономическими факторами климата, периоды изменений которого значительно более продолжительны.

В работе В. Ауера [Auer, 1956] были установлены эпохи повышенной вулканической активности: 1) около 7000 г. до н. э.; 2) 3500—3000 гг. до н. э., 3) 500—200 гг. до н. э.; 4) 1500—1900 гг. н. э. Г. Лем [Lamb, 1970] считает, что вулканическая деятельность могла оказывать влияние на климатические условия указанных эпох, хотя это влияние, по его мнению, было не единственной причиной происходивших тогда изменений климата.

Поскольку колебания климата в голоцене характеризовались сравнительно небольшими изменениями температуры воздуха, они могли быть обусловлены связанными с изменениями вулканической деятельности колебаниями прозрачности атмосферы. Наряду с этим они могли зависеть от автоколебательных процессов, развивающихся в системе океан—полярные льды—атмосфера.

Таким образом, своеобразные климатические условия четвертичного времени, по-видимому, возникли из-за уменьшения содержания углекислого газа в атмосфере и в результате особенностей в распределении суши и моря, движения континентов и подъема их уровня, что привело к частичной изоляции антарктического материка в полярной зоне южного полушария.

Четвертичному периоду предшествовала обусловленная изменениями поверхности Земли длительная эволюция климата в сторону усиления термической зональности, что выражалось главным образом в снижении температуры воздуха в умеренных и высоких широтах.

В плиоцене на климатические условия начало оказывать влияние уменьшение концентрации атмосферной углекислоты, что привело к снижению средней глобальной температуры воздуха на $2—3^\circ$ (в высоких широтах на $3—5^\circ$), после чего появились полярные ледяные покровы, развитие которых привело к дальнейшему снижению средней глобальной температуры и особенно температуры в высоких широтах.

Возникновение полярных ледяных покровов резко повысило чувствительность термического режима к малым изменениям климатообразующих факторов. Это сделало возможным громадные колебания границ снежного и ледяного покрова на суше и океанах под влиянием изменений положения земной поверхности в отношении Солнца, которые ранее не оказывали заметного влияния на климат.

Продолжающееся снижение концентрации углекислого газа в атмосфере способствовало усилению похолодания в более поздние эпохи оледенений по сравнению с более ранними, хотя главное влияние на масштабы оледенений оказывало сочетание астрономических факторов, определявших положение поверхности Земли по отношению к Солнцу.

По-видимому, по сравнению с изменениями астрономических факторов все другие причины оказывали меньшее влияние на колебания климата в четвертичное время, хотя изменения вулканической активности могли иметь существенное значение для колебаний климата за периоды времени до сотен или тысяч лет.

Кроме вопроса о глобальных факторах, определивших развитие четвертичных оледенений, значительный интерес представляет выяснение закономерностей региональных изменений климата в эпохи оледенений, включая изменения климата на территории Европы.

В этой монографии, а также в ряде ранее выполненных исследований содержатся основанные на палеогеографических данных материалы, характеризующие климатические условия Европы во время последнего оледенения. Хотя точность этих

материалов ограничена, возможность использования нескольких данных о растительности, почвах, строении рельефа и т. д., придает достаточную достоверность выводам о климате изучаемой эпохи.

Для физического объяснения сложной картины изменений климата Европы во время последнего оледенения необходимо применение детальных численных моделей теории климата, которые пока еще не созданы. В связи с этим в исследовании данного вопроса можно учитывать только эмпирические обобщения, полученные при изучении процессов теплообмена и влагообмена для современной эпохи и геологического прошлого.

Известно, что наряду с термическим режимом существенное влияние на развитие оледенений оказывает влагооборот в атмосфере. Так как основная часть осадков, выпадающих на территории Европы, формируется из влаги, испарившейся с поверхности Атлантического океана, по мере удаления от океана в глубь континента количество осадков (включая и твердые) уменьшается. В эпохи оледенений это существенно ослабляло развитие ледников в восточных районах Европы по сравнению с западными и приводило к заметному сдвигу границы оледенения в более высокие широты по мере удаления от Атлантического океана.

Наряду с влиянием на влагооборот, Атлантический океан оказывает также большое влияние на термический режим атмосферы в Европе. Преобладание западно-восточного переноса приводит к значительному уменьшению годовой амплитуды температуры воздуха в близких от океана районах по сравнению с более удаленными.

Типичное для современной эпохи развитие морских климатов Западной Европы по сравнению с более континентальными климатами Восточной Европы зависит от большой теплопроводности и теплоемкости океанических вод, аккумулирующих значительное количество тепла летом и расходующих его осенью.

Так как факторы, определяющие происхождение ледниковых эпох, имеют глобальный характер, развитие континентальных оледенений сопровождалось перемещением границы морских льдов в более низкие широты.

В отличие от континентов рост площади морских льдов не зависел от режима осадков и определялся только термическими условиями. Границы морских полярных льдов в Атлантике достигали более низких широт в области влияния холодного Лабрадорского течения и более высоких широт в зоне Гольфстрима.

Можно думать, что развитие океанического ледяного покрова отставало по фазе от континентального оледенения из-за большой термической инерции океана. В связи с этим морские льды достигли наибольших размеров в последней стадии оледенения Европы. В работе А. А. Величко [1973а] было отмечено влияние распространения ледяного покрова в Атлантическом океане на ледниковый климат Европы. Это влияние выражалось в заметном уменьшении испарения с поверхности океана, что снижало количество осадков на территории Европы, и в резком ослаблении сезонного теплообмена в закрытых льдами океанических водах, что значительно усиливало континентальность климата Европы.

Указанные факторы имели существенное значение для изменений климата.

Обращаясь к палеогеографическим материалам, которые отражают климатические условия в эпоху последнего оледенения Европы, следует отметить отчетливое влияние метеорологических факторов на распространение лёсса (карта 3). Положение области лёссов, по-видимому, связано с соответствующим распределением радиационного индекса сухости, характеризующего определенную градацию условий недостаточного увлажнения.

Распространение многолетней мерзлоты на территории Европы (карты 13—15) отражает постепенное усиление континентальности климата, достигшее максимума в позднеледниковое время. Заслуживает внимания отмеченное выше широтное направление границы области многолетней мерзлоты, резко отличающееся от характерного для современной эпохи меридионального направления значительной части этой границы. Такая закономерность ясно указывает на уменьшение роли Атлантического океана как фактора, смягчающего климат Европы в холодное время года.

Значительную ценность для изучения климатов прошлого представляют палеопедологические, палеоботанические и другие данные. Из их анализа следует, что в эпоху последнего оледенения температура воздуха в холодное время года изменялась гораздо больше, чем в теплое время. Колебания температуры воздуха, установленные по указанным материалам, сравнимы с изменениями температуры, рассчитанными при применении численной модели теории климата.

Если исходить из изложенной концепции о причинах развития четвертичных оледенений, то можно полагать, что современная межледниковая эпоха еще продолжается, хотя перспектива смены ее ледниковой эпохой вполне реальна. Расчеты изменений положения Земли по отношению к Солнцу показывают, что только через 10—15 тыс. лет в области «критических широт» северного полушария произойдет заметное понижение радиации, составляющее около двух третей снижения, имевшего место в эпоху последнего оледенения. Такое уменьшение радиации могло бы привести к наступлению новой ледниковой эпохи с развитием континентальных оледенений, несколько меньших оледенений вюрмского времени.

До конца межледниковой эпохи возможны заметные колебания климата, обусловленные изменениями вулканической активности и другими естественными факторами, влиявшими на климат во время голоцена.

Следует, однако, отметить, что с середины XX в. на глобальный климат начала оказывать влияние хозяйственная деятельность человека. Это влияние быстро усиливается и, вероятно, скоро окажется более существенным, чем все естественные причины изменений климата [Будыко, 1974].

Стремительное развитие техники и энергетики позволит ожидать решения в сравнительно близком будущем задачи регулирования глобального климата в соответствии с интересами человеческого общества.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕДНЕГО КЛИМАТИЧЕСКОГО МАКРОЦИКЛА И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Настоящая работа, как уже отметил во вводном разделе академик И. П. Герасимов, представляет собой принципиально новый тип научного исследования — атлас-монографию. Вместе с тем этот труд является первым опытом в мировой палеогеографии и по своему пространственно-временному охвату, когда в масштабах целого континента последовательно анализируется развитие природной среды в позднем плейстоцене и голоцене с применением комплекса палеогеографических карт. Выбор Европы в качестве первого опыта такого рода исследова-

ния не случаен. Именно здесь лежат истоки важнейших палеогеографических концепций, составивших фундамент всей науки о четвертичном периоде — о покровном оледенении, о цикличности развития природных процессов, о принципах периодизации и т. д. В ходе многолетних изысканий учеными многих стран были накоплены детальные материалы о развитии основных компонентов природы. Немалая роль в столь многогранной изученности палеогеографии Европы принадлежит отечественным, советским специалистам, территория

исследования которых охватывает значительную часть континента. Разнообразие и фундаментальность материалов, которыми располагают советские исследователи, наряду с обширными сведениями, содержащимися в зарубежной палеогеографической литературе, во многом определили результативное завершение этого труда.

Благодаря накопленным данным стало ясно, что географическое положение Европы в прошлом (т. е. палеогеографическое положение) обеспечило активное развитие на ее территории важнейших специфических феноменов природы плейстоцена — покровных оледенений, лёссов, многолетней мерзлоты. Указанное сочетание в таком объеме свойственно Европе, как никакому другому континенту. На других континентах получили «полноценное» развитие лишь некоторые феномены, но не все (например, в Северной Америке были мощными ледниковые покровы, но область лёссонакопления была редуцирована, а область многолетней мерзлоты за краем ледника практически отсутствовала; в Азии в позднем плейстоцене очень расширялась область многолетней мерзлоты, но площади развития ледниковых щитов были сокращены, особенно на северо-востоке, и т. д.). Указанное «палеогеографическое положение» Европы представило особый интерес для исследования, каким является атлас-монография, где в комплексе анализируется развитие всех ведущих компонентов.

Полученные результаты служат богатой основой для выявления некоторых общих особенностей и для проверки уже установленных закономерностей развития природы в пространстве и во времени. В связи с этим следует подчеркнуть еще одну важную черту проведенной работы. Она касается временного охвата событий. Из предшествующих глав видно, что в атласе-монографии значительное место уделено характеристике обстановки последней межледниковой (микулинской) и последней ледниковой (валдайской) эпох, т. е. анализу состояния природы двух главных структурных элементов, составляющих единое целое — макроцикл в системе климатической ритмики (колебательности) в истории природы плейстоцена, причем это был последний из завершенных макроциклов, охватывающий поздний плейстоцен и предшествующий современному. В работе также рассматриваются некоторые аспекты развития природы в начале следующего (современного) макроцикла — в голоцене. Настоящее время является как бы той точкой, до которой пока дошла линия развития нового цикла. Таким образом, исследованием охвачены последние сто — сто двадцать пять тысяч лет, содержащие важнейшие структурные элементы крупномасштабных природных изменений, что позволяет с позиций эволюционного анализа оценить современное состояние природной среды и тенденции ее естественного развития в будущем.

Такому эволюционному подходу будет способствовать и принцип, заложенный в содержание атласа, заключающийся в том, чтобы по возможности приблизить его к содержанию современных физико-географических атласов в целях упрощения процесса сопоставления природных обстановок прошлых эпох с современным состоянием. Конечно, составители атласа отдают себе отчет в том, что настоящий труд — лишь некоторое приближение к уровню характеристик, свойственных современным физико-географическим атласам. Однако при этом следует учитывать, что палеогеографический атлас впервые построен по такому принципу и созданные на его базе последующие работы такого типа будут усовершенствованы.

Так, не все избранные хронологические срезы удастся охарактеризовать с одинаковой степенью полноты по всем компонентам. На отдельных картах остаются «белые пятна». Особенно это относится к биогеографическим компонентам. Конечно, можно было бы воспользоваться способом «чужого свидетеля», т. е. восстанавливать, например, ареал почвенного покрова по данным карты растительности в этом ареале. Однако авторы стремились избегать такого пути, так как известно, что интерпретация данных даже «прямых очевидцев» (фактов, относящихся к картируемому компоненту) сопряжена со многими трудностями. Их число резко возрастает при корректировке соответствия ассоциаций, выявленных для разных компонентов.

Но самое главное — теряется чистота, независимость информации, получаемой по каждому компоненту, столь необходимые при реконструкциях физико-географических условий прошлого.

При сопоставлении данных о современной природной среде

следует также учитывать различную степень детальности современных и палеогеографических карт. У большинства карт природы прошлого таксономический ранг выделяемых единиц, как правило, выше и соответственно дробность выделов значительно меньше. Не менее важно учитывать при сравнительном анализе и то, что растительные, почвенные и фаунистические ассоциации прошлого подчас не имеют прямых аналогов среди современных. Это относится не только к компонентам ледниковой эпохи, но даже и к межледниковой, наиболее приближающейся к современной.

Наконец, в комплекте карт данного издания присутствуют климатические карты, выполненные в черно-белом варианте. Это объясняется тем, что к тому времени, когда цветные карты уже были готовы, методика составления карт палеотемператур, палеоосадков и т. д. для обширных пространств суши в плейстоцене находилась в состоянии предварительных разработок. Недостаточен был и объем требуемых фактических данных.

В последние годы наметился значительный прогресс в палеоклиматических исследованиях. Появились важные обобщения по проблемам истории климата кайнозоя [Герасимов; 1979; Будыко, 1980; Моин, Шипков, 1979; Flohn, 1969; Lamb, 1977]. За это же время были опубликованы некоторые разработки палеоклиматических реконструкций и моделей [Либрман, Муратова, Суетова, Бурашникова, 1980; Величко, 1980; Gates, 1976; и др.]. Продолжала накапливаться информация и об изменениях климата плейстоцена в Европе, отраженная, в частности, в разделах настоящего атласа-монографии. Новым шагом явилась разработка комплекса палеоклиматических карт Европы, прежде всего для микулинского межледниковья (карта № 15).

Представление об особенностях природной обстановки в микулинское (эмское) межледниковье вытекает из данных по развитию растительного и почвенного покровов, приведенных в соответствующих разделах атласа-монографии. Эти данные позволили сделать вывод о принципиальном сходстве ландшафтной структуры последнего межледниковья с таковой голоцена. Вместе с тем имелись существенные различия, позволяющие говорить об отсутствии полного сходства климатических условий предшествующей теплой эпохи и современной.

Две особенности климата времени оптимума микулинского межледниковья наиболее важны. Климат Европы характеризовался большей теплообеспеченностью и большей увлажненностью не только по сравнению с настоящим временем, но и с оптимумом голоцена. Ему была свойственна значительная выравненность величин температур и осадков по широте — сокращались их отклонения от среднеширотных показателей для континента. Выравнивание происходило за счет распространения на Восточную Европу условий, свойственных сейчас западным, приатлантическим районам Европы. Различия же в климате настоящего времени и микулинского межледниковья в западных районах континента были невелики.

Указанные общие представления о климате, сделанные преимущественно на базе анализа зонально-провинциальных изменений в структуре природных компонентов, а так же отдельных количественных оценок, были недавно подтверждены конкретными реконструкциями полей палеометеорологических характеристик для оптимума микулинского межледниковья, осуществленными группой сотрудников отдела палеогеографии ИГ АН СССР в 1980 г. (О. К. Борисова, А. А. Величко, В. П. Гричук, Е. Е. Гуртовая, Э. М. Зеликсон). Обработка данных по отдельным точкам проводилась методами ареалограмм и климатограмм, предложенными И. Иверсеном и развиваемыми В. П. Гричуком. Было отобрано 33 разреза, удовлетворяющих необходимым требованиям, т. е. содержащих видовые определения в палинологических спектрах и позволяющих отчетливо выделить на диаграммах уровень оптимума межледниковья, характеризовавшегося максимальной теплообеспеченностью и высокой влажностью (палинологическая зона М₆ по схеме В. П. Гричука). Проведенные контрольные исследования показали, как уже упоминалось в разделе «Палеоэкологические реконструкции по палеоботаническим данным», что температуры января и июля для отобранных точек определяются с точностью $\pm 1^\circ\text{C}$, годовая сумма осадков ± 50 мм, длительность безморозного периода ± 15 дней. Затем было проведено построение палеометеорологических полей и им дана палеоклиматическая интерпретация. Такого рода реконструкция климата для межледниковья плейстоцена на базе до-

статочного числа конкретных точек и в масштабе целого континента проведена впервые; содержание этой работы освещено в специальной статье [Величко, Гричук, Гуртовая, Зеликсов, Борисова, 1981]. Ниже кратко излагаются основные полученные результаты.

В ходе исследования были построены карты температур июля, января, годовой суммы осадков, а также годовой амплитуды температур, безморозного периода, схема циркуляции. Поле июльских температур для оптимума микулинского межледниковья не очень сильно отличалось от современного, хотя и наблюдалась тенденция к потеплению (см. карта № 15). Стабильное потепление коснулось в основном северных и северо-западных районов Европы (положительные отклонения от современных значений на Британских островах $+1\div+1,5^{\circ}\text{C}$; побережья Северного моря до $+2\div+4^{\circ}\text{C}$). До $+2^{\circ}\text{C}$ отклонялись температуры на западе Средиземноморья. В остальных внутренних районах Европы положительные отклонения температуры были невелики, а на востоке Средиземноморья отклонения даже имели отрицательный знак до -2°C .

Общая более высокая по сравнению с современностью теплообеспеченность микулинского межледниковья определялась главным образом особенностями зимнего сезона (рис. 76 а, г). Самые крупные отклонения (положительные) от современных имели место в северном и северо-восточном секторах Европы (в Скандинавии до $+7^{\circ}$, на северо-востоке и востоке Русской равнины до $+7\div+8$ и даже $+11^{\circ}\text{C}$). Однако в южной средиземноморско-черноморской полосе континента, как и в случае с июльскими температурами, отклонения были невелики и в некоторых пунктах имели отрицательный знак (до -2°C).

Уменьшились в целом по сравнению с современностью и среднегодовые амплитуды температур. Сильнее всего сокращались (на 10°C) в основном за счет повышения зимних температур амплитуды во внутриконтинентальных районах Восточной Европы и в Скандинавии. Лишь на западе амплитуды несколько возрастали (на $2\text{—}3^{\circ}$) за счет некоторого повышения июльских температур.

Почти повсеместное повышение зимних температур влекло за собой увеличение длительности безморозного периода на всем континенте, и прежде всего на севере, где этот период возрастал на месяц по сравнению с современностью.

Обращают на себя внимание весьма высокие значения годовых сумм осадков в Европе в эпоху микулинского межледниковья. Наибольшими положительными аномалиями характеризовались приморские (прибалтийские) районы Центральной Европы (до $+500\div+700$ мм/год) и средиземноморско-черноморские районы (от $+500$ мм/год на западе до $+900$ мм/год на востоке). До $100\text{—}300$ мм/год повышалась сумма осадков и в других районах Европы. Проникновение далеко на восток широколиственных формаций с грабом указывает на возрастание летней составляющей в количестве осадков. Учитывая же общую океаничность климата, можно предполагать также и возрастание зимних осадков в этом направлении.

В оптимум микулинского межледниковья, следовательно, в западной, центральной и юго-восточной частях континента выпадало до $1000\text{—}1200$ мм/год осадков. В настоящее время подобные величины осадков типичны не для умеренных, а для внутритропических, приэкваториальных областей. Как и в случае с температурами, для осадков также обнаруживается большая широтная выравненность по сравнению с современными. Это хорошо видно при построении графиков отклонений температур и осадков оптимума микулинского межледниковья от их современных среднеширотных значений вдоль пятидесятой параллели, рис. 77. За счет резкого повышения — более чем на 10°C — зимних температур, некоторого ($1\text{—}2^{\circ}\text{C}$) снижения летних и увеличения на 200 мм годовых сумм осадков восточные районы теряли свойства континентального климата и приобретали отчетливые черты океаничности. Термический режим на западе континента не претерпевал значительных изменений по сравнению с современностью при некотором увеличении осадков.

Установленные сдвиги в метеорологических параметрах являются индикаторами определенных изменений в характере атмосферной циркуляции и состоянии барических полей. Рассмотрим зимние условия. Известно, что степень суровости зим на Русской равнине, и прежде всего периоды с низкими температурами, коррелируется с частотой проникновения на эту

территорию масс антициклонального холодного воздуха с востока. Можно полагать, что в оптимум микулинского межледниковья инвазии таких масс резко сокращались. Роль сибирского антициклона, следовательно, заметно ослабевала. Область его господства сокращалась в основном за счет того, что он не проникал столь далеко на запад, в пределы Европы, как это имеет место сейчас. Погода зимой определялась преимущественно циклональным режимом. Видимо, продвижение циклонов не только в Западную, но и Восточную Европу становилось стабильным процессом. Это позволяет предполагать усиление роли исландского минимума, откуда трассировались циклоны и поступали на Восточно-Европейскую равнину с северо-запада и севера. Они также должны были чаще проникать в южную часть Русской равнины. Именно с такой ситуацией, вероятно, было связано наряду с усилением осадков на севере Европы и некоторое снижение температур на побережье Черного и Средиземного морей. Зимние антициклональные массы, имевшие тенденцию распространяться с востока, оттеснялись расширявшимся переносом воздуха с Атлантики на севере Европы. В связи с этим становились все более вероятными вторжения восточных антициклональных масс на юге континента (рис. 78). Подобные ситуации наблюдаются и сейчас. И. Блютген [1972] выделяет ее как один из характерных типов вторжений холодного воздуха в Европе и называет его «вторжением холодного воздуха с юго-востока». При этом примечательно, что осадки выпадают вдоль юго-западной границы этой воздушной массы. Характерно также, что эти вторжения сопровождаются заметным охлаждением воздуха и подстилающей поверхности. Оба явления были как раз свойственны этим районам в оптимум микулинского межледниковья.

Роль циклонального режима еще больше усиливалась в теплые сезоны года. Теплые и влажные массы атлантического воздуха систематически проникали вплоть до восточных районов равнины. Повышенное увлажнение летом южных (ныне степных) районов и их преобразование в оптимум межледниковья в лесостепные было, вероятно, связано не только с вторжением циклонов с севера и северо-запада, но и юго-запада. Следовательно, наряду с ростом теплообеспеченности и ослаблением континентальности климата северных районов проявляются признаки ослабления континентальности климата южных территорий. Микулинскому межледниковью, таким образом, было свойственно не только широтное, но и меридиональное ослабление контрастности климата, причем на уровне более высокой тепло- и влагообеспеченности. Можно также полагать, что на континенте в целом погодные условия в оптимум межледниковья отличались от современных большим числом пасмурных дней, большей облачностью.

При рассмотрении общих вопросов циркуляции атмосферы оптимума микулинского межледниковья особое внимание обращает значительное отепление Арктики. Хорошо известно, что современный положительный тепловой баланс европейского сектора Арктики обязан теплым водам североатлантического течения (Гольфстрима), благодаря которым температуры воздуха повышаются на $10\text{—}20^{\circ}\text{C}$ в европейском секторе Арктики. Теплая Арктика микулинского межледниковья, когда январские температуры были на $4\text{—}8^{\circ}\text{C}$ выше современных, позволяет предполагать, что поступление теплых вод Гольфстрима в то время было значительно более мощным, чем сейчас (с более высокой температурой). Площади морских льдов в Северном Ледовитом океане должны были быть меньше современных. Вывод о возрастании интенсивности Гольфстрима можно поставить в связь с усилением позиций западного переноса, так как известно, что североатлантическое течение «разгоняется» из тропических районов западной Атлантики к северо-востоку Европы под воздействием западного переноса. Еще большее, чем сейчас, значение западного переноса подтверждается отчетливым продвижением приатлантических условий климата в восточные районы Европы. Активизация западного переноса и, как следствие, больший разгон североатлантического течения должны были приводить к более быстрому изъятию экваториальных вод этого течения (Антильское течение) в более высокие широты. Это, казалось бы, должно было приводить к некоторому понижению температуры вод Гольфстрима за счет сокращения времени прогрева. Однако фактические данные по температурам тропической Атлантики [Gardner, Haas, 1976] в эпоху последнего межледниковья не согласуются с этой версией. Как изотопно-кислородные, так и палеонтологические материалы указывают на то,

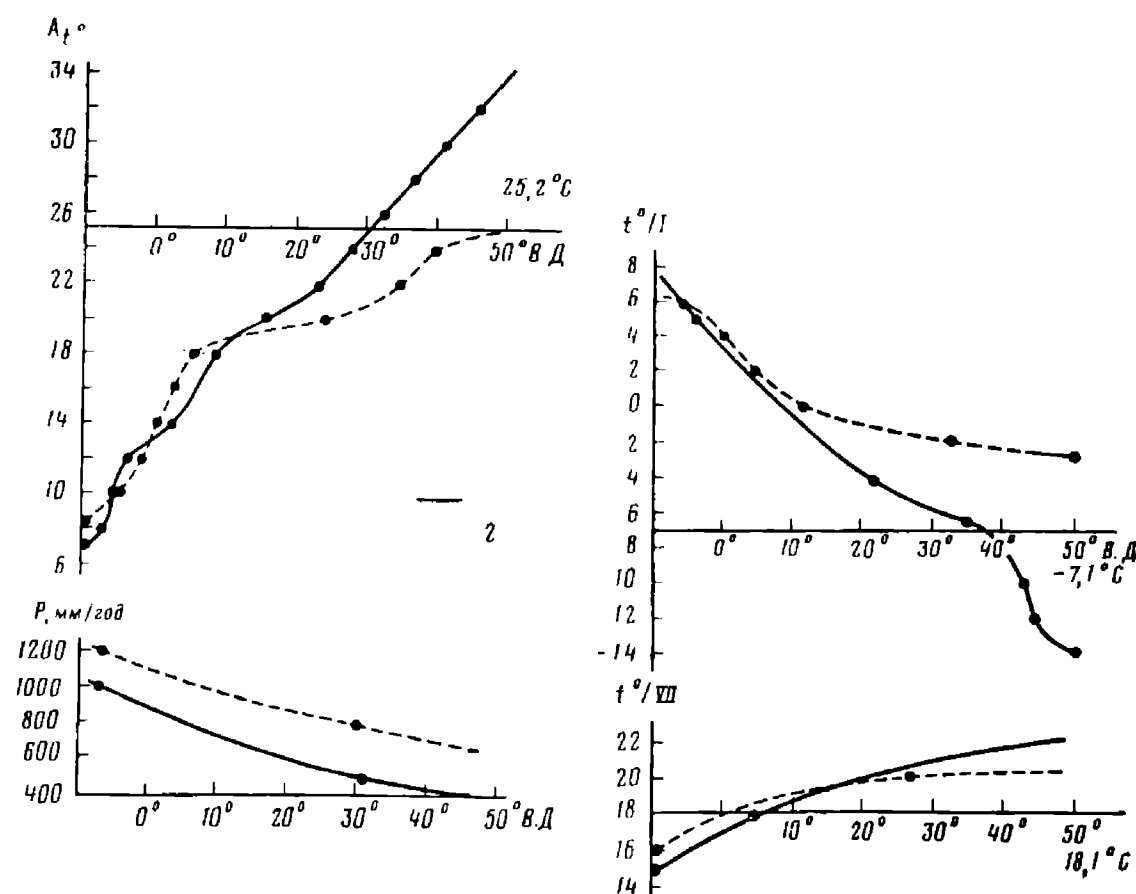


РИС. 76. Отклонения температур и осадков от среднеширотных вдоль 50° с. ш. для оптимума микулинского межледникового

1 — отклонения современные; 2 — то же микулинского межледникового

что температуры вод здесь 125 тыс. лет назад были не ниже современных.

Таким образом, в циркуляции микулинского времени имелись существенные отличия от современных для Европы. Несхожим было и распределение типов циркуляции по сезонам внутри годового цикла. В настоящее время наблюдаются существенные перестройки циркуляции по сезонам. Летом преобладающее значение имеет циклональный режим, связанный с западным переносом. Зимой же, как известно, западный перенос часто не проявляется в приземном слое воздуха из-за проникновения низкотемпературных антициклональных масс воздуха из Сибири. В микулинское же межледниковье, очевидно, значительных перестроек в циркуляции от лета к зиме не было — в течение всего года погода определялась преимущественно циклональным режимом, связанным со стабильным проявлением западного переноса в приземном слое воздуха не только летом, но и зимой.

Наконец, следует отметить, что выявленные климатические особенности микулинского межледникового дают дополнительный материал для суждения по некоторым общим проблемам,

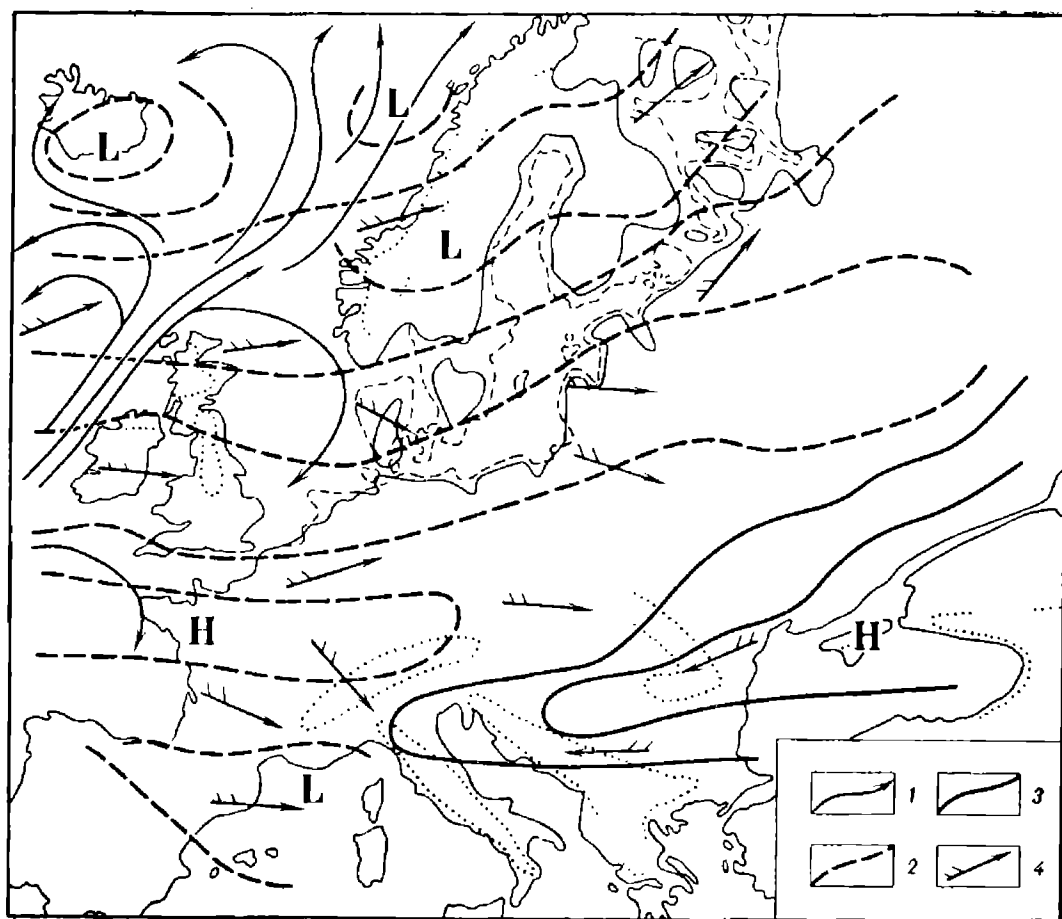


РИС. 77. Схема циркуляции, предполагаемая для оптимума микулинского межледникового

Условные обозначения: 1 — морские течения, 2 — изобары низкого давления (L), 3 — изобары высокого давления (H), 4 — направления движения воздушных масс

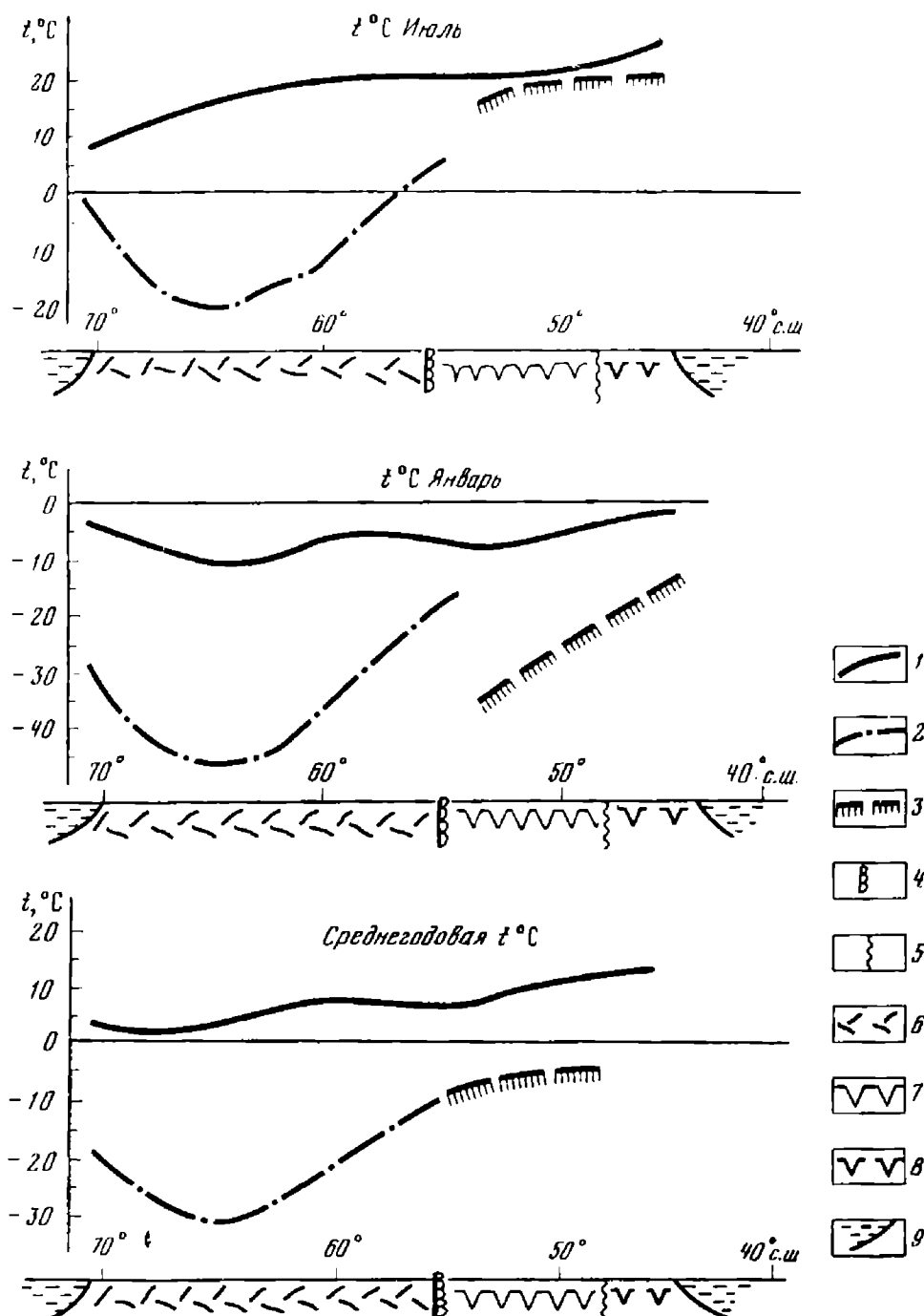


РИС. 78. Меридиональные характеристики температур воздуха вдоль 30° в. д., для максимума похолодания

Условные обозначения:

1 — современные температуры, 2 — температуры позднеледникового климатического минимума над ледниковым щитом (с учетом данных А. А. Асеева, 1974), 3 — то же во внеледниковой области, 4 — граница максимального оледенения, 5 — граница области многолетней мерзлоты, 6 — область оледенения, 7 — область многолетней мерзлоты, 8 — область глубокого сезонного промерзания, 9 — море

дискутирующим в географической, и прежде всего климатологической, литературе. Существуют, как известно, взгляды, согласно которым потепление в высоких широтах, сопровождающееся деградацией морских льдов и уменьшением альбедо, приведет к еще большей аридизации районов с недостаточным увлажнением, в частности степей. Эта предпосылка основывается на том представлении, что потепление Арктики уменьшит температурный градиент между высокими и низкими широтами, что в свою очередь приведет к ослаблению контрастов барических центров и к сокращению осадков, поступающих на континент. Изложенные в данной работе материалы показывают, что причинно-следственные связи здесь могут и не быть столь однозначными.

Климатическая модель микулинского межледникового свидетельствует как раз о том, что потепление Арктики в микулинское межледниковье является отражением резкого усиления определенного типа циркуляции — широтного, приводящего к усилению увлажненности континента в целом, в том числе территорий, которые в настоящее время характеризуются недостаточным увлажнением.

Однако следует иметь в виду, что в микулинское межледниковье потепление Арктики являлось следствием крупномасштабных сдвигов в состоянии глобальных климатообразующих факторов. При мелкомасштабных же изменениях — в пределах 0,5° C, как было недавно установлено [Винников, Гройсман, 1979], эффект может быть иным.

Если же искусственно вызвать потепление Арктики при том, что эти факторы останутся неизменными, то потепление будет представлять собой не следствие, а причину в системе климатообразующих факторов, и вопрос о том, будут ли в этом случае изменения климата в различных широтах подобны тем, которые имели место в микулинское межледниковье, требует специального исследования.

Противофазой оптимума микулинского межледниковья внутри последнего природного макроцикла плейстоцена является эпоха наибольшего похолодания — климатического минимума, совпадающая с максимумом поздневалдайского оледенения 18—20 тыс. лет назад.

Работа по построению палеоклиматических карт на базе палеогеографических данных времени максимума похолодания внутри макроцикла заметно отстает по сравнению с подготовкой палеоклиматических карт оптимума межледниковья. Главная трудность заключается в отсутствии необходимых данных для восстановления палеотемператур и палеосадков в достаточном количестве точек в пределах континента. Применение наиболее продвинутого палеоботанического метода с помощью климатограмм и ареалограмм в этом случае затруднено из-за отсутствия в большинстве случаев достаточно полных палинологических спектров, и тем более видовых определений. Как было показано в разделе по палеоэкологии перигляциальной области, определенная информация содержится в палеофаунистических и особенно в палеокриогенных данных. Однако они скорее могут дать некоторые предельные оценки (не выше или не ниже каких-то величин температур и осадков). Тем не менее, используя в комплексе различные данные, можно составить представление об общих чертах климата континента в эпоху наибольшего похолодания.

Индикаторами состояния климата Европы этого времени является ряд важнейших особенностей в состоянии физико-географической оболочки, в том числе в пространственном развитии ее отдельных составляющих. На континенте получают развитие новые компоненты, которые в оптимум межледниковья практически отсутствуют. К ним относятся прежде всего оледенение и многолетняя мерзлота. Ледники, которые сейчас на севере Европы присутствуют лишь в виде редких небольших шапок в горах Скандинавии, а в микулинское межледниковье, вероятно, полностью отсутствовали, в эпоху климатического минимума слились в мощный покров. Он занял большую часть Британских островов, нынешнюю акваторию Северного моря, всю Скандинавию и своей периферией распространялся на север и северо-запад Русской равнины, равнинные пространства Центральной Европы, где его граница имела максимально южное положение — 52° с. ш.

Еще более мощное развитие получила многолетняя мерзлота. Если сейчас она занимает узкую полосу на северо-востоке материка (а в оптимуме микулинского межледниковья, несомненно, отсутствовала), то в эпоху климатического минимума Европа, за исключением южных окраин, оказывалась захваченной областью многолетней мерзлоты. На равнинах южная граница этой области продвигалась по крайней мере до 46—48° с. ш., а в пределах горных массивов Альп, Балкан, Карпат, Кавказа опускалась еще южнее.

Кардинальные перестройки произошли в структуре растительного и почвенного покровов. Леса, занимавшие в оптимум микулинского межледниковья большую часть континента, как зональный элемент полностью деградировали на всем континенте. В структуре природной среды стали господствовать черты гиперзональности.

Указанные особенности физико-географической оболочки со всей определенностью свидетельствуют о господстве в эпоху климатического минимума очень холодного и весьма засушливого, резко континентального климата.

Результаты реконструкции температурного профиля через Восточную Европу с севера на юг вдоль тридцатого меридиана (рис. 78) подтверждают такое заключение [Величко, 1977]. Полоса профиля протягивается от Норвежского до Черного моря и пересекает Скандинавский ледниковый покров в его максимальных размерах, широкую равнинную полосу перигляциальной зоны в том месте, где очень сильное продвижение границы многолетней мерзлоты на юг хорошо подтверждается многочисленными данными. Температурный профиль через поверхность поздневалдайского ледника, приведенный в разделе данной монографии, подготовленном В. Г. Ходаковым, показывает, что над большей частью ледникового покрова, там, где он располагался на равнине, температуры лета снижались на 6—8° С по сравнению с современными. Вблизи максимальной границы они составляли около 10° С, а на леднике на широте Ленинграда — около 2° С. В центральной части купола (над Скандинавией), где высота его достигала 2500—3000 м, температуры начинали резко понижаться — ниже —10° С, а по расчетам А. А. Асеева [1974], июльские температуры здесь могли опу-

скаяться до —20° На склоне щита, обращенном к Норвежскому морю, они снова повышались до —4 ÷ —2° С. В целом же, как на это обращает внимание В. Г. Ходаков, над большей частью ледникового щита снижение летних температур было невелико. Учитывая, что даже на периферии ледникового покрова среднегодовые температуры не могли превышать —10° [Будыко, 1977], уже из расчетных данных можно заключить, что значительно более мощным было снижение зимних температур. В отношении январских температур расчеты А. А. Асеева [1974] показывают, что над центральными частями ледникового купола они должны были быть не выше —40 ÷ —50° С. Материалы, полученные по результатам комплексных палеогеографических исследований, позволяют предполагать, что температуры зимой над центральными частями ледника могли достигать еще более низких значений (с учетом температурного скачка и высотного градиента — до —70 ÷ —80° С), поскольку в центральных районах перигляциальной зоны на широтах 50—52° с. ш. температуры января были близки к —30— —40° С (см. раздел «Палеоэкологические реконструкции...» в данной работе). Причем такие оценки могут быть отнесены не только к восточным, но и к западным районам Европы. В качестве примеров можно сослаться на палеоботанические данные по Среднерусской возвышенности (стоянка Тимоновка, температуры зимы около —30° С) [Величко, Губонина, Грехова, 1977]; по Белоруссии (разрез Каспляне, Витебская область, данные по ископаемым насекомым, палеоусловия сходны с Восточным Таймыром, температуры зимы около —25 ÷ —30° С) [Назаров, 1979, и т. д.], а на северо-западе Европы (юго-восточная Англия) — разрез Ирит, палеоботанические данные, палеоусловия близки к бассейну верхней Лены, температуры зимы около —30° С [Rose, 1977; и др.].

Даже на периферии перигляциальной зоны, на 47—48° с. ш., зимние температуры продолжали оставаться весьма низкими (возможно, —25 ÷ —30° С), поскольку палеомерзлотные данные свидетельствуют о среднегодовых температурах воздуха на этих широтах не выше —7 ÷ —10° С, а летние температуры не опускались здесь более чем на 2—4° С по сравнению с современными.

Таким образом, главные отклонения от современных температур приходились на холодные сезоны, охватывавшие основное время года. Летние температуры менялись (снижались) не столь значительно. На большей части континента, как покрывавшейся ледником, так и вне его, на территории, которая в основном входила в область многолетней мерзлоты, происходило резкое снижение среднегодовых температур: до —30° С на севере (над ледником), до —10 ÷ —5° С в южных районах (по крайней мере до 48—50° с. ш.).

Наряду с температурами резко снижалось и количество осадков. Судя по материалам, приведенным в предшествующих главах, в центре ледника в эпоху максимума оледенения осадки не превышали 250—300 мм/год, столько же их было, а возможно и меньше, в перигляциальной зоне.

Характер данных по состоянию климата как на зонально-провинциальном уровне (положение границ оледенения и многолетней мерзлоты, распределение растительного покрова), так и данные по климату для конкретных точек показывают, что на всей территории Европы суровость климата лишь незначительно ослабевала к западу. Даже в таких приатлантических районах, как юг и юго-восток Англии, господствовала многолетняя мерзлота и открытые тундровые пространства. На некоторое небольшое увеличение осадков на западе континента (территория Франции) указывает более стабильное участие древесных элементов в тундровых ландшафтах (парковая тундра по А. Леруа-Гуран) [Leroi-Gourhan, 1973]. Однако даже в Средиземноморье не только на востоке, на территории Греции [W. Zagwijn, 1963], но и на западе, на юге Франции [Renault-Miskowski, 1976], лесная растительность деградировала, а само Средиземноморье входило в зону глубокого сезонного промерзания.

Имеющиеся к настоящему времени материалы свидетельствуют о том, что распределение воздушных масс и их циркуляция в эпоху климатического минимума позднего плейстоцена кардинальным образом отличались от таковых микулинского и современного межледниковья.

Анализ этих данных позволил прийти к следующим заключениям. Общеклиматическое глобальное похолодание, сопровождавшееся в эпоху минимума резким ослаблением, вплоть до исчезновения североатлантического теплого морского течения

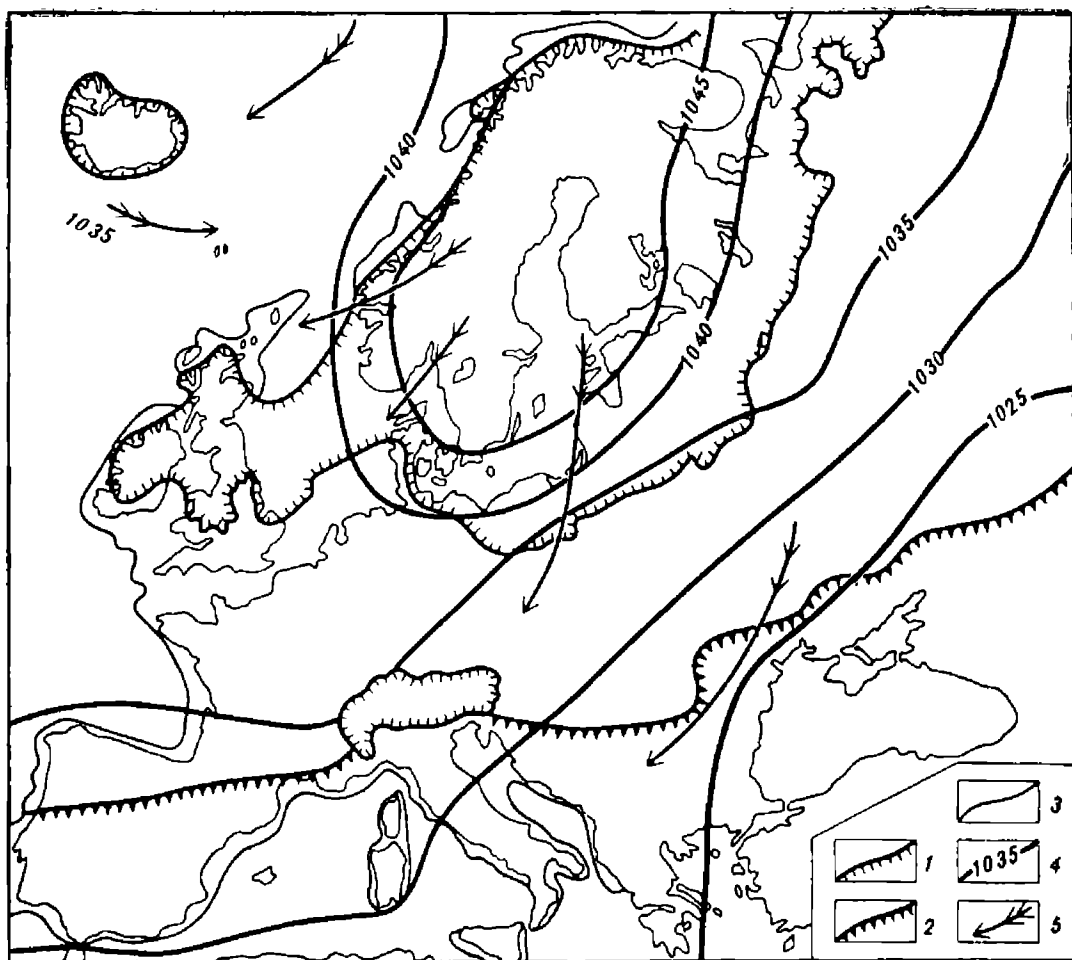


РИС. 79. Схема циркуляции, предполагаемая для эпохи максимума похолодания

Условные обозначения:

1 — граница оледенения, 2 — южная граница области многолетней мерзлоты, 3 — граница суши для эпохи 18–20 тыс. лет назад, 4 — изобары, 5 — направления движения воздушных масс

[Ruddiman, McIntyre, 1976], приводило к мощному охлаждению всей Европы, прежде всего ее северных районов. В холодное время года практически над всем континентом формировалась преимущественно антициклональная система [Величко, 1977, 1980]. Она складывалась из нескольких элементов (рис. 79). Значительно более сильное развитие получил полярный антициклон. Он сливался с антициклоном, господствовавшим над Европейским ледниковым покровом и прилегающими к нему территориями. На запад Европы распространялось влияние сибирского антициклона. О проникновении далеко на юг арктических и полярных масс воздуха свидетельствуют не только положение границы многолетней мерзлоты, опускавшейся местами вплоть до Средиземноморья, но и признаки распространения морских льдов до широт современных субтропиков (35–40° с. ш.) в Атлантике [Бараш, 1975 и др.]. Преобладание в этой антициклональной системе направления движения воздушных масс с севера и северо-востока предопределяло не только их низкую температуру, но и низкую влажность.

В приатлантической периферии этой системы количество осадков несколько возрастало, за счет чего здесь возникали участки лесотундры. Однако, судя по деградации лесов даже в Средиземноморье, можно полагать, что и в течение короткого летнего времени указанная антициклональная система хотя и испытывала деформацию, но полностью не разрушалась. Видимо, сохраняли свое влияние не только антициклон над Европейским ледниковым покровом, но и полярный антициклон. О существовании низкотемпературных условий на севере и северо-западе Европы даже летом свидетельствует положение южной границы морских льдов в июле на широте южной Англии, а также отсутствие и в это время отепляющего Гольф-стрима у северных берегов Европы. Указанные антициклональные массы потенциально могли блокировать северную трассу циклонов, проходящую сейчас вдоль северных побережий Европы, а также значительно помешать проникновению циклонов на континент из юго-западной ветви североатлантической зоны циклогенеза. Можно предполагать значительное ослабление этой зоны циклогенеза и в летнее время, поскольку район исландского минимума большую часть года оказывался перекрытым морскими льдами, когда терял свою функцию зоны циклогенеза.

Изложенные представления о состоянии климата в эпоху климатического минимума 18–20 тыс. лет назад не расходятся с данными палеоклиматического моделирования [Gates, 1976]. Указанная модель построена для летнего времени (июль),

когда, как известно, в высоких широтах северного полушария области высокого давления, как и величины давления внутри них, редуцируются. Тем не менее даже в июле давление в центре антициклона над Скандинавским ледниковым покровом достигало 1045 мб. Таких среднестатистических значений в настоящее время не имеет ни один центр высокого давления не только в летнее, но и в зимнее время. В ту же эпоху вся территория Европы (за исключением крайнего юго-востока) входила в область, где господствовало даже летом давление от 1035 мб и выше (в настоящее время такая величина характерна для Центральноазиатской области высокого давления в январе!).

Существенно менялось и положение областей с преобладанием высокого и низкого давления на континенте. Сейчас к территориям с преобладанием пониженного давления относятся север, северо-запад Европы (периферия исландской депрессии), а с преобладанием повышенного давления — южная часть Европы (влияние субтропического пояса высокого давления, азорского максимума, а зимой центральноазиатского антициклона). В эпоху же климатического минимума позднего плейстоцена стабильной областью господства высокого давления был север Европы, на юг же давление несколько понижалось (это следует из модели Гейтса для лета), зимой же роль области высокого давления над ледниковым щитом могла лишь возрасти. Подобное распределение давления указывает на иное, чем сейчас, преобладающее направление воздушных масс — с севера и северо-востока континента, что также свидетельствует о сокращении роли исландского минимума и значения воздушных масс, которые могли бы перемещаться вдоль оси депрессии с запада на восток. Распределение давления, полученное в модели, показывает, что в эпоху максимума последнего оледенения в июле в районе современного исландского минимума давление повышалось до 1035 мб (сейчас 1000 мб) и уравнивалось с давлением расположенной южнее зоны азорского максимума. По-видимому, дестабилизация зоны циклогенеза в Северной Атлантике — основного источника осадков в Европе, преобладание областей высокого давления не только над континентом, но и на его широтах в Атлантике в значительной степени ослабляли роль западного переноса как транспортера осадков на континент, и климат здесь даже летом сохранял черты континентальности, аридности. Все это служит важным подтверждением вывода о том, что на протяжении большей части ледниковых эпох климат на континенте характеризовался меньшим количеством осадков по сравнению с межледниковыми эпохами. Особенно резким сокращением осадков не только за пределами ледника, но и над самим ледником характеризовалась фаза максимума оледенения.

Таким образом, эпоха климатического минимума последнего оледенения кардинально отличалась от оптимума предшествующего межледниковья как по характеру распределения барических полей, так и по циркуляционному режиму. Если в межледниковье определяющее влияние оказывал широтный западный перенос и циклональный режим как в теплое, так и в холодное время года (зональный тип циркуляции), то в климатический минимум оледенения определяющую роль играли антициклональные массы воздуха, и главное значение для особенностей климата Европы имел не западный перенос, а, наоборот, холодные и сухие массы воздуха с преобладанием восточной и северо-восточной составляющей (меридиональный тип циркуляции). Однако еще раз следует напомнить, что такой моделью несколько не отрицается существование и в то время глобального широтного западного воздушного течения в умеренных широтах. В ледниковые эпохи на протяжении большей части года оно лишь оттеснялось от земной поверхности антициклональной системой — явление, которое наблюдается и сейчас в холодные зимы в Европе, когда проникающий с востока сибирский антициклон оттесняет от поверхности приходящие с запада воздушные массы и влияние западного переноса начинает сказываться лишь после разрушения блокирующего антициклона.

В связи с преобладанием такого циркуляционного режима по погодным условиям ледниковые эпохи в отличие от межледниковых характеризовались преобладанием безоблачных, солнечных дней.

Характерно, что как оптимуму межледниковья, так и климатическому минимуму (пессимуму) оледенения не были свойственны кардинальные перестройки циркуляционных режимов по сезонам, в отличие от современности каждой из этих экстре-

мальных фаз был свойствен принципиально отличный, но стабильный режим атмосферной циркуляции в течение года.

Наконец, следует отметить, что по соотношению теплообеспеченности и осадков указанные фазы подчинялись весьма простой климатической закономерности — с повышением температур повышается и количество влаги в атмосфере, и наоборот — падение температур влияет на резкое снижение увлажненности (рис. 80). Это естественное соотношение связано с тем, что при повышении температур возрастает испарение с поверхности океана, усиливается обмен массами над океаном и над сушей, а сама влагоемкость воздуха возрастает. В ледниковые же эпохи с похолоданием испаряемость с поверхности океана ослабляется. К тому же значительные части акваторий закрыты льдом, интенсивность широтного обмена между океаном и сушей уменьшается, а способность воздуха удерживать влагу резко сокращается.

Окончанию позднеплейстоценового макроцикла и началу современного отвечает граница между плейстоценом и голоценом, которую большинство исследователей относит ко времени 10 300 лет назад.

Смену одного макроцикла другим не следует представлять себе как процесс постепенный. В интервале около 12 000—9000 лет назад можно выделить переходную зону, важным свойством которой было наличие резких климатических колебаний с короткой периодичностью: потепление беллинг (12 400—12 000 лет назад), похолодание средний дриас (12 000—11 800 лет назад), потепление аллерёд (11 800—11 000 лет назад), похолодание поздний дриас (11 000—10 300 лет назад), пребореал: половецкое потепление (10 300—10 000 лет назад), переславское похолодание (10 000—9500 лет назад). Наибольшей амплитуды колебания достигали в средней части этой переходной зоны, куда относятся аллерёд, поздний дриас, начало пребореала (т. е. непосредственно на границе между поздним плейстоценом и голоценом), когда за короткие промежутки времени, измерявшиеся в сотни лет, здесь происходили перестройки от гиперзональных условий к зональным. Характерно, что и для начала предшествующего — эмского, микулинского межледниковья, по данным глубоководных колонок, также обнаруживается свойство очень резкого перехода к потеплению от предшествующего ледникового этапа [Gardner, Haas, 1976]. По отношению к голоценовой переходной зоне можно также отметить, что к концу и к началу этой зоны амплитуды сокращались. Для зоны перехода от одного макроцикла к другому была, следовательно, характерна ярко выраженная неустойчивость климата.

В последующий отрезок голоцена шло направленное, хотя и с колебаниями, нарастание теплообеспеченности вплоть до так называемого оптимума голоцена. Как показал Н. А. Хотинский [1977], время оптимума не совпадает в различных районах Северной Евразии, такое же явление имело место и в Северной Америке. В Восточной Европе оптимум голоцена приходится на позднеатлантическое время (АТ-3) в интервале около 5000—5500 лет назад. Начиная с бореального времени, т. е. с 8000 лет назад, когда сформировалась устойчивая лесная зона, ее северная граница испытывала тенденцию (хотя и неравномерную) к продвижению на север [Нейштадт, 1957; и др.], в зону тундры.

Наибольшая инвазия фиксируется для северо-востока континента, поскольку именно здесь тундровый пояс имеет наибольшую сейчас ширину. Леса северотаежного облика распространились вплоть до побережья Баренцева моря, иными словами, тундра в это время полностью исчезала на континенте. Согласно Л. Д. Никифоровой [1980], на месте современной средней тайги здесь существовали южнотаежные леса с участием дуба, вяза, клена, лещины, а северная граница подзоны средней тайги продвигалась к северу по отношению к ее современному положению на 450—550 км. По мнению того же автора, июльские температуры на побережье Баренцева моря были на 4—5° выше современных, т. е. достигали 12—13° С, годовая сумма осадков на 150—200 мм (до 550 мм). Сходный тренд изменений температур и осадков установлен и для более западных территорий — в Карелии [Климанов, Елина, 1980].

В целом большинство авторов оценивает максимальное повышение среднегодовых температур в оптимум голоцена по сравнению с современными в 2—3°. Причем такое наибольшее потепление было свойственно северной части континента, расположенной к северу от 55—60° с. ш., южнее оно уменьша-

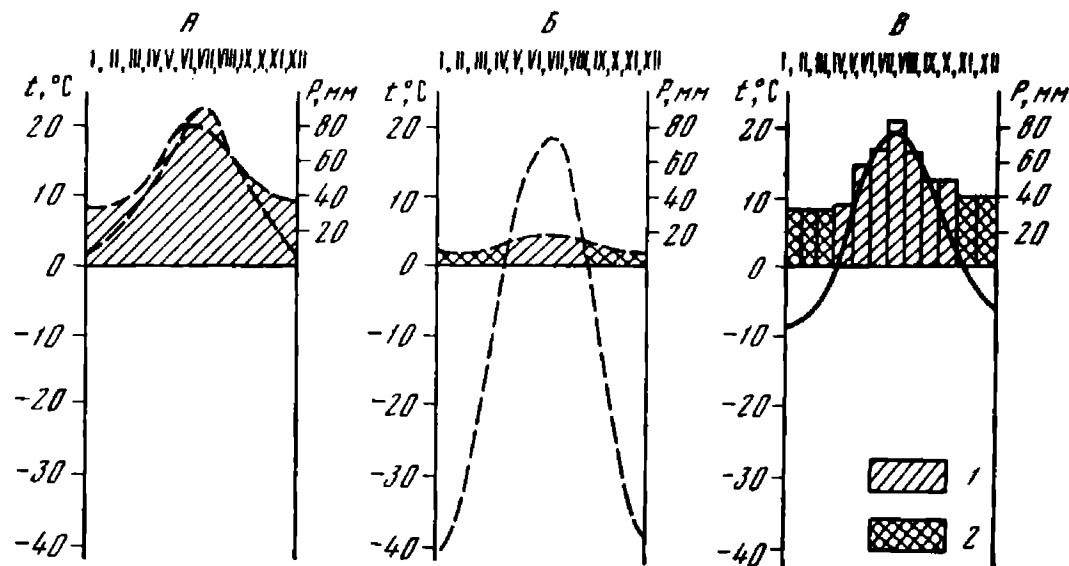


РИС. 80. Годовой ход температур и осадков:

а. Для оптимума микулинского межледниковья, б. Для максимума поздневалдайского похолодания, в. В настоящее время Центр Русской равнины, район г. Брянска
1 — осадки жидкие; 2 — осадки твердые

лось, и приблизительно на широте 50° с. ш. температуры были близки к современным. В отличие от северной границы лесной зоны, испытывавшей резкие смещения к северу, ее южная граница (граница между лесом и степью), согласно В. П. Гричуку [1969] и Н. А. Хотинскому [1977], оставалась достаточно стабильной, хотя существует мнение и о нападении леса на степь [Климанов, 1976].

В последующие тысячелетия вплоть до настоящего времени наблюдается устойчивый тренд к похолоданию (с небольшим потеплением в суббореале около 3000 лет назад), сопровождающийся экспансией тундрового пояса и соответственно отступанием северной границы лесной зоны к югу, с сокращением элементов неморальной древесной флоры из таежных лесов. Н. А. Хотинским [1977] показано принципиальное сходство в смене фаз растительности микулинского межледниковья и голоцена, из чего следует, что термический оптимум теплой фазы современного макроцикла уже пройден и, возможно, настоящее время отвечает либо заключительному этапу этой фазы, предшествующей переходу к оледенению, либо отчетливо выраженному колебанию к похолоданию внутри этой фазы.

Принципиальная вероятность естественного тренда природно-климатических изменений в сторону похолодания вытекает также и из признаков несходства между микулинским межледниковьем и голоценом. Среди таких отличительных признаков в первую очередь можно отметить следующие.

Длительность двух рассматриваемых теплых фаз не является одинаковой (рис. 81). Согласно данным исследований глубоководных колонок в Атлантике, в том числе с использованием дат абсолютной хронологии по неравновесному урану, продолжительность зоны Х, отвечающей последнему межледниковью, оценивается около 50 тысяч лет — в интервале 127 тысяч лет — 75 тысяч лет назад общей хронологической шкалы [Gardner, Haas, 1976].

Если же попытаться оценить длительность голоценового межледниковья, то, исходя из сопоставления его растительных хронозон с таковыми микулинского межледниковья, можно полагать, что длительность современного межледниковья может быть не больше 12 000—13 000 лет, т. е. в четыре раза короче микулинского межледниковья.

Однако, согласно тем же данным морских геологических исследований, в межледниковой климатической зоне Х выделяется три крупных термических максимума, из которых самый ранний (Барбадос I) был наиболее сильным. Можно допустить, что голоцен может быть подобен лишь термическому максимуму Барбадос I, расположенному в интервале от 127 000 лет назад до 112 000—115 000 лет назад. В этом случае длительность обоих теплых интервалов сопоставима (голоцен несколько короче), но вывод о том, что настоящее время отвечает переходу к холодной фазе, сохраняется. Эта фаза может быть подобна той, которая разделяет термические максимумы Барбадос I и Барбадос II, и длительность предстоящей холодной фазы в этом случае может быть оценена в 5000—7000 лет.

Не менее важной особенностью, отличающей голоцен от микулинского межледниковья, является отсутствие полного сходства в самом содержании природных компонентов, а именно в структуре растительного покрова и почвенных формаций обоих теплых фаз, что отчетливо показано в разделах по голо-

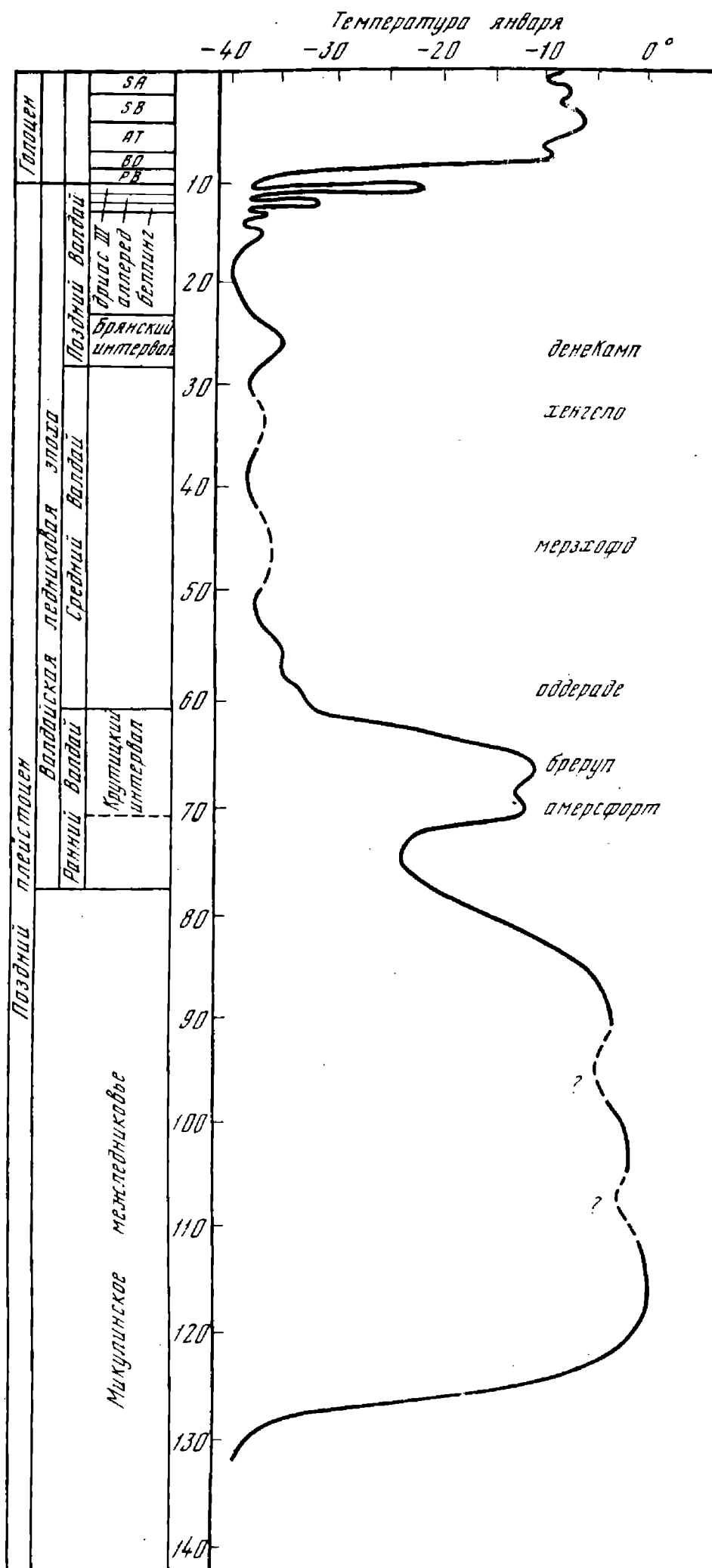


РИС. 81. Кривая температурных изменений за последние 130 тыс. лет (по А. А. Величко)

цену атласа-монографии. По сравнению с миккулинским межледниковьем в голоцене пояс широколиственных лесов был заметно более узким, участие элементов неморальной флоры в лесных сообществах Восточной Европы стало меньше. Там же сократились ареалы бурых лесных почв, они стали свойственны лишь Центральной и Западной Европе. Все это свидетельствует о том, что для голоцена характерны более прохладные, континентальные условия [Хотинский, 1977].

Такая тенденция находит свое отражение и в оценках самих климатических параметров. Для сравнения можно взять данные для востока Европы по шестидесятой параллели, где как уже говорилось, выявляется наибольшая амплитуда температурных изменений. Если в оптимум голоцена максимальное потепление здесь оценивается в $2-2,5^{\circ}\text{C}$ среднегодовых температур, то в оптимум миккулинского межледниковья среднегодовые температуры здесь были выше на $5-6^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современными. Голоцен, следовательно, является заметно более прохладным межледниковьем, чем предшествующее миккулинское межледниковье. И хотя тенденция в изменениях кли-

мата и в предшествующее, и в современное межледниковье была одна и та же, отчетливое потепление испытывала прежде всего северная часть континента, но масштабы были разными.

Обращает также внимание различная динамика границ лесных сообществ в южных районах. Если в миккулинское межледниковье степная зона трансформировалась в лесостепь, то в голоцене этого не происходило — степная зона даже в оптимуме сохранялась, положение границы между лесной и степной зонами было в целом стабильно.

Сравнительный анализ, таким образом, показывает, что тенденция климатических изменений как в миккулинское межледниковье, так и в голоцене была сходной. Она заключалась в увеличении теплообеспеченности континента, особенно заметно проявлявшемся на его севере. В оптимум голоцена, следовательно, усиливалась отепляющая роль Гольфстрима, сопровождавшаяся, несомненно, деградацией морских льдов в Европейской Арктике. Этому времени было также свойственно усиление роли широтного типа циркуляции, однако эта роль была не столь велика, как в оптимум миккулинского межледниковья, когда значительное увлажнение и усиление океаничности климата испытывали не только северные, но и южные районы континента.

При оценке современного состояния природной среды с позиций ее эволюционного анализа нужно, таким образом, учитывать следующие моменты. Общая направленность в развитии природного процесса в сторону похолодания, выявляемая для позднего кайнозоя, сохраняется. Современное межледниковье (голоцен) холоднее предшествующего, миккулинского межледниковья. Исходя из сравнительных данных о длительности миккулинского межледниковья и голоцена, а также из данных по хронологии климатических этапов голоцена от его начала до оптимума и от оптимума к настоящему времени, можно считать, что современное межледниковье является менее длительным, чем предшествующее.

Положение современного состояния природной среды в общем ходе развития природного процесса во времени позволяет говорить о том, что 1) «современная точка» — часть общей кривой природного процесса, главное свойство которого наряду с колебательностью — направленность в сторону похолодания; 2) «современная точка» принадлежит к тепловой фазе нового макроцикла; подобная фаза предшествующего макроцикла была более теплой и, вероятно, продолжительной; 3) «современная точка», как это четко показал Н. А. Хотинский, находится в заключительной части теплой фазы. Таким образом, в отношении макромасштабного тренда можно прогнозировать изменения в сторону дальнейшего похолодания. Есть основания также предполагать, что мы вступили в зону с неустойчивым климатическим режимом, когда даже в течение столетия могут происходить весьма заметные термические колебания, влекущие существенные перестройки в состоянии природных компонентов [Величко, 1980]. Можно ожидать переход к холодной фазе макроцикла (условия которой могут быть подобны таковой позднеледниковой макроцикла, описанные выше) через 2000—5000 лет.

Однако рассмотренный тренд основывается лишь на естественных измерениях климата, взятых изолированно от антропогенных климатообразующих факторов. Между тем реалистичский прогноз может быть сделан только с учетом антропогенного фактора. В настоящее время, как показал М. И. Будыко [1980], главным антропогенным климатообразующим фактором является направленный рост содержания углекислого газа в атмосфере, ведущий к быстрому росту температуры воздуха в тропосфере. Согласно этой точке зрения, поддерживаемой сейчас большинством ведущих климатологов, при существующем тренде роста углекислого газа в атмосфере уже к концу нашего тысячелетия могут начаться необратимые процессы, ведущие к разрушению льдов в высоких широтах и к воссозданию природных условий, напоминающих доплейстоценовые.

Наложение антропогенного фактора на естественный тренд может радикально повлиять на реальные перестройки климата в будущем. Дело в том, что температурные градиенты обоих — естественных и антропогенных — изменений совершенно различны. Естественные осредненные температурные изменения в масштабах теплой фазы макроцикла весьма медленны. Общий тренд (без учета возможных резких колебаний за счет неустойчивости) в ближайшие тысячелетия будет характеризоваться снижением не более чем на 1°C среднегодовой температуры за тысячелетие, тогда как под влиянием антропоген-

ных факторов температура может подняться на несколько градусов в течение нескольких десятилетий, иными словами, скорость температурных изменений под влиянием антропогенных факторов на несколько порядков выше естественного тренда. Вопросы влияния углекислого газа на состояние климата

рассматриваются в специальном разделе атласа-монографии. Здесь же можно в заключение сказать, что в учете обеих тенденций — естественной и антропогенной — лежит вероятный путь рационального регулирования климата человечеством в будущем.

MAIN FEATURES OF THE LAST CLIMATIC MACROCYCLE AND THE PRESENT STATE OF THE ENVIRONMENT

As Acad. Gerasimov noted in the Introduction, the present work is a completely new type of a research work — an atlas-mono-graph. At the same time the atlas is the first attempt, unprecedented in world paleogeography considering its time and space scope; the set of paleogeographic maps demonstrates a sequence of environmental changes throughout the Late Pleistocene and Holocene at the whole continent. It was not arbitrarily that Europe was chosen for the first attempt of such work. The starting points of the most important paleogeographic ideas are in Europe, the ideas which formed the basis of the Quaternary geology and paleogeography — i. e. the continental ice sheet theory, the nature processes cycles, periodization principles etc. Specialists in the course of their long-term work gathered a great deal of data showing in details the evolution of main natural components. The investigations of the Soviet specialists covered considerable part of the continent and contributed greatly to the present state of knowledge of the European paleogeography. The successful completion of the work was predetermined by varieties and fundamental character of material produced by Soviet research works as well as by large volume of paleogeographic information contained in works published abroad.

It has become quite clear by now that the geographical position of Europe in the past (so to say «paleo-geographical» position) accounts for extensive development of the most important phenomena during Pleistocene, including ice sheets, loess formation and permafrost. It is only in Europe of all the continents that all the mentioned phenomena were spread to such an extent. Other continents possessed but some of them; for example, North America had been heavily glaciated with very reduced area of loess formation and almost without permafrost beyond the limits of the glacier; in Asia the permafrost was extremely widespread but ice sheets were small, especially in the NE etc. This «paleogeographic position» of Europe was one of the reasons for special interest for our study which aimed to analyze the evolution of all main natural components together.

The results obtained form a solid basis for tracing some general regularities in the environment's evolution in time and space. One more special feature of our work is to be emphasized, which concerns the time scope. As the previous chapters showed, most attention is paid to the characteristics of the last interglacial (Mikulino) and the last glacial (Valdai) epochs, i. e. to the analysis of the nature's state during the two structural elements which form together the whole macrocycle in the system of climatic rhythms, the most important macrocycle it may be as it was the last completed one (embracing the Late Pleistocene) and it was immediately followed by the present cycle. Some aspects are also discussed of the nature's evolution during the first stages of the next (the Holocene) macrocycle up to now. The study thus concerns the most important elements of the large-scale changes of the nature throughout the last 100.000—125.000 years. The analysis allows to estimate the present state of the environment and to trace the natural trends of its evolution further into the future.

To facilitate the evolutionary approach and, in particular, to make easy the comparison between past and present environments, the atlas' content is similar to those of the physical-geographic atlases. The editors would like to make it clear that the characteristics given in the atlas-mono-graph are far from

being so precise as in the atlases of the present epoch. It should be taken into consideration however that this atlas is the first step and the defects mentioned below will be eliminated in due course.

Not for all the chosen periods all the components can be described equally in details. There are blank spots at some of the maps, especially in biogeographic characteristics. The gaps could be easily filled using «alien» evidences, for example we could outline soil type areas on the basis of data on vegetation. The authors however tried to avoid such technique, as it involves much additional difficulties and errors due to lack of precise knowledge of the different components' correlation. Besides, (last, but not least) it would interfere with the independent character of the information obtained from each component, which is necessary for reconstruction of the past environment.

While comparing the paleogeographic data with those on the present nature, one should also consider different detalization of geographic and paleogeographic maps. The latter show as a rule unities of higher rank, the subdivision is much more rough. It is also important to take into consideration, that in some cases no direct analogues of the former vegetation, soils and faunistic associations can be found among the present environment. It concerns not only glacial epoch, but also the interglacial, most similar to the present.

The set of the maps includes also some climatic schemes. They are monochrome as they were in process of development when all the coloured map had been completed. At the time the methods of such schemes compilation (including schematic maps of paleo-temperatures, paleo-precipitations etc.) were at the stage of preliminary working out, nor the volume of data was sufficient to meet the modern requirements of precision and correctness.

Last years brought forth an appreciable progress in the study of paleoclimates. Some important general works appeared which dealt with problems of Cenozoic climates' history (Gerasimov, 1979; Budyko, 1980; Monin, Shishkov, 1979; Flohn, 1969; Lamb, 1977). At the same time several climatic models were published (Lieberman, Muratova, Suetova, Burashnikova, 1980; Velichko, 1980; Gates, 1976, a. o.). Some information has been received on the Pleistocene climate changes in Europe, which is included, in particular, in this atlas-mono-graph. Quite new step are the paleoclimatic maps of Europe, worked out first of all for the Mikulino interglacial (map N 15).

The picture of the Mikulino (Eemian) interglacial environment is based on the data on the vegetation and soil cover, given in the corresponding chapters of the atlas-mono-graph. The data brought about a conclusion that the landscapes' structure during the last interglacial was fundamentally similar to their structure during the Holocene; some significant differences nevertheless indicate that the climatic conditions were by no means identical.

The most important features of the Mikulino optimum climate are the following. The climate of Europe was warmer and more humid as compared not only with the present one but with the Holocene optimum as well. The temperatures and precipitations values were almost unchanged along each parallels, the deviation from the average values for a given parallel being considerably reduced. The equalization of the climate's parameters was due to extension all over Europe of climatic conditions which are now typical for western Atlantic regions, the present

climate of those regions being not much different from the climate during the Mikulino interglacial.

The stated notion of the climate resulted mostly from the analysis of zonal and provincial variations of the structure of natural components as well as from individual quantitative estimations; recently it was confirmed by reconstructions of the paleo-meteorological parameters fields. The reconstructions were fulfilled by a team of the Paleogeographic department, Institute of geography, Academy of Sciences of the USSR (O. K. Borisova, A. A. Velichko, V. P. Grichuk, E. E. Gurtovaya, E. M. Zelikson) in 1980. The data proceeding for individual points was done using area schemes (so called «arealograms») and climatograms technique, which had been introduced by I. Iversen and developed by V. P. Grichuk. 33 sections were chosen which answered certain demands, such as palynological spectres containing species definitions and the interglacial optimum being recognizable at the diagrams by its maximum heat supply and humidity (the optimum corresponds to palynological zone M₆ according to V. P. Grichuk's scheme). As it has been stated in the chapter «Paleoecological reconstructions. .» the control tests revealed the temperature values at any point to be accurate to 1°C, the annual precipitations — to 50 mm, frostless period duration — to 15 days. Then paleo-meteorological fields were drawn and interpreted in terms of paleoclimates. It has been the first example of the climatic reconstruction for a Pleistocene interglacial based on a sufficient number of points and embracing the whole continent. A special paper describes the proceeding and results [Velichko, Grichuk, Zelikson, Gurtovaya, Borisova, 1981]. Some of the most important results are briefly stated below.

In the course of the work several maps were compiled including those of July and January temperatures, annual precipitations, annual temperatures amplitude, frostless period duration and a scheme of atmospheric circulation. The July temperatures field of the Mikulino optimum not much differed from the present one, though some tendency to warming is noticeable (map N 15). Stable warming was pronounced mostly in N and NW Europe (the difference from the present values were +1° to 1,5°C at the British Isles, +2 to +4°C at the North Sea coast, up to +2°C at Western Mediterranean). There was no considerable difference in the internal parts of Europe, and even negative difference (—2°C) is marked at Eastern Mediterranean.

Higher heat supply of the Mikulino optimum as compared with the present one mainly manifested itself in winter season (fig. 76 c. d). The excess of the Mikulino winter temperatures over the present ones was the biggest at N and NE Europe (up to +7°C at Scandinavia, +7°, +8° up to +11°C at NE and E Russian Plain). Southern part of the continent (Mediterranean — Black Sea regions) only slightly differed in temperatures from the present, the difference in some places being negative (—2°C).

In general the annual temperatures amplitudes were also less than at present. The phenomenon is most pronounced in the Eastern Europe interior and at Scandinavia, the amplitudes were 10°C less, mainly because of the increase in winter temperatures. At the West the amplitudes were a little more (2—3°C more), which resulted from some increase in July temperatures.

General increase in winter temperatures accounted for increase in frostless period duration, first of all in the North (up to 1 month as compared with the present duration).

Annual precipitations values were very high in Europe during the Mikulino interglacial. Maximum positive anomalies were confined to maritime regions of the Central Europe (Baltic region — +500 to +700 mm per year) and Mediterranean — Black Sea region (+500 mm in the West and to +900 mm in the East). The excess of the Mikulino precipitations amount over the present one in other European regions was 100 to 300 mm. Broad-leaved forests with hornbeam penetrated far to the East — the fact which indicates an increase in summer precipitations component. General oceanic character of the climate suggests the winter precipitations were also higher.

Annual precipitations during the Mikulino optimum were thus as much as 1000 to 1200 mm in Central, W and SE Europe, the values are at present typical not for temperate but for intertropical, equatorial regions. As it was noticed for temperatures, precipitations distribution along a latitude was more uni-

form than at present. It can be clearly seen at the graphs showing difference in temperatures and precipitations of the Mikulino time from their present values averaged for 50° N (fig. 77). The eastern regions' climate lost its continentality and become similar to oceanic because of sharp increase in winter temperatures (more than 10°C), slight lowering summer temperatures (1 to 2°C) and increase in annual precipitation amount (200 mm). At the West of the continent the temperatures' conditions were similar to the present, the annual precipitations being somewhat higher.

The established changes in meteorological parameters indicate certain changes in atmospheric circulation and baric fields state. Let us consider winter conditions. It is well known that severity of winters and frosts at the Russian Plain are associated with frequency of anticyclonic cold air masses invasions from the East. It is to be supposed that during the Mikulino climatic optimum such invasions were far less frequent, the Siberian anticyclone being far less important. The sphere of its influence reduced, mostly as it did not penetrate so far westward, into Europe as it does now. Winter weather was controlled mostly by cyclones. The latter seem to penetrate consistently not only to W. Europe but to E. Europe as well. It suggests a certain increase in the Icelandic Low influence; the cyclones generated there came to the East European Plain from NW and N; they penetrated presumably to the S. Russian Plain. This accounted for some decrease in temperatures at the Black Sea and Mediterranean coasts as well as for increase in precipitation at the N of Europe. In winter the anticyclonic air masses which used to come from the E. were replaced by increasing transfer from the Atlantic to the N Europe which favoured the invasion of the anticyclonic masses at the S of the continent from the east (fig. 78). Similar pattern can be observed nowadays. I. Blütgen [1972] describes it as a typical invasion of the cold air to Europe under the name of «south-eastern invasion of the cold air». It is worth noticing that precipitations are located along SW boundary of the invaded air mass. It is typical that the invasions are associated with considerable cooling of the air and the underlying surface. Both phenomena were characteristic to the regions during the Mikulino optimum.

The cyclonic circulation was even more important during warm seasons. Warm and humid Atlantic air masses regularly reached the eastern regions of the plain. Higher summer precipitation at the southern regions (which are covered now by steppe) and their transformation into forest-steppe presumably resulted not only from the N and NW cyclones' invasion but from SW cyclones as well. Therefore increase in heat supply and lessening of the climate's continentality in the North was simultaneous with some lessening of the climate's continentality in the South. Therefore the Mikulino optimum was characterized with lessening climatic contrasts not only in latitudinal direction but along a meridian as well, the heat supply and humidity were then higher. It can be also thought that weather at the whole continent during the interglacial optimum exceeded the present by number of cloudy days.

Considering the general problems of the atmospheric circulation the special attention is to be paid to significant warming of the Arctic. It is well known that the present positive heat balance of the European Arctic is due to warm North Atlantic current (Gulf Stream) which increases the air temperatures by 10 to 20°C. The warm Arctic of the Mikulino time (January temperatures exceeded the present values by 4 to 8°C) suggests far more powerful inflow of the warm Gulf Stream water (possibly, even warmer water than at present?). Sea ice area at Arctic Ocean must have been less. The increase in the Gulf Stream intensity may be connected with strengthening of the west air transfer as the North Atlantic current is known to be wind-driven from western tropical Atlantic to NW Europe by west transfer. The latter's influence was greater than now which is confirmed by a distinct shift of the maritime climate to the European interior. West transfer activation and — as its consequence — increase in the North Atlantic current strength must have led to faster transition of the equatorial water (Antillean current) into higher latitudes. It should result in some cooling of the Gulf Stream water as the time of its warming was shorter. However the data on the last interglacial temperatures at tropical Atlantic don't corroborate with the hypothesis. Both oxigene-isotopic and paleontological data indicate the temperatures 125.000 y. B. P. to be not lower than the present ones.

Thus the atmospheric circulation during the Mikulino time differed considerably from the present in Europe. The seasonal distribution of the circulation types was also different within the year. Nowadays the circulation pattern changes considerably from one season to another. In summer the cyclonic regime prevails due to the western transfer. In winter the western transfer often does not manifest itself near the ground surface because the cold air masses coming from Siberia. The Mikulino interglacial seems to have no such great changes of circulation from summer to winter — during the whole year the weather was controlled mostly by cyclonic regime due to stable western air transfer near the ground both in summer and in winter.

It should be noted at last that the established features of the climate give additional data for discussion of some general problems which recently aroused a great interest among the geographers and first of all climatologists. There is an opinion that a warming in the high latitudes accompanied by sea ice degradation and decrease in albedo will result in further aridization of areas with deficient humidity, steppes in particular. The opinion is based on a presumption that the Arctic warming would lessen the temperature gradient between high and low latitudes which in turn would lessen the sharpness of baric centres and reduce amount of precipitation coming to the continent. The data gathered in the work prove however that the causal relations may be not so simple in the case.

Climatic model of the Mikulino interglacial gives evidence that warm Arctic may be a manifestation of sharp intensification of the latitudinal type of circulation which result in increase in humidity of the whole continent including areas of the humidity deficit.

It should be taken into consideration however that the Arctic warming during Mikulino time was induced by large-scale changes in global climatic factors. Small-scale changes (about 0.5°C) may produce another effect as it was recently indicated by Vinnikov and Groisman [1979]. In case of artificial warming of Arctic (if the factors are unchanged) it will be not effect but a cause in the system of the climate-forming factors; whether the climate changes are similar to those in Mikulino time or not — is a problem which deserves special consideration.

The phase opposite to the Mikulino climatic optimum within the last natural macrocycle is the most cold phase — climatic minimum which corresponds to maximum extent of the Valdai glaciation 18.000—20.000 y. B. P.

The works on paleoclimatic maps for that time based on paleogeographic data are not so advanced as compared with those for the Mikulino optimum. The main difficulty is the lack of points with necessary data for paleo-temperatures and paleoprecipitations reconstructions within the continent. One cannot use the most adequate paleobotanic methods (climatograms and arealograms) as in most cases palynological spectres are not complete and have not species definitions. As it has been shown in the chapter on paleoecology of periglacial area, paleofaunistic and especially paleo-cryogenic data may produce a certain information, mostly on some threshold values of climatic parameters. Nevertheless general features of the climate of the most cold phase can be reconstructed on the basis of various paleogeographic data.

Some important features of the nature, including spatial extent of individual components, indicate the state of the European climate at the time. Some new components came into being, which were almost absent all over the continent during the climatic optimum. First of all it refers to the glaciation and permafrost. The glaciers form but a few small ice caps in Scandinavian mountains now and probably did not exist during the Mikulino interglacial; at the time of the climatic minimum they formed a thick ice sheet which covered most of the British Isles, the North Sea area, all the Scandinavia and also (by its peripheral part) north and north-west of the Russian Plain as well as plains of the Central Europe extending up to 52°N .

The permafrost extent was even more. Now it exists only in a narrow zone at the NE of the continent (and undoubtedly disappeared at the Mikulino optimum), but during the climatic minimum it was spread all over Europe with the exception of the southern parts; the southern limit was at $46\text{--}48^{\circ}\text{N}$ at plains and even further to the S in mountains (Alpes, Carpathians, Balkans, Caucasus).

Vegetation and soil cover underwent to drastic changes. Forests which covered most of the continent during the interglacial,

ceased to be a zonal element all over Europe and the hyponymality features prevailed in the nature's structure.

The pointed out features of the nature clearly indicate the predominance of very cold and very dry severe continental climate during the climatic minimum.

This conclusion has been confirmed by results of temperatures reconstruction for East Europe from N to S along 30°E (fig. 78) [Velichko, 1977]. From Norway to the Black Sea the profile crosses the Scandinavian ice sheet at its largest part and the broad periglacial plain with permafrost extending most far to the south, which is confirmed by numerous data. A scheme of temperatures distribution over the Late Valdai glacier's surface (see the chapter by V. G. Khodakov in this book) shows that at most part of the ice sheet (at plains) the summer temperatures were $6\text{ to }8^{\circ}\text{C}$ below the present ones. Near the boundary of the maximum extent of the ice sheet they were about $+10^{\circ}\text{C}$ and at the Leningrad latitude were about $+2^{\circ}\text{C}$. At the central part of the ice dome (in Scandinavia) where its height was 2,5 to 3 km above sea level the temperature decreased — below -10°C (after Aseev's calculation even to -20°C). Temperatures at the ice dome slope facing the Atlantic were about -4° to -2°C . In general, V. G. Khodakov pointed out, at most part of the ice sheet the summer temperatures were but slightly lower than at present. However as mean annual temperatures even at the ice sheet margins could not exceed -10°C [Budyko, 1977], a simple calculation shows it had to be result of a considerable drop in winter temperatures. A. A. Aseev [1974] calculated January temperatures at the ice dome center to be not higher than -40° to -50°C . Complex paleogeographic data suggest even lower winter temperatures at the ice dome (taking into consideration the temperature jump and vertical lapse rate) — about -70° to -80°C , as in the periglacial regions at $50\text{--}52^{\circ}\text{N}$ the January temperatures were about -30° to -40°C (see chapter «Paleoecological reconstructions...»). The values cited above refer not only to East but to West Europe as well. One may give as an example paleobotanic data on the Middle Russian Upland, the Timonovka paleolithic site [winter temperatures about -30°C , Velichko, Gubonina, Grekhova, 1977], on Byelorussia (data on fossil insects from Kasplyane section, Vitebsk region, indicate an environment similar to the present East Taimyr, winter temperatures about -25 to -30°C , Nazarov, 1979) and in the NW Europe — paleobotanic data for SE England, the Earith section, which show the environment similar to the Upper Lena region, winter temperatures about -30°C (Rose, 1977).

Winter temperatures were very low even at the periphery of periglacial zone, at $47\text{--}48^{\circ}\text{N}$, probably -25 to 30°C , as data on permafrost at the latitude give evidences on the mean annual temperatures to be below -7 to -10°C , the summer ones being but 2° to 4°C below the present.

Therefore the most pronounced difference in temperatures from the present was during the cold season which lasted most part of the year. Summer temperatures changes were not so considerable. At most part of the continent, both within and without the ice sheet, at the permafrost area, mean annual temperatures were a great deal below the present — to -30°C at the north, within the ice sheet extent, and -10° to -5°C at the south, at $48\text{--}50^{\circ}\text{N}$.

Amount of precipitations also dropped. Data cited in the previous chapters indicate the annual precipitations at the glacier's centre did not exceed 250 to 300 mm, and the same (if not less) amount characterized the periglacial zone.

Climatic characteristics both for zones and provinces (position of ice margin, permafrost boundary, vegetation cover etc.) and for individual points indicate the climate was but slightly less severe westward. Even in maritime regions (such as S and SE England) there was continuous permafrost and open tundra landscapes. Tree elements more consistently took part in tundra landscapes at the west of the continent (parc tundra in France, according to A. Leroi-Gourhan, 1973). Nevertheless even in Mediterranean, both eastern [Greece, after W. Zagwijn, 1963] and western [Southern France, Renault-Miskovski, 1976], forests degraded and the soil was deeply frozen in winter.

Material obtained up to now indicate air masses distribution and circulation during the Late Pleistocene climatic minimum were completely different from those of the Mikulino and recent interglacial.

The data analysis gave the conclusions as follows. Global cooling of the climate which resulted in lessening and even disappearance of the warm North Atlantic current during the climatic minimum [Ruddiman, McIntyre, 1976], brought about significant cooling of Europe, first of all of its northern regions. At the cold season an anticyclonic circulation system formed and dominated almost over the whole continent [Velichko, 1977, 1980]. It consisted of several elements (fig. 79). The polar anticyclone was more pronounced. It merged with the anticyclone formed over the European ice sheet and adjacent areas. The Siberian anticyclone influence extended to West Europe. Not only the permafrost boundary (which in some places reached the Mediterranean) but definite signs of sea ice extension to subtropical latitudes — 35 to 40° N — in Atlantic (Barash, 1975) indicate the arctic and polar air went far southward. Prevailing direction of the air mass movement in the anticyclonic system was N and NE which determined both their low temperatures and low humidity.

Near the Atlantic the precipitations amount was somewhat more, which accounted for the open woodland appearance in the tundra landscapes. Nevertheless the general forest degradation even at Mediterranean suggests the anticyclonic system though distorted in summer never was completely broken. Both the anticyclone over the European ice sheet and the polar anticyclone continued to exist. Southern limit of the sea ice in July near southern England coast proves the temperatures to be very low in N and NW Europe even in summer; the warm current of the Gulf Stream did not reach the northern coasts of Europe at the time. The anticyclonic air masses mentioned above could block the northern way of cyclones (which pass now by the northern European coasts) and also prevent the cyclones movement from the SW branch of the North Atlantic zone of the cyclogenesis. It is possible that the zone was considerably weakened even in summer, as the area of the Icelandic depression was ice covered most of the year which interfered with the cyclones' genesis.

The stated consideration on the climate during the climatic minimum 18,000—20,000 y. B. P. does not contradict to models of paleoclimate (Gates, 1976). The model was constructed for summer season (July) when the high pressure centres (and the values of the pressure within them) are known to be reduced in high latitudes. Anyhow even in July the atmospheric pressure at the anticyclone centre above the Scandinavian ice sheet was as high as 1045 mbar. At present no high pressure centre has such average values not only in summer but even in winter. At the time of the climatic minimum all Europe except the far SE has the atmospheric pressure above 1035 mbar (at present such pressure exists at the Central Asian high in January).

The position of low and high pressure areas at the continent was considerably different from the present. Now low pressure prevails over N and NW Europe (marginal part of the Icelandic depression) and the high pressure over S Europe (zone of subtropical high pressure, the Azores maximum, and of Central Asia anticyclone in winter). During the climatic minimum high pressure area still prevailed at the north of Europe, the pressure somewhat decreased southwards (as appears from the Gates' model for summer); in winter the significance of the high pressure area over the ice sheet could be even more. Such a distribution of pressure indicates a different from the present direction of the air mass movement — N and NE, which also shows the Icelandic depression importance was less at the time as well as the importance of air masses movement along the baric trough eastward. The modelled baric pattern of the last glacial maximum shows increase in pressure up to 1035 mbar in July in the area of the present Icelandic depression (in comparison with 1000 mbar at present); it was equal to the Azores region of high pressure. It seems possible that the importance of the western transfer (as the precipitation factor) was diminished by the destabilization of the North Atlantic cyclogenesis zone (main source of precipitations in Europe) and by predominance of the high pressure areas not only at the continent but at the same latitude over the Atlantic; even in summer the climate still preserved some features of continentality and aridity. All the said above confirms the conclusion about drier climate at the continent during the ice ages in comparison with interglacials. The most sharp decrease in precipitations (both out of the glacier's limits and over the glacier itself) characterized the maximum phase of the glaciation.

The climatic minimum of the last ice age thus differed significantly both in baric fields pattern and in circulation regime from the previous interglacial optimum. While in the interglacial the latitudinal western transfer and cyclonic regime were the controlling factors both in warm and in cold seasons (zonal type of circulation), the climatic optimum climate was controlled by anticyclonic air masses, cold and dry, with prevailing E and NE component (meridional type of circulation). We ought to remember however that the model does not contradict to existence of the planetary latitudinal air current at the time in temperate latitudes. During the ice ages the current was pushed upward from the surface by anticyclonic system — the phenomenon can be observed at present in Europe during cold winters: the Siberian anticyclone penetrates from the East and drives the western air masses to upper layers, the masses can thus influence the weather only after the anticyclone has been broken.

Such regime of the circulation determined the prevalence of cloudless, sunny weather during the glacial epochs (contrary to the interglacials).

Both interglacial optimum and glacial climatic minimum («pessimum») were not characterized with any drastic changes of the circulation from one season to another. Each of the phases had its own but stable circulation regime during all the year.

It should be mentioned at last that temperature — humidity relation during the phases was very simple — increase in temperature was followed by increase in moisture capacity of the air increasing thus water content in the atmosphere and vice versa — decrease in temperatures brings about drop in humidity (fig. 80). The relation seems to be quite natural considering that the temperatures growth results in the growth of evaporation from the ocean surface, intensification of the mass exchange over land and ocean and increase in moisture capacity. During the ice ages the cooling brings about a decrease in evaporation from the ocean; besides the considerable part of the ocean cannot evaporate because of the ice cover, intensity of the latitudinal exchange in the system land — ocean lessens and the moisture capacity of the air also becomes less.

The end of the Late Pleistocene macrocycle and the beginning of the recent one corresponds to the Pleistocene — Holocene boundary which most specialists assume to be 10,300 y. B. P.

The change of macrocycles is not to be thought a gradual process. An interval 12,000—9,000 y. B. P. can be considered as a transitional zone characterized with a series of sharp climatic oscillations including warm phase Bolling (12,400—12,000 y. B. P.), cold phase Older Dryas (12,000—11,800 y. B. P.), warm phase Allerod (11,800—11,000 y. B. P.), cold phase Younger Dryas (11,000—10,300 y. B. P.), Preboreal including warming (10,300—10,000 y. B. P.) and cooling (10,000—9,500 y. B. P.). Most pronounced oscillations (with maximum amplitude) were at the middle part of the transitional zone including Allerod, Younger Dryas and the Preboreal beginning, i. e. immediately at the Late Pleistocene — Holocene boundary; changes from hyperzonal to zonal conditions took only a few hundreds of years. It is typical, that the beginning of the previous — Mikulino, Eemian — interglacial was characterized also with very sharp warming (according to the data of deep ocean cores, Gardner and Hays, 1976). As far as the Holocene transitional zone is concerned, it can be also noted that the oscillations' amplitudes were less at the beginning and at the end of the zone. Therefore during the transition from one macrocycle to another the climate was highly unstable.

During the next period of the Holocene the gradual warming with some oscillations proceeded till the Holocene optimum. As N. A. Khotinsky proved [1977] the optimum conditions were not simultaneous all over the Northern Eurasia (nor over North America). In East Europe the optimum corresponds to Late Atlantic [AT—3], about 5,000—5,500 y. B. P. Since Boreal (8,000 y. B. P.) a stable forest zone was formed and its northern boundary showed a constant (if irregular) tendency to move northward, into the tundra zone [Neustadt, 1957].

Maximum invasion is recorded at the NE of the continent; it is here that the tundra zone is most broad now. North taiga forests moved to the Barents Sea coast, so as the tundra completely disappeared from the continent. After L. D. Nikiforova [1980] instead of the modern middle taiga there existed southern taiga with *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Corylus*, the northern boundary of the middle taiga subzone was shifted 450—550 km

northward, as compared with its present position. The author also estimates the July temperatures at the Barents Sea coast to be 4° to 5°C above the present values, i. e. about +12 to +13°C, annual precipitations were 150 to 200 mm higher (to 550 mm). Similar trend in temperatures and precipitation changes was found to continue westward — in Karelia for example [Klimanov, Elina, 1980].

In general most of specialists estimate maximum increase in temperatures during the Holocene to be 2 to 3°C (in comparison with present values). This maximum increase was peculiar to the north of the continent (to the north from 55—60°N); it became less southward and about 50°N the temperatures were close to the present. Unlike the northern boundary of the forest zone (which considerably shifted northward) the southern one (forest — steppe boundary) kept the stability [after V. P. Gri-chuk, 1969, and N. A. Khotinsky, 1977]; there is also opinion that the boundary moved towards the steppe [see Klimanov, 1976].

The milleniums that followed up to now demonstrate stable trend to cooling (interrupted by a slightly pronounced warming at Subboreal, about 3.000 y. B. P.) associated with the tundra expansion and corresponding forest boundary retreat to the south, though some elements of nemoral tree flora of the taiga were conserved. N. A. Khotinsky [1977] indicated principal similarity between vegetation succession during the Mikulino and the Holocene interglacials; in that case the thermal optimum of the present macrocycle warm phase has already passed and the present time may correspond to either final stage of the whole phase (immediately preceeding the transition to the glacial stage) or a distinct cold oscillation within the warm phase.

Probability of the natural-climatic changes following the natural trend to the cooling follows also out of certain difference between the Mikulino and the Holocene. Among the features of difference first should be mentioned following.

Duration of the two warm phases is not the same (fig. 81). According to the deep sea cores data from the Atlantic (including uranium-thorium radiometric datings) the zone X corresponding to the last interglacial is estimated to last about 50.000 years [127.000—75.000 y. B. P., see Gardner and Hays, 1976].

If we try to evaluate the Holocene interglacial duration comparing its chronozones with those of the Mikulino interglacial — the Holocene as a whole seems to be not longer than 12.000—13.000 i. e. four times less than the Mikulino.

Nevertheless according to the same data of marine geology the interglacial climatic zone X contains 3 thermal maxima, the earliest (Barbados I) having been the most pronounced. If we suggest the Holocene corresponds only to the thermal maximum Barbados I (127.000—115.000 to 112.000 y. B. P.) the duration of both warm phases is comparable (the Holocene may be a little shorter) but in any case the present moment corresponds to a transition to a colder phase. The cold phase may be similar to the phase between Barbados I and Barbados II; the cold phase duration then is estimated to be 5.000 to 7.000 years.

Another point of interest is that even the «content» of natural components of the Holocene — for example structure of vegetation and soils formations — somewhat differs from their analogues in Mikulino, as it has been pointed out in corresponding chapters of the atlas-monograph. During the Holocene the broad-leaved forest zone was far more narrow than in Mikulino time, nemoral elements participation having been considerably less in East Europe forests in Holocene. The brown forest soils areas become also less extensive in Holocene and restricted to Central and West Europe. All the mentioned suggests more cool and continental climate during the Holocene [Khotinsky, 1977].

This tendency is also manifested in the calculated climatic parameters. Taking the data for 60°N, East Europe, where the temperatures' changes are most pronounced, the difference in mean annual temperatures in Holocene is +2° to +2,5°C as compared with the present ones, whereas Mikulino temperatures were 5° to 6°C higher than at present. Therefore the Holocene

is more cool interglacial than the Mikulino, though the same regularity can be traced in both cases: the warming was distinct mostly at the north of the continent.

A different dynamics of the southern boundary of forest zone should be noticed: during the Mikulino the steppe zone changed into forest-steppe while during the whole Holocene including its optimum the steppe never disappeared, the boundary between forest and steppe zones kept its position more or less unchanged.

Comparative analysis thus revealed similar trends in climatic changes both during the Mikulino interglacial and Holocene, which is an increase in heat supply, especially pronounced at the north of the continent. In the Holocene optimum therefore the Gulf Stream influence strengthened which undoubtedly gave rise to sea ice degradation in the European Arctic. The latitudinal circulation was also intensified though to a less degree than it was during the Mikulino optimum when the climate was considerably more humid and acquired features of oceanic one both in the north and at the south of the continent.

While considering the present environment from the evolutionary point of view one must pay attention to the following. General unidirectional character of the natural process evolution — towards cooling — is traced up to now. The recent interglacial, the Holocene, is colder than the previous one. On the basis of comparison of various stages duration (from the beginning to the optimum and from the optimum till present time) the recent interglacial can be also considered as shorter than the Mikulino.

The position of the present state of the environment in the general process of natural evolution through time suggests that: 1) «the present point» belongs to a natural process curve which is characterized by general trend to cooling together with some oscillations; 2) «the present point» belongs to warm phase of a new macrocycle, the correspondent phase of the previous macrocycle was warmer and presumably lasted longer; 3) «the present point» as it was pointed out by N. A. Khotinsky belongs to final part of the warm phase. The large-scale trend thus allows to forecast further cooling. There are also grounds to think the nature's evolution entered the zone with unstable climatic regime, when even one hundred years can produce noticeable changes of temperatures and considerable changes in natural components (Velichko, 1980). The transition into cold phase of the macrocycle (its conditions may be similar to those of the Late Pleistocene described earlier) may occur in 2.000—5.000 years.

The trend is however based only on natural changes of climate and does not consider the man-induced change of climate. Nevertheless real prognosis must take into consideration the anthropogenous factor. At present, as it was shown by M. I. Budyko [1980], the main anthropogenous climatic factor is a continuous increase in carbon dioxide content in the atmosphere, which results in rapid growth of air temperature. According to the opinion shared by majority of climatologists, if the CO₂ content continues to increase, irreversible processes may start already at the end of our millenium which will induce the Arctic sea ice degradation and restoration of environment similar to Pre-Pleistocene ones.

Superposition of the anthropogenous factor on the natural trend may influence significantly the real future changes of climate, as the temperature gradients in the two kinds of changes (natural and man-induced) are different. Natural averaged changes taken in the scope of the whole warm phase of the macrocycle are very slow. General trend (without possible sharp oscillations) will manifest itself during the future milleniums with slight lowering of temperature — not more than 1°C per 1000 years, while the anthropogenous factors may rise the temperatures by several degrees during a few decades, the order of changes in the last case being thus several times higher.

Problems of carbon dioxide influence on the climate are discussed in other chapters of the atlas-monograph. Here we state in conclusion that only taking into consideration both — natural and man-induced — trends the Man may control the climate successfully in the future.

- Абрамова З. А. Краеведческие записки Ульяновского областного краеведческого музея. Ульяновск, 1958, вып. 2.
- Абрамова Т. А. О нижнехвалынском спорово-пыльцевом комплексе Западного Прикаспия. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1974, № 1.
- Аболтыньш О. П. К вопросу о формировании островных возвышенностей. — В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972.
- Апугтин Н. И., Саммет Э. Ю. Псковская, Новгородская, западная и южная части Ленинградской области. — В кн.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.
- Апугтин Н. И., Эрман И. М. Стратиграфия: Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей. — В кн.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.
- Арманд А. Д., Арманд Н. Н., Граве М. К. и др. Сводная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Кольского полуострова в свете новейших данных. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969.
- Арманд А. Д., Гунова В. С., Лебедева Р. М. Стадия сальцаусселькя и позднеледниковые морские проливы на юго-западе Мурманской области. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969.
- Арсланов Х. А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 43.
- Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И. и др. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 6.
- Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И. и др. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5.
- Арсланов Х. А., Величьев Ф. Ю., Кондратенко О. П., Круле М. Я. Новые данные о геохронологии и палеогеографии средневалдайского межстадиального комплекса по разрезу Леясциемс на р. Гауя. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величьев Ф. Ю. и др. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра. — Докл. АН СССР, 1971а, т. 196, № 1.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величьев Ф. Ю. и др. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра. — Докл. АН СССР, 1971б, т. 200, № 6.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Кадацкий В. Б., Зименков Д. И. Новые данные по палеогеографии средневалдайского мегаинтерстадиала в Белоруссии. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Калечиц Е. Г., Колесников В. С. Радиоуглеродные датировки палеолитических стоянок Поднепровья. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.
- Арсланов Х. А., Куренкова Е. И. Радиоуглеродные датировки некоторых позднепалеолитических стоянок бассейна Десны. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44.
- Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Асеев А. А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Асеев А. А. Опыт реконструкции древних европейских ледниковых щитов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 6.
- Асеев А. А. О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1967, № 34.
- Асеев А. А. Основные особенности климата валдайского ледникового покрова в период его максимального распространения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Асеев А. А., Маккавеев А. Н. Гляциоморфологические критерии эрозии древних материковых покровов Европы. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: Наука, 1977, вып. 29.
- Атлас Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Т. 2.
- Афанасьев Б. Л. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. Вильнюс, 1967. Т. 3.
- Бадер О. Н. Капова пещера: Палеолитическая живопись. М.: Наука, 1965.
- Бараш М. С. Палеогеографические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам. — В кн.: Образование и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975.
- Бейли Н. Статистические методы в биологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1963.
- Бердников В. В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976.
- Бискэ Г. С., Девятова Э. И. Плейстоценовые трансгрессии на севере Европы. — В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965.
- Благоволин Н. С., Победоносцев С. В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. — Геоморфология, 1973, № 3.
- Благоволин Н. С., Щеглов А. Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 2.
- Блюгген И. География климатов. М.: Прогресс, 1972.
- Богущий А. Б., Величко А. А., Нечаев В. П. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Бонч-Осмоловский Г. А. Грот Кирик-Коба. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. (Палеолит Крыма; Вып. 1).
- Борисковский П. И. Палеолит Украины. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953, № 40.
- Борисковский П. И., Праслов Н. Д. Палеолит бассейна Днепра и Приазовья. — В кн.: Археология СССР. В. 1—5. М.; Л.: Наука, 1964.
- Брюсов А. Я. Следы палеолитической стоянки у сел. Улянк (Чувашская АССР). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1940, № 6/7.
- Будыко М. И. О происхождении ледниковых эпох. — Метеорология и гидрология, 1968, № 11.
- Будыко М. И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
- Будыко М. И. Атмосферная углекислота и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1973.
- Будыко М. И. Метод воздействия на климат. — Метеорология и гидрология, 1974, № 2.
- Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980.
- Будыко М. И., Васищева М. А. Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения. — Метеорология и гидрология, 1971, № 6, с. 37—47.
- Бурк Х. Д. М., Ван-Эрде Л. А., Харсвелдт Х. М. и др. Геология Нидерландов: Пер. с гол. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
- Былинский Е. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147.
- Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.
- Вайтекунас П. П. Великая латеральная прадолина юго-восточной Литвы и ее морфологическая связь с деградацией материковых ледников. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс, 1967, ч. 2.
- Вайтекунас П. П. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики). — В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс: Миятис, 1969.
- Вайтекунас П. П., Пуннинс Я.-М. К. Некоторые итоги исследования палеогеографии и абсолютной геохронологии позднего этапа последней ледниковой эпохи в Прибалтике. Вильнюс: Миятис, 1970, т. 4.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977.
- Васильев Ю. М. О ритмах трансгрессий в полузамкнутых и замкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2.
- Васильев Ю. М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.: Наука, 1969.
- Векилова Е. А. Каменный век Крыма. Некоторые итоги и проблемы. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. Л.: Наука, 1971, вып. 173.
- Величко А. А. Вопросы геохронологии лёссов Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965а, № 4.
- Величко А. А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965б.
- Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 3.
- Величко А. А. Природные этапы плейстоцена северного полушария: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1969.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене: К IX конгрессу Новая Зеландия, 1973. М.: Наука, 1973а.
- Величко А. А. Основные черты криогенеза равнинных территорий Европы в верхнем плейстоцене. — В кн.: Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск: Кн. изд-во, 1973б, вып. 2.

- Величко А. А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 4.
- Величко А. А. Широтная асимметрия в состоянии природных компонентов природы ледниковых эпох в Северном полушарии, гипотеза ее климатической обусловленности. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 5.
- Величко А. А. Палеогеография, современное состояние природной среды, прогноз. — Бюл. Четвертич. комис., 1980, № 50.
- Величко А. А., Бердников В. В. Криогенные образования. — В кн.: Лёсоперигляциал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Величко А. А., Бердников В. В., Грехова Л. В. Палеогеография верхнепалеолитической стоянки Тимоновка II. — В кн.: Всесоюзный симпозиум. Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене (палеолит и неолит): Тез. докл. М., 1973.
- Величко А. А., Грехова Л. В., Губонина Э. П. Среда обитания первобытного человека тимоновских стоянок. М.: Наука, 1977.
- Величко А. А., Губонина Э. П., Морозова Т. Д. О возрасте перигляциальных лёссов и ископаемых почв по материалам изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 3.
- Величко А. А., Маркова А. К. Две главные формы крупных пор в лёссах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Лёссы Бельгии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969а, № 1.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Строение лёссовой толщи Русской равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969б, № 4.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972а.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972б.
- Верецагин Н. К. Почему вымерли мамонты. Л.: Наука, 1979.
- Верецагин Н. К., Барышников Г. Ф. Палеоэкология поздней мамонтовой фауны в арктической зоне Евразии. — Бюл. МОИП. Отд. биол., 1980, т. 85, вып. 2.
- Вийдинг Х., Гайгалас А., Гуделис В. и др. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1971.
- Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата. — Метеорология и гидрология, 1979, № 3.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} : Сообщ. 4. — Геохимия, 1963, № 9.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Данные радиоуглеродной лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР: Сообщ. 4, 5. — В кн.: Верхний плейстоцен: Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду: Сообщ. 6. — Геохимия, 1969, № 10.
- Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии. — В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1961.
- Вознячук Л. Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973.
- Вознячук Л. Н., Мажнач Н. А., Величневич Ф. Ю. и др. К палеогеографии средней полосы Русской равнины в валдайском (поозерском) мегаинтерстадиале. — В кн.: Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск: Наука и техника, 1971.
- Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Волков И. А. О колебаниях климата позднеледниковья и раннего голоцена на юге Западно-Сибирской равнины. — Геология и геофизика, 1971, № 8.
- Вонсавичус В. Строение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, 1969.
- Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968.
- Втюрина Е. А., Втюрин В. И. Лёдообразование в горных породах. М.: Наука, 1970.
- Вульф Е. В. Историческая география растений. — В кн.: История флор земного шара. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944.
- Вялов С. С. К теории вязко-пластичного течения ледниковых покровов. — В кн.: Советская антарктическая экспедиция. Л.: Морской транспорт, 1960, т. 10. Вторая континентальная экспедиция 1956—1958 гг.: Гляциол. исслед.
- Гайгалас А. И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. — В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс: Минтис, 1963.
- Гайгалас А. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. — В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс: Минтис, 1971.
- Гвоздовер М. Д. Позднепалеолитические памятники Нижнего Дона. — В кн.: Палеолит бассейна Днепра и Приазовья. М.; Л.: Наука, 1964.
- Гвоздовер М. Д., Невеский Е. Н. Находка мустьерского острокопечника на южном берегу Крыма. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1961, № 26.
- Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.
- Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969.
- Герасимов И. П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1952, № 5.
- Герасимов И. П. Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Герасимов И. П. Лёссообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 2.
- Герасимов И. П. Климаты прошлых геологических эпох. — Метеорология и гидрология, 1979, № 3.
- Герасимов И. П., Зонн С. В. Подзол и глей; лессиве, псевдоглей и псевдоподзол (к приоритету генетических понятий). — Почвоведение, 1971, № 8.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР: Физ.-геогр. условия ледникового периода. — Тр. Ин-та географии, 1939, вып. 33.
- Герасимова М. И. Псевдоподзолистые почвы Украинского Прикарпатья. — В кн.: Генезис и география почв. М.: Наука, 1966.
- Глазырин Г. Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1970, № 1.
- Гольберг А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н. и др. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Григорьев Г. П. Начало верхнего палеолита и происхождение. Л.: Наука, 1968.
- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. — В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Гричук В. П. Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене. — В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965.
- Гричук В. П. Гляциальные формы и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969а.
- Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969б.
- Гричук В. П. Растительность на Русской равнине в эпоху мустье. — В кн.: Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР. М.: Наука, 1969в.
- Гричук В. П. Растительный покров перигляциальной области. — В кн.: Лёсс—перигляциал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Гричук В. П. Результаты палеоботанического изучения лёссов Украины и юга Среднерусской возвышенности. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.
- Гричук В. П. Растительность Европы в эпоху максимального развития верхнеплейстоценового (валдайского) оледенения (карта № 20). — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкция и модели. М.: Наука, 1973.
- Гричук В. П., Гричук М. П. Древнеозерные отложения в районе г. Плёса. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959.
- Гричук М. П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. — В кн.: Сборник материалов по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Гройсман П. Я. Исследование статистических закономерностей изменения локальных климатических характеристик при изменении глобального термического режима: Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. Обнинск, 1980.
- Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1967, вып. 13.
- Гросвальд М. Г. Покровные ледники морей и их роль в гляциальном морфолитогенезе. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1974, вып. 23.
- Гросвальд М. Г. Последний Евразийский ледниковый покров. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1977, вып. 30.
- Гросвальд М. Г., Бурашников Т. А., Суегова И. А. Объем позднеюрмских ледников Северного полушария и вероятные следствия их распада. — Вестн. АН КазССР, 1977, № 10.
- Гросвальд М. Г., Лавров А. С., Потапенко Л. М. Ледниковая стадия мархиды—вельт: двойной сердж Баренцева ледникового щита? — В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1974, вып. 24.
- Гросвальд М. Г., Серебрянный Л. Р. География материкового оледенения севера Европы в верхнем плейстоцене. — Там же, 1970, вып. 17.
- Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973.
- Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и форамиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 175).
- Гурина Н. Н., Кошечкин Б. И., Стрелков С. А. Первобытные культуры и эволюция экологической обстановки в верхнем плейстоцене и голоцене на побережьях Европейской Арктики. — В кн.: Первобыт-

- ный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М., 1974.
- Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли. — В кн.: Гляциологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, № 6.
- Данилова Н. С., Баулин В. В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973.
- Данилова-Макарычева И. А., Фаустова М. А. Новые данные о палеогеографической обстановке, предшествовавшей максимальному распространению валдайского оледенения. — В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 11.
- Дэмонд М. Температуры воздуха и осадки на ледниковом щите Гренландии. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1964, вып. 9.
- Девятова Э. И. Архангельская область. — В кн.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969.
- Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964.
- Джанелидзе Ч. П., Бурчуладзе А. А., Тогоидзе Г. И. Абсолютный возраст максимальной фазы голоценовой трансгрессии Черного моря. — Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 72, № 1.
- Дибнер В. Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. (Тр. ААНИИ; Т. 285).
- Дибнер В. Д. Геоморфология. — В кн.: Советская Арктика: Моря и острова Сев. Ледовитого океана. М.: Наука, 1970.
- Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 4.
- Дюнин А. К. Испарение снега. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Евзеров В. Я., Гудина В. И. Межледниковые отложения Кольского полуострова: (Стратиграфия и палеонтологическая характеристика). — В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.
- Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана. — В кн.: Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Новые данные о морских межледниковых отложениях в районе Эльблонгской возвышенности (Польша). — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1970, № 18, вып. 3.
- Зонин С. В. О бурых лесных и бурых псевдоподзолистых почвах Советского Союза. — В кн.: Генезис и география почв. М., Наука, 1966.
- Зотиков И. А. О температурах в толще ледников Антарктиды. — В кн.: Антарктика: Докл. комис. 1963. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека: К VII конгрессу INQUA (США, 1965). М.: Наука, 1965.
- Иванова И. К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. — В кн.: Верхний плейстоцен. М.: Наука, 1966.
- Иванова И. К. О следах деятельности ископаемых гоминид в отложениях эоплейстоцена и раннего плейстоцена Европы. — В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.
- Иванова И. К. О ранних интерстадиалах вюрмского оледенения. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Ильин Е. А. Приледниковые озера северной Белоруссии. — В кн.: История озер Северо-Запада: Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Л., 1967.
- Кабайлене М. В. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965. (Тр. Ин-та геологии; Вып. 2).
- Капица А. П. О зависимости формы ледникового купола Восточной Антарктиды от рельефа подледного ложа и характера растекания льда: Информ. бюл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1958, № 1.
- Капица А. П. Подледный рельеф Антарктиды. М.: Наука, 1968.
- Каплин П. А., Парушин О. В., Шляков А. И. и др. Радиоуглеродные датировки Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ: Сообщ. II. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1973, № 40.
- Карандеева М. В. Вопросы палеогеографии западной части Прикаспийской низменности. — Учен. зап. МГУ. География, 1952, т. 5, вып. 160.
- Карастром Т. Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата. — Тр. НИИГА, 1965, т. 193.
- Карпушин С. С., Лавров А. С. Направление движения и положение зоны контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Катасонов Е. М. Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973.
- Кац Н. Я. Сравнительный анализ развития растительности межледниковой днепровско-валдайской и послевалдайской эпох. — Тр. Комис. по изучению четвертичного периода, 1957, т. 13.
- Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. Новые разрезы ресс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора «Прилица» (на реке Мёже) и гора «Мачеха» (с. Микулино). — В кн.: Сборник научных работ Смоленского краеведческого НИИ. Смоленск, 1958, вып. 2.
- Квасов Д. Д., Жаковщикова Т. К. Формирование солевого состава вод Каспийского моря. — В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М.: Наука, 1975.
- Кессел Х. Я., Пуннинг Я.-М. К. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии. — Изв. АН СССР. Химия, геология, 1969, т. 18, № 2.
- Кетрару Н. А. Памятники эпох палеолита и мезолита. Кипинев: Штинница, 1973.
- Кинд Н. В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена в Евразии. М.: Наука, 1969а.
- Кинд Н. В. Поздне- и послеледниковые Сибири: (Новые материалы по абсолютной хронологии). — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969б.
- Кинд Н. В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология): Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М. 1971.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Клёнова М. В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Клеопов Ю. Д. Перигляциальные степи Европейской части СССР. — Учен. зап. Харьк. гос. ун-та, 1941, кн. 22, вып. 4.
- Климанов В. А., Елина Г. А. Палеоклимат северо-запада Европейской части СССР в голоцене. — Докл. АН СССР, 1980, т. 22, № 2.
- Колесникова Т. Д., Хомутова В. И. Новые данные к истории развития растительности эпохи валдайского оледенения на территории Вологодской области. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2.
- Кондратене О. П. Межстадиальные отложения последнего оледенения в долине р. Ула — Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1963, № 3 (34).
- Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. — Тр. Ин-та геологии, 1965, вып. 2.
- Кондратене О. П. Морские межледниковые отложения на Самбийском полуострове (Калининградская область). — В кн.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига: Зинатне, 1966.
- Коншин Г. И., Савваитов А. С., Слободин В. Я. Межморенные морские отложения Западной Латвии и некоторые особенности их формирования. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1970, т. 5.
- Койкова Л. Г., Орлова В. В., Швер Ц. А. Климатические характеристики СССР по месяцам. Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
- Котенев Б. Н., Матишов Г. Г., Беляев А. В., Мысливец В. И. Геоморфология шельфа и материкового склона между Шпицбергом и Северной Норвегией. — Природа и хоз-во Севера, Мурманск, 1976, вып. 4.
- Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
- Котляков В. М., Герасимов В. А., Девириц А. Л. и др. Об изменениях климата и оледенениях высокогорного Кавказа в историческое время. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1973, вып. 21.
- Крайнов Д. А., Хотинский Н. А. Хронология и палеогеографический фон древнейших неолитических поселений центра Русской равнины. — В кн.: Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М., 1974.
- Крашенинников И. М. Основные пути развития растительности Южного Урала в связи с палеогеографией Северной Евразии в плейстоцене и голоцене. — Сов. ботаника, 1939, № 6/7.
- Кудоба Ч. П. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника. — В кн. Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.
- Кузнецова Т. П. Некоторые особенности морфологии полигонально-жильных льдов в голоценовых отложениях Центральной Якутии. — В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 2.
- Лавренко Е. М. История флоры и растительности СССР по данным современного распространения растений. — В кн.: Растительность СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, т. 1.
- Лавров А. С. Позднеплейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины. — В кн.: IV Всесоюз. симпозиум по истории озер: Тез. докл. Л., 1975, т. 2. История озер в плейстоцене.
- Лавров А. С. Баренцево-море-Печорский ледниковый поток. — В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977а.
- Лавров А. С. Кольско-Мезенский ледниковый поток. — В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977б.
- Лавров А. С. Новоземельско-Колвинский ледниковый поток. — В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977в.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с земской в Западной Европе. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, т. 3.
- Лаврова М. А. Особый разрез отложений верхнего плейстоцена Ленинградского района. — В кн.: Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
- Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. — В кн.: Хронология и климат четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969.
- Леонтьев О. К. Эволюция береговой линии северо-дагестанского побережья Каспийского моря. — Изв. ВГО, 1951, т. 83, вып. 4.
- Леонтьев О. К. К вопросу о масштабах и возрасте повокаспийской трансгрессии. — Тр. Океаногр. комис., 1959, т. 4.
- Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961а, т. 8.
- Леонтьев О. К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гол. — Тр. Ин-та океанологии, 1961б, т. 48.
- Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Порохов А. В. О генезисе и возрасте Дербентской банки. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4.
- Лёсс—перигляциал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. (Для VIII конгресса ИНКВА, Париж, 1969). М.: Наука, 1969.

- Лийвранд Э., Вольт И. Результаты спорово-пыльцевого анализа межморенных отложений на острове Прангли (Эстония). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 31.
- Лисицына Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледниковой эпохи на территории северо-запада Европейской части СССР. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959.
- Лукашов А. Д., Эрман И. М. Влияние рельефа фундамента на формирование четвертичного покрова Карелии. — В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972.
- Любин В. П. Нижний палеолит. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. М.: Наука, 1970, вып. 166.
- Маев Е. Г. К стратиграфии глубоководных отложений Южного Каспия. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.
- Маккавеев А. Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Европейской части СССР. — Геоморфология, 1975, № 2.
- Маккавеев А. Н. О роли плейстоценовых оледенений в создании низменностей северо-запада Русской равнины. — В кн.: V Всесоюз. совещ. по изучению красных образований материковых оледенений: Тез. докл. Киев, 1976.
- Маккавеев А. Н., Асеев А. А., Астахов В. И., Бронгулеев В. В., Исаева Л. Л., Лавров А. С., Матюшов Г. И. Геоморфологические критерии реконструкции позднеледниковых ледниковых покровов Северной Евразии. — Геоморфология, 1980, № 4.
- Малеев В. П. Основные этапы истории растительности Средиземноморья в четвертичный период. — Изв. ВГО, 1940, т. 72, вып. 2.
- Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. — Изв. ГГО, 1933, т. 65, вып. 4; 1935, т. 67, вып. 1.
- Марков К. К., Суегова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964.
- Марков К. К. Главные изменения природы на поверхности Земли в голоцене. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1965.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период: (Ледниковый период — антропогенный период). М.: Недра, 1967. Т. 3. Материк и океаны.
- Маркова А. К. Основные типы макропор в лёссах Русской равнины. — В кн.: Лёсы, погребенные почвы, криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972а.
- Маркова А. К. Ископаемые грызуны из почвы брянского межстадиала. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972б, № 2.
- Матвеев И. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971.
- Метельцева В. П., Сукачев В. П. Новые данные к плейстоценовой флоре центральной части Русской равнины: (Межледниковый торфяник во Владимирской обл.). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1961, № 26.
- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
- Морозова Т. Д. Строение древних почв и закономерности их географического распространения в различные эпохи почвообразования верхнего плейстоцена. — Почвоведение, 1963, № 12.
- Морозова Т. Д. Об эволюции процессов почвообразования на Русской равнине в четвертичное время. — Почвоведение, 1972, № 7.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1960, т. 35, вып. 5.
- Муратова М. В., Суегова И. А., Бурашников Т. А., Кромченко Е. И. Климат и растительные зоны на территории СССР 5—6 тыс. лет назад. — Природа, 1980, № 7.
- Назаров В. И. Антропогенные насекомые северо-востока Белоруссии и сопредельных районов: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1979.
- Никифорова Л. Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980.
- Насимович А. А. Роль снежного покрова в жизни копытных животных на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематизация и экология. — Тр. Палеонтол. ин-та, 1965, т. 105.
- Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.
- Нейштадт М. И. История лёссов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1964.
- Новосельская И. Б. Следы существования многолетнемерзлых горных пород в пределах Европейской части СССР вне области их современного распространения. — Тр. Ин-та мерзлотоведения, 1962, т. 17.
- Останин В. Е., Атласов Р. Р., Букреев В. А., Левина И. Б. Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне р. Ваги. — Геоморфология, 1979, № 1.
- Островский А. Б. О природе и возможных масштабах позднеледниковых и голоценовых регрессий Черного моря. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
- Островский А. Б., Щеголов А. П. О верхнеледниковой коре выветривания на Сочи-Анапском побережье Черного моря. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3.
- Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода: К VII конгрессу INQUA (США, 1965). М.: Наука, 1965. (Гл. Голоцен).
- Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкции и модели. М., 1973.
- Паруний О. Б., Шлюков А. И., Хайт В. З., Тимашкова Т. А. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ (индекс — МГУ): Сообщ. IV. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41.
- Патерсон У. С. Б. Физика ледников: Пер. с англ. М.: Мир, 1972.
- Печи М., Щербени Е. Распространение лёсса и его типы, погребенные почвы и их хронологическое значение. — В кн.: Лёс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Плещицкая Э. С. Палинологическая характеристика опорного разреза осадков бореальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области (район Северо-Двинской впадины). — В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.
- Плещицкая Э. С., Гриб В. П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения Северной Двины. — В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Северо-Запада Европейской части СССР. Л., 1965, вып. 2 (ч. 1).
- Позер Г. Северная граница лёсса и позднеледниковый климат. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре: (Криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967.
- Последний европейский ледниковый покров: К VII конгрессу (США, 1965). М.: Наука, 1965.
- Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР: (К VIII конгрессу INQUA, Париж, 1969). М.: Наука, 1969.
- Праслов Н. Д. Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона. Л.: Наука, 1968.
- Пушинин Я. М.-К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. — В кн.: Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.
- Пырьев Б. А. Условия и процессы формирования ледникового рельефа и его связь с поверхностью коренных пород: На примере Южного Прионезья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ленинград; Таллин, 1971.
- Раукас А. В. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. — Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1963, т. 12.
- Раукас А. В., Лийвранд Э. Д. Плейстоценовые отложения в разрезе скважины Вяйна-Йыессуу (Северная Эстония) и их генезис. — Изв. АН ЭССР, 1971, т. 20, № 1.
- Раукас А., Ряхи Э., Мийдел А. Красные ледниковые образования северной Эстонии. Таллин: Валгус, 1971.
- Реввердатто В. В. Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири. — Сов. ботаника, 1940, № 2.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины: К VI конгрессу INQUA в Варшаве, 1961. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Рогачев А. И. Многослойные стоянки Костенковско-Борниевского района на Дону и проблема развития культуры в эпоху верхнего палеолита на Русской равнине. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957, № 59.
- Рычагов Г. И. Верхнехазарская терраса Дагестана. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970а, вып. 1.
- Рычагов Г. И. Четвертичные ритмы Каспия. — В кн.: Вопросы географии. М.: Мысль, 1970б, сб. 79.
- Рычагов Г. И. Позднеледниковая история Каспийского моря. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4.
- Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977.
- Савваитов А. С., Стелле В. Я., Крукле М. Я. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1964, т. 3.
- Серебрянный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии: К VII конгрессу INQUA (США, 1965). М.: Наука, 1965.
- Серебрянный Л. Р. Палеогеография и радиохронология восточной Прибалтики на рубеже раннего и среднего голоцена. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Серебрянный Л. Р. Вклад радиохронометрии в изучении истории формирования рельефа Русской равнины в позднем плейстоцене. — Геоморфология, 1971, № 2.
- Сочава В. Б., Семенова-Тян-Шанская А. М. Широколиственные леса. — В кн.: Растительный покров СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 1.
- Спиридонов А. И. Некоторые особенности древнего ледникового покрова на Русской равнине. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1964, № 6.
- Старик И. Е., Арсланов Х. А., Малаховский Д. В. О возрасте мгицкой межледниковой морской толщи по данным радиоуглеродного метода. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6.
- Стрелков С. А. Развитие береговой линии арктических морей СССР в четвертичном периоде. — Тр. Ин-та геологии, 1961, т. 8.
- Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.
- Сычева С. А. Почвы мезилского комплекса Окско-Донской равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 3.
- Тарвидас Р. И. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, т. 4.
- Толмачев А. И., Юрцев Б. А. История арктической флоры в ее связи с историей Ледовитого океана. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970.
- Троицкий Л. С., Ходаков В. Г., Михалев В. И. и др. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966.

- Ударцев В. П., Сычева С. А. Верхнеплейстоценовые лёссы и погребенные почвы Окско-Донской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Ушаков С. А., Лазарев Г. Е. Об изостатическом прогибании земной коры в Аптарктике под тяжестью ледовой нагрузки. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 4.
- Фаустова М. А. Краевые образования и особенности деградации последнего оледенения в районе с. Микулино Смоленской области. В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972а.
- Фаустова М. А. Рельеф и отложения ловатской лопасти последнего ледникового покрова: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972б.
- Фаустова М. А., Лехт Э. Е., Гузман А. А. Четвертичная история озерных бассейнов Смоленской и прилегающих областей. — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л., 1975, т. 2. История озер в плейстоцене.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. — Тр. ИГАН, 1960, т. 80.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
- Фролов А. И. Материк Антарктида по данным геофизических исследований. М.: Наука, 1971.
- Хаазе Г., Либерот И., Руске Ф. Распространение и стратиграфия лёссовых отложений/ С участием Д. Рау, К. Унгера, М. Вюнше. — В кн.: Лёсс—перигляциал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Халчева Т. А. О степени выветрелости разновозрастных лёссовых горизонтов Русской равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 3.
- Халчева Т. А. Дифференциация по степени выветрелости валдайских лёссов Русской равнины. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3.
- Хмелевский В. Влияние перигляциальной среды на поселение человека. — В кн.: Лёсс—перигляциал—палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Ходаков В. Г. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1965, № 7.
- Ходаков В. Г. Метод расчета вероятных условий развития четвертичного покрова ледника. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1968, вып. 14.
- Ходаков В. Г., Моисеева Г. П. Ледники как индикаторы водности. — Метеорология и гидрология, 1972, № 6.
- Ходаков В. Г. Палеогляциологические реконструкции для эпохи максимума позднеледникового оледенения территории СССР и некоторые палеоклиматологические следствия. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 6.
- Хотинский Н. А. Сопоставление схем зонального деления позднего и послеледникового времени с помощью синхронизирующих уровней. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 1.
- Хотинский Н. А. Об изменении растительности и климата в начале послеледникового времени. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 6.
- Хотинский Н. А. Опыт трансевразийской корреляции событий голоценовой истории растительности и климата таежной области Евразии. (По палинологическим и радиоуглеродным данным): Пленарный доклад. Новосибирск, 1971.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата: К X конгрессу INQUA (Великобритания, 1977). М.: Наука, 1977.
- Целищева Л. К. Особенности микроморфологического строения псевдоподзолистых почв Закарпатья. — Почвоведение, 1968, № 4.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.
- Чеботарева Н. С. Некоторые вопросы палеогеографии валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины. — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965.
- Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Виздорчик М. Е. и др. Главные этапы деградации и краевые зоны. — В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965.
- Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А. и др. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 6.
- Чеботарева Н. С., Данилова-Макарычева И. А. Геохронология и палеогеография последнего оледенения Русской равнины. — В кн.: Международная география 76. Секция 1. Геоморфология и палеогеография. М., 1976.
- Чеботарева Н. С., Дерюгина В. С., Иванова Н. В. и др. Позднеплейстоценовые отложения долины Днепра в окрестностях городов Рогачева и Рачицы (БССР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1.
- Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974.
- Чеботарева Н. С., Макарычева И. А., Фаустова М. А. Ритмичность изменений природных условий на Русской равнине в валдайскую эпоху. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 3.
- Чеботарева Н. С., Тюрина Л. С. Микулинские отложения окрестностей д. Зборово (БССР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
- Чердынцев В. В. Абсолютная геохронология палеолита. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. Л.: Наука, 1971, № 173.
- Черныш А. П. Палеолит и мезолит Приднестровья: (Карты и каталог местонахождений): К IX конгрессу INQUA (Новая Зеландия, 1973). М.: Наука, 1973.
- Чичагова О. А. Возраст верхнеплейстоценовых ископаемых почв по радиоуглеродным данным. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Шварцбах М. Климаты прошлого: Введение в палеоклиматологию: Пер. с нем. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.
- Шенард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1969.
- Шилик К. К. Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене: (По материалам геоморфологических и археологических исследований в северо-западной части бассейна): Автореф. дис. канд. геогр. наук. Л., 1975.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материалов северного полушария. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1967 (Зап. Всесоюз. геогр. о-ва. Новая сер.; Т. 16).
- Шулия К. С., Луянас В. Ю., Кибилда З. А., Генутене И. К. Датирование по радиоуглероду террас р. Ула Литовской ССР. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 1.
- Шумилов Н. А. О динамике покровных ледников последнего оледенения. — Изв. ВГО, 1967, т. 99, вып. 3.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П. А. Основные результаты исследования антарктического ледникового покрова. — В кн.: Советская антарктическая экспедиция: Вторая континентальная экспедиция 1956—1958 гг. Науч. результаты. Л.: Морской транспорт, 1960.
- Шумский П. А. Динамическая гляциология. М.: ВИНТИ, 1969. (Итоги науки. Гидрология суши. Гляциология).
- Шютт В., Хоппе Г., Блейк В., Гросвальд М. Г. О распространении позднеплейстоценового оледенения в Европейской Арктике. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 5.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины: Стратиграфия. М.: Госгеолтехиздат, 1956. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Т. 17).
- Яковлева С. В. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морей. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966.
- Якимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью: К IX конгрессу (INQUA, Новая Зеландия, 1973). М.: Наука, 1973.
- Якимович В. Л., Пшеничник В. С., Кукбаев И. Д., Шестопал Я. Л. Радиоуглеродные даты, полученные лабораторией Института геологии Башкирского филиала Академии наук СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42.
- Alhonen P. Vatulanharjun geologiaa. — Terra, 1971, vol. 83, N 2.
- Ahlmann H. W. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic expedition in the summer of 1931. — Geogr. ann., 1933, bd. 15.
- Ambach W. Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises. (Camp. Jv. Egig, 69°40'05" N 49°37'58"). København, 1963.
- Andersen B. G. Sørlandet i sen-og-post-glacial tid. — Norges geol. undersøkelse, Oslo, 1960, N 210.
- Andersen B. G. Glacial geology of Western Troms, North Norway. — Norges geol. undersøkelse, Oslo, 1968, N 256.
- Andersen B. C. Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. — Norges geol. undersøkelse, Oslo, 1975, N 320.
- Andersen S. A. Isens bortsmelting i Limfjordseggen. — Meddel. Dansk geol. Foren., 1967, bd. 17.
- Andrews J. T., Ives J. B. Late- and postglacial events (10,000 B. P.) in the eastern Canadian Arctic with particular reference to the Cockburn moraines and break-up of the Laurentide Ice Sheet. — In: Climatic changes in Arctic areas during the last ten thousand years. Oulu (Finland), 1972.
- Anundsen K. Glacial chronology in parts of south-western Norway — Norges geol. undersøkelse. Oslo, 1972, N 280.
- Anundsen K. Radiocarbon datings and glacial striae from the inner part of Boknfiord area, South Norway. — Norsk. geogr. tidsskr., 1977, bd. 31, N 1.
- Artyushkov E. V. Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 5.
- Auer V. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Pt 1. The ice age and interglacial ages. Helsinki, 1956 (Ann. Acad. Sci. fenn. Ser. A III, Geol.-geogr. 50).
- Averdieck F.-R. Botanisch-moorgeologische Untersuchungen am «Tuul» von Westerland (Sylt). — Ber. und Mitt. aus dem Schleswig-Holst. Landesmuseum, 1967, Bd. 24.
- Bandi H. G. Die Schweiz zur Rentierzeit. Frauenfeld, 1947.
- Barry R. G. Meteorological aspects of the glacial history of Labrador-Ungava with special reference to atmospheric vapour transport. — Geogr. Bull. Canada, 1966, vol. 8, N 1.
- Basalykas A. Lietuvos TSR fizine geografija. Vilnius, 1965. T. 2.
- Behre K.-E. The late glacial and early postglacial history of vegetation and climate in north-western Germany. — Rev. Paleobot. and Palynol. 1967, vol. 4, N 1/4 (Spec. vol.: Quaternary palynology and aetnopalynology).
- Behre K.-E. Die Flora des helgoländischen Süßwasser — «Tocks», eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. — Flora, 1969, Bd. 159.
- Berger A. L. Théorie astronomique des paleoklimats. Louvain, 1973. T. 1, 2.
- Bergeron T. The possible role of snowdrift in building up high inland icesheets. — Progr. Oceanogr., 1965, vol. 3.
- Blake W., Jr. Radiocarbon dating of raised beaches in Nordaustlandet, Spitsbergen. — In: Geology of the Arctic. Toronto, 1961, vol. 1.
- Boguckij A. Stratigrafia lessow wyżyny wolynskie. — In: Przewodnik symposium krajowego: Litologia i stratigrafia lessów w Polsce. W-wa, 1972.
- Bordes F. Le Paléolithique dans le monde. P., 1968.

- Bosinski G. Die mittelpaleolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. — Fundamenta, Reihe A, 1967, Bd. 4.
- Brander G. Neue Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Bildungen in Finnland. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1943, N 128.
- Brelle G. von der. Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostseekanals. — Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 1951, N 25.
- Brodniewicz I. Die Eem-Foraminiferen der Cardiumbank bei Elblag (VR Polen). — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., Ser. A, 1969, Bd. 14, N 4.
- Bronger A. Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Petermanns geogr. Mitt., 1969, Bd. 113, H. 2.
- Bronger A. Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden Ungarischer Lössprofile und ihre paläoklimatische Auswertung. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1970, Bd. 21.
- Brose F. Die spätglaziale Laufentwicklung der unteren Oder. — Wiss. Ztschr. Univ. Greifswald. Mat.-naturwiss. Reihe, 1972, Jg. 24, N 1.
- Brunnacker K. Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. — Geol. bavar., 1964, Bd. 53.
- Brunnacker K. Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg. — Geologica Bavarica, N 55. München, 1965.
- Brunnacker K. Die regionale Stellung der niederrheinischen Lössprovinz. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 1967, H. 13.
- Brunnacker K. Das Quartärprofil von Kärlich (Neuwieder Becken). — Geol. en mijnbouw, 1968, Bd. 47.
- Brunnacker K., Semmel A. Mainfränkische Platte: Exkursionsführer durch Lössgebiete Süddeutschlands vom 17.9—20.9.1974.
- Büdel J. Die Gliederung der Würmkaltzeit. — Würzburg. geogr. Arb., 1960, H. 8.
- Catalogne of fossil hominids. Pt 2. Europe. L., 1971.
- Catterall J. Further evidence of glaciation in the extreme Western Isles of Scotland: A note. — Scott. geogr. Mag., 1975, vol. 91, N 2.
- Cebotareva N. S., Faustova M. A. Struktur und Dynamik der letzten europäischen Eisbedeckung. — Petermanns geogr. Mitt., 1975, Bd. 119, H. 4.
- Cěpek A. G. Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. — Wiss. Ztschr. Univ. Greifswald. Mat.-naturw. Reihe, 1972, Bd. 24, N 1.
- Chaline J. Les rongeurs du Pleistocène moyen et supérieur de France. P., 1972.
- Charlesworth I. K. The Quaternary Era with special reference to its glaciation. L., 1957, vol. 1, 2.
- Chmielewski W. Paleolit srodkowy i górny: Prahistoria ziem Polskich. W-wa, 1975. T. 1.
- Clayton K. The glaciated river basins of Eastern England. — Evolut. quatern. bassins flow. Mer Nord méridionale. Liège, 1975.
- Contandriopoulos J. Contribution à l'étude caryologique des Gesneriaceae d'Europe et de leur germination. — In: Compt. rend. 91e Congr. nat. Soc. savant Rennes, 1966. P.: Soc. sci., 1967, t. 3.
- Crittenden M. D., Jr. New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville. Wash., 1963. (U. S. Geol. Survey. Prof. paper, N 454—E).
- Dansgaard W., Johnson S. I., Miller I., Langway C. C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. — Science, 1969, N 1966.
- Dansgaard W., Johnson S. I. et al. Ice cores and paleoclimatology. — In: Nobel Symposium 12: Radiocarbon variation and absolute chronology. Stockholm, 1970.
- De Geer G. Om Östra Spitzbergens glaciation under istiden. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1900, bd. 22, h. 5.
- Degens E. T., Hunt I. M. Chronicle of Black Sea over the last 25,000 years. — In: Intern. Geochem. Congr., USSR. Abstrs of reps., Moscow, 1971. Vol. 2.
- Devirts A. L., Blagevolin N. S., Lilienberg D. A., Serebryanny L. R. Dynamics of coastal and bottom sedimentation in the Baltic, Black and Caspian seas, according to radiocarbon datings. — Там же, 1971.
- Donner J. J. The Late-glacial and early Post-glacial pollen stratigraphy of southern and eastern Finland. — Comment. Biol. Soc. sci. fenn., 1966, vol. 29, N 9.
- Donner J. J., Gardemeister R. Redeposited Eimian marine clay in Somero, south-western Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, Helsinki, 1971, N 43.
- Dreimanis A. Are marine fossils in the Quaternary deposits a sufficient evidence for marine deposition? — Baltica, Vilnius, 1970, vol. 4.
- Dylík I. The concept of the periglacial cycle in middle Poland. — Bull. Soc. Sci. Lett. Lódź. Cl. 3, 1952, vol. 3, N 5.
- Einarsson T. Pollen-analytical studies on the vegetation and climate history of Iceland in Late and post-glacial times. — In: North Atlantic biota and their history. Oxford, 1963.
- Fairbridge R. W. The changing level of the sea. — Sci. Amer., 1960, vol. 202, N 5.
- Favarger C., Küpfer F. Contribution à la cytotaxonomie de la flore alpine des Pyrénées. — Collect. bot., 1968, vol. 7, fasc. 1.
- Fink J. Zur Systematik fossiler und rezenter Lössböden in Österreich. — In: VI Intern. Bodenkundl. Kongr. Verhandl. P., 1956.
- Fink J. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Oesterreich. — Mitt. geol. Ges. Wien, 1961, Bd. 54.
- Fink J. Le loess en Autriche. — In: La stratigraphie des loess d'Europe. P., 1969. (Suppl. au Bull. de l'Assoc. française pour l'Etude du quaternaire).
- Firbas F. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena, 1949.
- Flohn H. Ein geophysikalisches Eiszeit-Model. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1969.
- Fotakiewa E., Minkov M. Der Löss in Bulgarien. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1966, Bd. 17.
- Fotakieva E., Minkov M. The loess in Bulgaria. — In: Loess and related eolian-deposits of the world: INQUA U. S. A., 1965. Lincoln (Nebraska): Univ. Press, 1968.
- Frenzel B. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig, 1967.
- Frenzel B. Grundzüge der pläistozänen Vegetationsgeschichte Nordeuropas. Wiesbaden, 1968.
- Fritz A. Folgerungen zur Klima- und Vegetationsgeschichte Kärntens aus neuen C¹⁴ Untersuchungen. — Carinthia 11, 1969, H. 79.
- Gardner V. J., Hays J. D. Responses of sea-surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200,000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean. — Memior the Geological Society of America. 1976, N 145.
- Garrod D. A. E. The upper palaeolithic age in Britain. Oxford, 1926.
- Gates W. L. Modeling the ice-age climate. Science, vol. 191, 1976.
- Giovinetto M. B. The drainage systems of Antarctica: Accumulation. — In: Antarctic snow and ice studies. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1974.
- Gleen J. W. The creep of polycrystalline ice. — Proc. Roy. Soc. London. Ser. A, 1955, vol. 228.
- Glückert G. Glazialmorphogenese der weichseleiszeitlichen Moränen des Eckernförder Zungenbeckens (Schleswig Holstein). — Meyniana, 1973, Bd. 23.
- Glückert G. The Second Salpausselkä at Karkkila, southern Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1975, vol. 47, N 1/2.
- Godwin H., Suggate R. P., Willis E. H. Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean level. — Nature, 1958, vol. 181, N 4622.
- Grahmann R. Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inlandeises. — Mitt. Ges. Erdk. Leipzig, 1937, Bd. 54.
- Grahmann R., Müller-Beck H. Urgeschichte der Menschheit. Stuttgart, 1967.
- Grimes W. F. The prehistory of Wales. Cardiff, 1951.
- Gripp K. Über die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 1924, Bd. 36.
- Gripp K. Erdeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster, 1964.
- Grootes P. M. Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50 000 years B. P. Proefschrift. Groningen, 1977.
- Gullentops F., Bastin B. Excursion NE Belgium. Univ. Leuven, 1967.
- Gurriou F., Martin L., Frutat E. Note sur deux fragments de mâchoires humaines trouvés dans la caverne de Bruniquel (Tarn et Garonne). — Compt. rend. hebdom. séances Acad. sci., Paris, 1863, t. 57.
- Gutenberg B. Changes in sea level, postglacial, uplift and mobility of the earth's interior. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, vol. 52, N 5.
- Haase G. Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. — Georg. Ber., 1963, H. 27.
- Haefeli R. Welche Zeit ist notwendig, um unter gegebenen Akkumulations- und Temperaturverhältnissen einen Eisschild von der Grösse des grönländischen Inlandeises oder der Antarktis aufzubauen? — Polarforschung, 1964, Bd. 5, N 1/2.
- Halicki B. Zagadnienie interstadialu mazurskiego. — Pr. Muz. Ziemi, Warszawa, 1960, N 1.
- Hammen van der T., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H. Stratigraphy climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. — Geol. en mijnbouw, 1967, bd. 46, N 3.
- Holstedahl O. Norges geologi. — Norges geol. undersökelse, Oslo, 1953, N 164.
- Holstedahl H., Sellevoll M. Notes on the influence of glaciation on the Norwegian continental shelf bordering on the Norwegian Sea. — AMBIO, Stockholm, 1972, Spec. Rept N 2.
- Hoppe G. Ice sheets around the Norwegian sea during the Würm glaciation. — AMBIO, Stockholm, 1972, Spec. Rept N 2.
- Hoppe G. The glacial history of the Shetland Islands. L.: Inst. Brit. Geogr., 1974, Spec. Publ. N 7.
- Hoppe G., Schytt W., Häggblom A., Österholm H. Studies of the glacial history of Hopen (Hopen Island), Svalbart. — Geogr. ann., 1969, bd. 51A, N 4.
- Howell F. C. Observations on the earlier phases of the European Lower Paleolithic. — Amer. Anthropol., 1966, vol. 68, N 2.
- Hughes T., Denton G., Grosswald M. G. Was there a Late-Würm Arctic ice sheet? — Nature, 1977, vol. 266, N 5603.
- Hulten E. Outline of the history of arctic and boreal biota during the Quaternary period. Stockholm, 1937.
- Hulten E. The amphi-atlantic plants and their phytogeographical connections. Stockholm, 1958.
- Hurtig Th. Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seeplatte. — Wiss. Ztschr. Univ. Greifswald, Mat.-naturwiss. Reihe, 1954—1955, Jg. 4.
- Hurtig Th. Zum letztglazialen Abschmelzmechanismus im Raume des Baltischen Meeres: Erläuterungen zu einer Karte. Wiesbaden, 1969.
- Hyvärinen H. Late-quaternary sediment cores from lakes on Björnøya. — Geogr. ann., 1968, bd. 50 A.
- Hyvärinen H. Flandrian pollen diagram from Svalbard. — Geogr. ann., 1970, bd. 52 A.
- Hyvärinen H. Ilomantsi ice lake; a contribution to the Late Weichselian history of eastern Finland. — Comment. phys.-mat. Soc. sci. fenn., 1971, vol. 41, N 2.
- Hyvärinen H. The deglaciation history of eastern Fennoscandia, recent data from Finland. — Boreas, 1973, vol. 2.
- Hyvärinen H. Absolute and relative pollen diagrams from northernmost Fennoscandia. — Fennia, Helsinki, 1975, N 142.
- Hyypä E. Kuvia Salpausselän rakenteesta. — Geologi, 1951, vol. 3, N 1.
- Ignatius H. Marine geological observations from the Barents Sea. — In: Geology of the Arctic. Toronto, 1961. Vol. 1.
- Jersak J. Stratigraphy of loesses in Poland on the basis of studies in the foreland of Swietokrzyskie Mountains. — Biul. Peryglacjalny. Lódź, 1969, N 19.
- Jersak J. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Lódź, 1973 (Acta geol. Lodziensia, 32).
- Jessen K., Milthers V. Stratigraphical and paleontological studies of inter-

- glacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. Danm. geol. undersøgelse. Række 2, København, 1928, N 48.
- Jung W., Beug H. J., Dehm R. Das Russ-Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — Bayer. Akad. Wiss., nat.-nat. Kl. Abh. N. F., München, 1972. H. 151.
- Kliwé H., Janke W. Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. — Wiss. Ztschr. Univ. Griefswald. — Mat.-naturwiss. Reihe, 1972, Jg. 21, N 1.
- Kliwé H., Lange E. Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. — Petermanns geogr. Mitt., 1968, Jg. 112, H. 4.
- Klima B., Kukla J., Ložek V., de Vries H. Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter Wisternitz). — Anthropozoikum. Praha, 1962, Bd. 11.
- Klimaszewski M., Szafer W., Zafrań B., Urbanski I. Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. — Biul. Państ. inst. geol., 1950, N 24.
- Korner R. M. A stratigraphic method of determining the snow accumulation rate of Plateau Station, Antarctica, and application to South Pole-Queen Maud Land traverse. — In: Antarctic snow and Ice studies. Wash., 1971. Vol. 2.
- Kowalski K. Pleistocénские gryzonie Jaskini Nietoperzowej w Polsce. Folia quatern. Kraków, 1961, N 5.
- Kowalski K., Kozłowski J., Kryzowska M., Wictor A. Badania osadów schroniska w Puchaczkiej Skale w Prądniku szafowskim, Pow. Olkusz. Folia quatern. Kraków, 1965, N 20.
- Kozłowski J., Kozłowski S. Pradzieje Europy od XL do IV tysiąclecia p. n. e. W-wa, 1975.
- Kozłowski S. K. Uwagi o pozycji stratygraficznej i wieku szczątków ludzkich z Jaskini Maszyckiej, Pow. Olkusz. — Archeol. pol., 1966, t. 11, zes. 2.
- Lafrenz H. R. Foraminiferen aus dem marinen Riss-Würm-Interglazial (Eem) in Schleswig-Holstein. — Meyniana, 1963, Bd. 13.
- Lamb H. H. Climate: present, past and future. Vol. 2, Methuen, London, 1977.
- Lamb H. H. The role of atmosphere and oceans in relation to climatic changes and the growth of ice sheets on land. — In: Problems in paleoclimatology. L., 1964.
- Leroi-Gourhan A. Denominations des Oscillations Würmiennes. Bul. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1968, N 4.
- Lewis C. The glaciations of the Dingle Peninsula, County Kerry. — Sci. Proc. Roy. Dublin Soc. Ser. A, 1974, vol. 5, N 13.
- Lieberoth I. Die jungpleistozänen Löss Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. — Petermanns Geogr. Mitt., 1962, Jg. 106, H. 3.
- Lieberoth I. Lössedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geologie, 1963, Jg. 12, H. 2.
- Lieberoth I. Einige Bemerkungen zu paläopedologischen Problemen bei der Gliederung der Löss. — Ber. Geol. Ges. DDR, Bd. 9, H. 6.
- Liedtke H. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa: Erläuterung zu einer Übersichtskarte im Maßstab 1:1 000 000. Bonn; Bad Godesberg, 1975. (Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. 204).
- Lliboutry L. How glaciers move. — New Sci., 1965, vol. 28, N 473.
- Løken O. H., Andrews J. T. Glaciology and chronology of fluctuations of the ice margin at the south end of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, N. W. T. — Geogr. Bull. (Canada), 1966, vol. 8, N 4.
- Lorblanchet M. La grotte de Sainte-Eulalie à Espagnac (Lot.). — Gallia préhist., 1973, t. 16, fasc. 2.
- Lowe J., Walker M. Radiocarbon dates and deglaciation of Rannoch Moor, Scotland. — Nature, 1976, vol. 264, N 5587.
- Ludwig A. Ein wichtiger Faunenfund in Würm-interstadialen Staubeckenabsätzen. — Geologie, 1960, Jg. 9, H. 5.
- Lumley-Woodyear H. de. Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi Méditerranéen dans son cadre géologique. P., 1969, 1971. T. 1. (V-e supplément à «Gallia préhistoire»).
- Maccun J. Eolian sediments and fossil soils in the Becva part of the Moravian Gate and in the southern part of the Upper Moravian Basin. — In: Loess and related eolian deposits of the world: Lincoln (Nebraska), 1968.
- Madsen V. et al. Oversight over Danmarks geologi. — Danmarks geol. undersøgelse. Række 5, København, 1928, N 4.
- Malez M. The Cerovac caves. — Ird. speleol. Društva horvatské, 1965, vol. 1.
- Malez M. Spätwürmfauna in der Zolena pecina Mostar in der Herzegovina. — Bull. sci. Cons. Acad. sci. et arts RSFY, 1973, al. 8, N 1/3.
- Mangerud J. Late Weichselian vegetation and Ice-Front oscillations in the Bergen District, Western Norway. — Norsk geogr. tidsskr., 1970, bd. 24, h. 3.
- Mangerud J. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. — Boreas, 1974, bd. 3.
- Mangerud J. Late Weichselian marine sediments containing shells foraminifera and pollen at Agotnes, Western Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1977, vol. 57.
- Mania D., Toepfer V. Königsauer: Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. B., 1973.
- Marković-Marjanović J. Rasprostranjenje i stratigrafija leša u Jugoslaviji. — Bull. Mus. hist. natur. Sér. A, 1972, Livre 27.
- Martin H. La frise sculptée et l'atelier solutréen du Roc (Charante). — Arch. Inst. paleontol. hum., 1928, t. 5.
- Mellor M., Radok U. Some properties of drifting snow. — In: Antarctic meteorology. Oxford, 1960.
- Mercer J. H. Letter. — J. Glaciol., 1971, vol. 10, N 59.
- Milankovich M. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. Belgrad, 1941.
- Milthers K. Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisungen in Nordwesteuropa. — Geol. fören. i Stockholm förhandl. 1950, bd. 72.
- Mitchell G. F. The Pleistocene history of the Irish Sea: second approximation. — Sci. Proc. Roy. Dublin Soc., 1972, sect. A, vol. 4, N 13.
- Mitchell G. F. Fossil pingos in Camaross Townland, Co. Wexford. — Proc. Roy. Irish Acad., 1979, sect. B, vol. 73, N 16.
- Mock S. J. Calculated patterns of accumulation on the Greenland ice sheet. — J. Glaciol., 1967, vol. 6, N 48.
- Morgan A. Polygonal patterned ground of Late Weichselian age in the area north and west of Wolverhampton, England. — Geogr. ann., 1971, bd. 53 A, N 3/4.
- Mörner N.-A. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast, Deglaciation, shorelevel displacement chronology, isostasy and eustasy. — Sver. geol. undersökn. Ser. C, Stockholm, 1969, N 640.
- Mörner N.-A. The Fennoscandian Uplift: Geological data and their geodynamic implication. — In: Abstracts of symposium: Earth's rheology and late Cenozoic isostatic movements. Geol. Inst. Stockholm Univ., 1977.
- Movius H. L. Datations au carbon¹⁴ du succession du paléolithique supérieur à l'Abri Pataux, les Elzies (Dordogne). — In: Symp. d'UNESCO. «L'origine de l'homme moderne». P., 1971.
- Müller-Karpe H. Handbuch der Vorgeschichte. München, 1966. Bd. 1. Altsteinzeit.
- Muratov V. M. Essai de corrélation des sites paléolithiques de la région Crimée-Caucase avec les terrasses de la Mer Noire et les phases climatiques de pléistocène tardif. — In: VIII Congr. INQUA. Résumés des communications. P., 1969.
- Muratov V. M., Ostrovsky A. B., Fridenberg E. O. Quaternary stratigraphy and paleogeography of the Black sea coast of Western Caucasus. Boreas, 1974, vol. 3.
- Nansen F. The euarth' crust, its surface-foés, and isostatic adjustment. — Norske videnskapsakad. i Oslo. 1927, 1, Mat.-Nat. Kl., Avhandl. N 12.
- Nordenskjöld O. Antarctis. Heidelberg, 1913. (Handbuch der regionalen Geologie. Bd. 8, Abt. 6, H. 15).
- Nye J. F. The motion of ice sheets and glaciers. — J. Glaciol., 1959, vol. 3, N 26.
- Obermaier H. Fossil man in Spain. New Haven; London, 1924.
- Okko M. M. Sauramo's Baltic Ice Lake BIV—BV—BVI: A reevaluation. — Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. 1 III, N 84. Helsinki, 1965.
- Okko M., Perttunen M. A mound field in the Second Salpausselkä ice-marginal Belt at Karhila, Southern Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, Helsinki, 1971, vol. 43, N 1.
- Paepe R. Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. — Bull. Soc. belge géol., paleontol. hydrol., 1967a, t. 75, fasc. 2.
- Paepe R. Meeting of the Sub-commission for loess stratigraphy in Belgium. Bruxelles: Serv. géol. Belge, 1967b.
- Paepe R. Les unités litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur de la Belgique. — In: La stratigraphie des loess d'Europe. P., 1969. (Suppl. au Bul. de l'Assoc. française pour l'étude du quaternaire).
- Pécsi M. Landscape sculpture by Pleistocene: cryogenetic processes in Hungary. — Acta geol. Budapest, 1966, t. 10.
- Pericard L., Lwoff S. La Marche. — Bull. Soc. préhist. franç., 1940, t. 37.
- Pericard G. La Cueva del Parpalló (Gandia): Publicat. com. Serv. In. Vest. Cienc., Inst. Ciego de Velazquez. Madrid, 1942.
- Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei: Hrsg. zum VIII. Intern. Kongr. INQUA, Frankreich 1969. Brno, 1969.
- Pop E. Carcetări privitoare la padurile diluviale din Transilvania. — Bull. Grădini botanice și al. Muzeului botan. de la Univers. din Cluj, 1945, vol. 25.
- Pop E. Primele determinări de vîrstă în radiocarbon în turbe noastre cuaternare. — In: Progrese în palinologia românească. București, 1971.
- Pop E., Rescaiu N., Ratin E., Diaconeasa B. Corelația dintre spectrele polinice recente și vegetația din Parcul Național Retezat. — Stud. și cerc. biol. Ser. bot., 1965, t. 17, N 1.
- Radmilli A. M. La grotta Maritza e il Facino primo dell'età romana. — Riv. Sci. preist., 1964, t. 19.
- Radulesco C., Samson P. Sur un centre de domestication du Mouton dans le Mésolithique de la grotte «La Adam» en Dobrogea. — Ztschr. Tierzucht. und Züchtungsbiol., 1962, Bd. 76, H. 2/3.
- Ramsay W. Beiträge zur Geologie der rezenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin. — Fennia Helsinki, 1904, Bd. 21, N 7.
- Ramsay W. Salpausselkä såsom geografisk benämning. — Fennia, Helsinki, 1921, Bd. 42.
- Ramsay W. Changes of sea-level, resulting from the increase and decrease of glaciations. — Fennia, Helsinki, 1930, Bd. 52, N 5.
- Reingard H. Genese des Nordseeraumes im Quartär. — Fennia, Helsinki, 1974, Bd. 129.
- Renault-Miskovsky J. Contribution à la paléoclimatologie du midi méditerranéen pendant la dernière glaciation et de la postglaciaire. Paris, 1976.
- Richter K. Deutscher Boden. B., 1937. Bd. 4. Die Eiszeit in Norddeutschland.
- Riek G. Das Paläolithikum der Brillenhöhle. Stuttgart, 1972.
- Rose J. Stop 4, Earith. «East Anglia, Guidebook for excursion AI and CI. X Congress INQUA, Birmingham, 1977.
- Rundle A. S. Studies of the Anvers Island cap. 1965—1966. — Antarct. J. U. S. A. 1967, vol. 2, N 5.
- Ruddiman W. F., McIntyre A. Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600 000 years. — Memoir of the Geological Society of America, 1976, N 145.
- Ruske R., Wünsche M. Zur Gliederung jungpleistozäner Lössablagerungen im südöstlichen und östlichen Harzvorland. — Geologie, 1968, Jg. 17.
- Rust A. Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster, 1943.
- Salzman B., Vernekar A. D. Note of the effect of earth orbital radiation variations on climate. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 18.
- Sagar R. Glaciological and climatological studies on the Barnes Ice Cap, 1962—64. — Geogr. Bull. (Canada), 1966, vol. 8, N 1.

- Sauramo M.* Suomen luonnon kehitys jääkaudes ta nykyaikaan. Pörvoc; Helsinki, 1940.
- Sauramo M.* Die Geschichte der Ostsee. Helsinki, 1958. (Ann. Acad. Sci. fenn. Ser. A. III. Geol.-geogr. 51).
- Sauter M. R.* Le Sci du Chatelard sur Villeneuve (District d'Aigle, Vand) sité préhistorique. — Arch. suiss. Antropol. gén., 1952, t. 17, N 1, 2.
- Schneekloth H.* Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. — Ztschr. Dtsch. geol. Ges., 1964, Bd. 116, Teil 3.
- Sellers W. D.* A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. — J. Appl. Meteorol., 1969, vol. 8, N 3.
- Sellers W. D.* The effect of changes in the Earth's obliquity on the distribution of mean annual sea-level temperature. — J. Appl. Meteorol., 1970, vol. 9, N 6.
- Sercelj A.* Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega barja. — Slovenska Akad. znanosti. Cl. IV. Rozpr., IX/9. Ljubljana, 1966.
- Shotton F. W.* Age of the Irish Sea glaciation of the Midland lands. — Nature, 1967, vol. 215, N 5108.
- Sibrava V.* Sediments at the southern margin of the continental glaciation in Moravia and czechoslovakian Silesia. — In: Report of the VI Intern. Congr. of Quaternary. Łódź, 1963.
- Smith P.* La Solutrén en France. Bordeaux: Publ. Inst. préhist. Univ. 1966, N 5.
- Smoliková L.* Zur Mikromorphologie der jungpleistozänen Böden von Sedlec bei Praha. — Časopis pro mineral. a geol. Praha, 1967a, rocn. 12, N 3.
- Smolikova L.* Mikromorphologie der altpleistozänen Fossilböden von Červený kopec bei Brno (Brünn). — Vestn. Ustred. ustavu geol., Praha, 1967b, rocn. 42, N 5.
- Sonneville-Brodes D. de.* Position stratigraphique et chronologie relative des restes humains de Paléolithique supérieur entre Loire et Pyrénées. — Ann. paléontol., 1959, t. 45.
- Sonneville-Bordes D. de.* Le paléolithique supérieur en Périgord. Bordeaux, 1960. T. 2.
- Soons J. M.* Capricious Franz Josef glacier. — Geogr. Mag., 1971, vol. 43, N 7.
- Sparks B. W., West R. G.* The palaeoecology of the interglacial deposits at Histon Road, Cambridge. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1959, Bd. 10.
- Sparks B. W., West R. G.* Late pleistocene deposits at Wretton, Norfolk. — Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B, 1970, vol. 258, N 818.
- Sparks B. W., West R. G.* The Ice Age in Britain. L., 1972.
- Storch G.* Jungpleistozäne Kleinsäugerfunde (Mammalia, Insectivora, Chiroptera, Rodentia) aus der Brillenhöhle. — Forsch. und Ber. Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg. Stuttgart, 1973.
- Straca H.* Pollenanalyse und Vegetationsgeschichte. Wittenberg, 1957.
- Strakhov N. M.* Geochemical evolution of the Black Sea in the Holocene. — In: Intern. Geochem. Congr., USSR, Moscow, July 20—25, 1971. Abstrs Reps. Moscow, 1971. Vol. 2.
- La stratigraphie des loess d'Europe.* P., 1969. (Suppl. au Bull. Assoc. franç. Etude quatern.).
- Strömberg B.* Glacial striae in Southern Hinlopenstretet and King Karls Land, Svalbard. — Geogr. ann., 1972, vol. 54A, N 2.
- Svensson H.* The use of stress situations in vegetation for detecting ground conditions on aerial photographs. — Lund Studies in Geogr. Ser. A. Phys. Geogr., 1972, N 52.
- Tanner V.* Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. — Bull. Comm. geol. Finlande. Helsinki, 1930, N 88.
- Tedrow J. C., Hill D. F.* Arctic brown soil. — Soil Sci., 1955, vol. 80, N 4.
- Tricart J.* Carte des phenomenes periglaciaires quaternaires en France. P., 1956.
- Tricart J., Cailleux A.* Cours de géomorphologie: Le modelé periglaciaire. P., 1961.
- Tricart J., Cailleux A.* Traité de géomorphologie. P., 1967. T. 1, 2.
- Valentin H.* Glacialmorphologische Untersuchungen in Ostengland. — Abh. Geogr. Inst. Freien Univ. Berlin, 1957, Bd. 4.
- Velichko A. A.* Milieu géologique et géomorphologique de la zone périglaciaire de la Plaine Est Européenne. — Biul. periglac. Łódź, 1969, N 18.
- Veličko A. A.* La morphologie cryogène relictée caractères fondamentaux et cartographie. — Ztschr. Geomorphol. N. F., 1972, Suppl. Bd. 13.
- Vlerk I. M., van der, Florschütz F.* Nederland in het Ijstijdvak. Utrecht, 1950.
- Vlerk I. M. von der, Florschütz F.* The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. Amsterdam, 1953.
- Vogel J. C., Zagwijn W. H.* Groningen radiocarbon Dates. — Radiocarbon, 1967, vol. 9.
- Walter H., Straka H.* Arealkunde: Floristisch-historische Geobotanik. Stuttgart, 1970.
- Waterbolk H. T.* Radiocarbon dates from Palaeolithic sites in western Europe, compared with climatic curve of the Netherlands. — In: The origin of Homo Sapiens. P., 1972.
- Watson E.* Remains of pingos in Wales and the Isle of Man. — Geol. J., 1971, vol. 7, pt. 2.
- Watson E., Watson S.* Investigations of some pingo basins near Aberystwyth, Wales. — In: 24th Intern. Geol. Congr. Sec. 12. Montreal, 1972.
- Weertman J.* The theory of glacier sliding. — J. Glaciol., 1964, vol. 5, N 39.
- Weertman J.* Water lubrication mechanism of glacier surges. — Canad. J. Earth Sci., 1969, vol. 6, N 4 (pt. 2).
- Wennberg G.* Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Skane och Östersjön. — Meddel. Lunds Univ. Geol. — Mineral. Inst., 1949, N 114.
- West R. G.* Interglacial deposits at Bobbitshole, Ipswich. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1957, vol. 241.
- West R. G.* The Quaternary of the British Isles. — In: The Quaternary. N. Y., etc., 1967. Vol. 2.
- West R. G.* Pleistocene geology and biology. London, 1969.
- Wijmstra T. A.* Palynology of the first 30 meters of a 120 m deep section in Northern Greece. — Acta bot. neerl., 1969, vol. 18, N 4.
- Woillard G.* Recherches palynologiques sur le pléistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. — Acta geogr. lovaniensia, 1975, t. 14.
- Woldstedt P.* Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, 1955.
- Woldstedt P.* Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1961. Bd. 1, 2.
- Woldstedt P., Rein U., Selle W.* Untersuchungen an nordwestdeutschen Interglazialen. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1951, Bd. 1.
- Zagwijn W.* Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate. — Verh. koninkl. Nederl. geol.-mijnbouwk. genootsch., geol. ser., 21, 1963.
- Zagwijn W. H.* Vegetation, climate and radiocarbon dating in the Late Pleistocene of the Netherlands. Pt 1: Eemian and Early Weichselian. — Mededel. Geol. Sticht. Nieuwe ser., 1961, N 14.
- Zagwijn W. H.* Vegetation, climate and radiocarbon dating: In the Late Pleistocene of the Netherlands. — Mededel. Rijks geol. Dienst. Nieuwe ser., 1974, vol. 25, N 3.
- Zagwijn W. H., Paepe R.* Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1968, Bd. 19.
- Zbyszewski G.* Jazidas quaternarias de Salemas (Loures) e de Columbeire (Bomparral). — Bol. Acad. ciênc. Lisboa, 1963, t. 35.
- Zeuner F.* The pleistocene period. L., 1959. (Рус. пер. Ф. Цейнер. Плейстоцен. М.: Изд-во иностр. лит., 1963).

СПИСОК ЛЁССОВЫХ РАЗРЕЗОВ
К КАРТЕ 3

<i>Англия</i> 1. Манчестер 2. Клиффсенд	42. Гейсенлос	<i>Австрия</i> 84. Альтхейм 85. Линц 86. Штильфрид 87. Файлендорф 88. Вайтендорф 89. Вена I 90. Вена II 91. Вена III 92. Холлабрюн 93. Сант-Пельтен 94. Дейчваграм 95. Унтерзабенбрун	130. Харта 131. Ломатч 132. Винквиц 133. Гляйна 134. Гросенхайм 135. Лендорф 136. Майсен	177. Салынь 178. Дубровка 179. Брянск 180. Араповичи 181. Мезин 182. Кролевец 183. Игоревка 184. Корчеватое 185. Прилуки 186. Серебряное 187. Ромны 188. Константины 189. Ярмолинцы 190. Гадяч 191. Борисовка 192. Кустовое 193. Канев 194. Липовое 195. Миргород 196. Великая Богачка 197. Остапье 198. Гуньки 199. Старые Сенжары 200. Ханделеевка 201. Калитва 202. Орчикова-Черпетчина 203. Терны 204. Станислав 205. Кочережки 206. Синельниково 207. Запорожье 208. Молочанск 209. Мелитополь 210. Рыбинск 211. Углич 212. Ростов Ярославский 213. Сунгирь 214. Фатьяновка 215. Кривоборье 216. Стрелица 217. Хохол 218. Богдановка 219. Урыв 220. Бобров 221. Мелекино 222. Новое Азовское 223. Платово 224. Рожок 225. Новохоперск 226. Калач
<i>Франция</i> 3. Боэль 4. Ламберса 5. Париж 6. Мотерн 7. Страсбург 8. Ванвей	<i>Италия</i> 43. Фориаде Коломбо 44. Ф. Чиезе 45. Мокадина 46. Риволи Торинезе 47. Рим		<i>Польша</i> 137. Любава 138. Валбжих 139. Глобувек 140. Зеботчин 141. Глобчице 142. Боборов 143. Вадовице 144. Голембице 145. Рацибуж-Очице 146. Пекари 147. Михаловка 148. Неледов 149. Кунов 150. Бескупи Доли 151. Куравицы 152. Коморники 153. Звезжинец 154. Красныстав 155. Хрубишов 156. Лшице 157. Пикулице	
<i>Испания</i> 9. Альтафулла 10. Сарагоса	<i>Югославия</i> 48. Кричевцы 49. Врбовец 50. Джяково 51. Сланкамен 52. Батайница 53. Могорело 54. Хорбина	<i>Чехословакия</i> 96. Литомержице 97. Генералки 98. Хабри 99. Дентчин 100. Кутна Гора 101. Дубаны 102. Червеный Копец 103. Морджице 104. Немчаны 105. Долни Вестонице 106. Острава 107. Опава 108. Седлице 109. Мораваны 110. Комятице 111. Босковице 112. Нове-Место 113. Нитра 114. Гольчув-Епиков 115. Славков	<i>СССР</i> 158. Нижний Мелятин 159. Горохов 160. Ременов 161. Коршев 162. Беримель 163. Дубно 164. Кагул 165. Валепа 166. Слободзея-Маре 167. Кислица 168. Джурджулешты 169. Рени 170. Рыбница 171. Тирасполь 172. Лиманское 173. Смоленск 174. Рославль 175. Суморево 176. Лихвин	
<i>Бельгия</i> 11. Рюмбеке 12. Поперинге 13. Варнетон 14. Тонгрин 15. Рокур 16. Тюбиз	<i>Болгария</i> 55. Златия 56. Мечка 57. Козлодуй 58. Сломер 59. Козар-Белено 60. Русе 61. Тутракан 62. Славовица	<i>ГДР</i> 116. Виттепберг 117. Магдебург 118. Мюльхаузен 119. Кёрнер 120. Артерн 121. Фрайбург 122. Наумбург 123. Росбах 124. Эрдебора 125. Лангенбоген 126. Таухе 127. Кала 128. Кёрензалес 129. Шмире		
<i>ФРГ</i> 17. Бекедорф 18. Изингероде 19. Бильсхаузен 20. Дюссельдорф 21. Гизенкирхен 22. Векберг 23. Эркеленц 24. Брюль 25. Кирхберг 26. Лоне 27. Кёрлих 28. Рейнхейм 29. Хосбах 30. Висбаден 31. Маркхайденфельд 32. Регенсбург 33. Кеферинг 34. Штраубинг 35. Ландсберг 36. Бокингем 37. Хейтерсхейм 38. Буггингем 39. Мосбург 40. Фрейбург	<i>Румыния</i> 63. Флорешти 64. Клуж 65. Винга 66. Бузеу 67. Бухарест 68. Слатина 69. Черновода 70. Овидиу 71. Констанца 72. Георгиу			
<i>Швейцария</i> 41. Алышвилль	<i>Венгрия</i> 73. Кеккут 74. Надьмарош 75. Будапешт 76. Башахарц 77. Менде 78. Пакш 79. Дунайварош 80. Дунафельдвар 81. Капошвар 82. Сентендрё 83. Дунакеси			

СПИСОК МЕСТ НАХОДОК ДРЕВНИХ КРИОГЕННЫХ ФОРМ
К КАРТЕ 4

<i>Великобритания</i> 1. Клиффсенд	8. Мёлле 9. Рокур 10. Тонгрин	16. Кернер	<i>Чехословакия</i> 23. Дольни-Вестонице 24. Червеный Копец 25. Славков 26. Острава	32. Гололобово 33. Смоленск 34. Фатьяновка 35. Крутицы 36. Рославль 37. Брянск 38. Араповичи 39. Мезин 40. Прилуки 41. Лев Толстой 42. Бобров
<i>Франция</i> 2. Сент Ромен 3. Боэль 4. Премеск 5. Страсбург 6. Дижон	<i>ФРГ</i> 11. Гизенкирхен 12. Брюль 13. Кёрлих 14. Бильсхаузен	<i>Австрия</i> 17. Вена	<i>Польша</i> 18. Глобувек 19. Пекари (Краков) 20. Журавицы 21. Люблин 22. Неледов	<i>СССР</i> 27. Боянич 28. Ровно 29. Коршев 30. Львов 31. Тернополь
<i>Бельгия</i> 7. Поперинге	<i>ГДР</i> 15. Росбах			
<i>К КАРТЕ 5</i>				
<i>Великобритания</i> 1. Карнарвон	<i>Голландия</i> 9. Эммен	<i>Австрия</i> 17. Альтхейм 18. Файлендорф	24. Дольни Вестонице	34. Новгород-Северский 35. Игоревка 36. Прилуки 37. Гадяч 38. Миргород 39. Гуньки 40. Кривоборье 41. Стрелица 42. Шпикулово 43. Бобров 44. Новохопёрск
<i>Франция</i> 2. Сент Ромэн 3. Боэль 4. Премеск 5. Страсбург	<i>ФРГ</i> 10. Дюссельдорф 11. Брюль 12. Рейнхейм 13. Бокингем 14. Бильсхаузен	<i>Польша</i> 19. Валбжих 20. Катовице 21. Пекари (Краков) 22. Люблин	<i>СССР</i> 25. Боянич 26. Торчин 27. Ровно 28. Коршев 29. Шестихино 30. Гололобово 31. Фатьяновка 32. Брянск 33. Араповичи	
<i>Бельгия</i> 6. Поперинге 7. Варнетон 8. Тонгрин	<i>ГДР</i> 15. Фрайбург 16. Глейна	<i>Чехословакия</i> 23. Кутна Гора		

К КАРТЕ 6

<i>Ирландия</i> 1. Комаросс	17. Зельзате 18. Тонгрин	<i>Польша</i> 34. Глобувек 35. Лодзь 36. Валевици 37. Сандомир 38. Люблин 39. Неледов	50. Клуж 51. Пятешти 52. Бухарест	70. Сунгирь 71. Гололобово 72. Егорьевское 73. Гороховка 74. Смоленск 75. Фатьяновка 76. Михайлов 77. Рославль 78. Брянск 79. Елисеевичи 80. Кузькина Юра 81. Севск 82. Авдеево 83. Моршанск 84. Воронеж 85. Бобров 86. Калач 87. Мезень 88. Северная Двина 89. Устье Камы 90. Сызрань
<i>Великобритания</i> 2. Остров Мэн 3. Абердин 4. Гулль 5. Карнарвон 6. Аберистунт 7. Кардиган 8. Стаффорджир 9. Вульвергемптон 10. Миллок-Бридж 11. Лондон	<i>Голландия</i> 19. Лейден 20. Эммен <i>ФРГ</i> 21. Гизенкирхен 22. Кёрлих 23. Бокингем 24. Бильсхаузен <i>ГДР</i> 25. Кёрензалес 26. Росбах 27. Кернер 28. Глейна 29. Деммин 30. Иккермюнд <i>Австрия</i> 31. Альтхейм 32. Файлендорф 33. Вена	<i>Чехословакия</i> 40. Мельник 41. Простеев 42. Немчаны 43. Червешый Конец 44. Пршеров <i>Венгрия</i> 45. Дьёр 46. Будапешт 47. Фюлепсаллалли 48. Тиссафюред	<i>СССР</i> 53. Торчин 54. Ровно 55. Горохов 56. Львов 57. Тернополь 58. Волочиск 59. Хмельницкий 60. Чертков 61. Тирасполь 62. Тучи 63. Полоцк 64. Красный Холм 65. Шестихино 66. Кирьяново 67. Ярославль 68. Загорск 69. Москва	
<i>Франция</i> 12. Париж 13. Страсбург 14. Дижон		<i>Румыния</i> 49. Винга		
<i>Бельгия</i> 15. Поперинге 16. Варнетон				

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ С ИСКОПАЕМЫМИ ПОЧВАМИ
МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ
К КАРТЕ 7

<i>Англия</i> 1. Клиффсенд	31. Остхейм 32. Мюнценберг 33. Регенсбург 34. Коферинг 35. Штраубинг 36. Ландсберг 37. Бокинген 38. Хетерсхейм 39. Бугтиген 40. Мосбург 41. Лауфдорн 42. Бобинген	<i>Австрия</i> 62. Альтхейм 63. Линц 64. Штильфрид I 65. Файлендорф 66. Вайтендорф 67. Холлабрюн 68. Сант-Пёльтен 69. Готтвейг-Айген	96. Випквиз 97. Глейна 98. Лендорф 99. Майсен	132. Лихвин 133. Салынь 134. Дубровка 135. Брянск 136. Араповичи 137. Мезин 138. Кролевец 139. Игорева 140. Прилуки 141. Серебряное 142. Ромны 143. Константины 144. Ярмолинцы 145. Гадяч 146. Борисовка 147. Кустовое 148. Мерцаловка (Орёл) 149. Липовое 150. Миргород 151. Великая Богачка 152. Остапье 153. Гуныки 154. Старые Сенжары 155. Ханделевская 156. Терны 157. Станислав 158. Мелекино 159. Шестихино 160. Сунгирь 161. Фатьяновка 162. Гололобово 163. Михайлов 164. Иванчино 165. Моршанск 166. Моисей-Алабушка 167. Борисоглебск 168. Клёпки 169. Калач
<i>Франция</i> 2. Боэль 3. Ламберса 4. Сент-Ромен 5. Менил-Энар 6. Страсбург 7. Ахенхейм (р-п Страс-бург).		<i>ЧССР</i> 70. Литомержице 71. Генералки 72. Хабры 73. Дентчин 74. Кутна Гора 75. Дубаны 76. Червешый Конец 77. Морджице 78. Долный Вестонице 79. Острава 80. Опава 81. Седлец 82. Мораваны 83. Комятице 84. Босковице 85. Нове Место над Вагом	<i>Польша</i> 100. Зеботчин 101. Вадовице 102. Голембиче 103. Рацибуж-Очице 104. Пекары 105. Михаловка 106. Неледов 107. Кунов 108. Бескупи Доли 109. Журавицы 110. Коморники 111. Звежинец 112. Хрубишов 113. Липице 114. Пикулице	
<i>Бельгия</i> 8. Поперинге 9. Варнетон 10. Тонгрин 11. Рокур 12. Зельзате	<i>Швейцария</i> 43. Альпшвилль 44. Гейсенлоу		<i>СССР</i> 115. Нововолыньск 116. Бояниччи 117. Новый Мелятин 118. Горохов 119. Коршев 120. Боримель 121. Дубно 122. Торчин 123. Ровно 124. Тернополь 125. Волочиск 126. Хмельницкий 127. Чертков 128. Красноселки 129. Валены 130. Смоленск 131. Рославль	
<i>Голландия</i> 13. Ситтард	<i>Болгария</i> 45. Златия 46. Мечка 47. Козлодуй 48. Сломер 49. Козар Белене 50. Русе 51. Тутракан	<i>ГДР</i> 86. Кёрнер 87. Фрайбург 88. Наумбург 89. Росбах 90. Лангенбоген 91. Кала 92. Кёрензалес 93. Шмира 94. Харта 95. Ломатч		
<i>ФРГ</i> 14. Изингероде 15. Бильсхаузен 16. Дюссельдорф 17. Гизенкирхен 18. Векберг 19. Эркеленц 20. Брюль 21. Кирхберг 22. Лоне 23. Кёрлих 24. Ариендорф 25. Рейндаллен 26. Рейнхейм 27. Хосбах 28. Висбаден 29. Китцинген 30. Хельмштадт	<i>Румыния</i> 52. Винга 53. Слатина 54. Черновода 55. Овидиу 56. Констанца 57. Георгиу 58. Рошиори			
	<i>Венгрия</i> 59. Башахарц 60. Менде 61. Пакш			

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ С ИСКОПАЕМЫМИ ПОЧВАМИ
БРЯНСКОГО ИНТЕРВАЛА
К КАРТЕ 8

<i>Франция</i> 1. Боэль 2. Ламберса 3. Сент Ромен 4. Мениль-Энар	15. Кёрлих 16. Рейнхейм 17. Висбаден 18. Хельмштадт 19. Коферинг 20. Штраубинг 21. Ландсберг 22. Бокинген 23. Хетерсхейм 24. Мосбург	<i>Венгрия</i> 33. Башахарц 34. Менде 35. Пакш	50. Долный Вестонице 51. Острава 52. Опава 53. Седлец 54. Мораваны 55. Комятице 56. Босковице 57. Нове-Место над (Ва-гом)	68. Голембиче 69. Рацибуж-Очице 70. Михаловка 71. Неледов 72. Кунов 73. Бескупи Доли 74. Коморники 75. Звежинец 76. Хрубишов 77. Липице 78. Пикулице
<i>Бельгия</i> 5. Тонгрин 6. Варнетон 7. Зельзате		<i>Австрия</i> 36. Альтхейм 37. Линц 38. Штильфрид 39. Файлендорф 40. Вайтендорф 41. Холлабрюн 42. Сант-Пёльтен 43. Готтвейг-Айген	<i>ГДР</i> 58. Кёрнер 59. Фрайбург 60. Лангенбоген 61. Кала 62. Кёрензалес 63. Випквиз 64. Гляйна 65. Лендорф 66. Майсен	<i>СССР</i> 79. Новый Мелятин 80. Горохов 81. Коршев 82. Дубно 83. Торчин 84. Ровно 85. Бояниччи 86. Изяслав
<i>Голландия</i> 8. Ситтард	<i>Болгария</i> 25. Златия 26. Мечка 27. Сломер	<i>Чехословакия</i> 44. Литомержице 45. Генералки 46. Кутна Гора 47. Дубаны 48. Червешый Конец 49. Морджице	<i>Польша</i> 67. Вадовице	
<i>ФРГ</i> 9. Бильсхаузен 10. Дюссельдорф 11. Эркеленц 12. Брюль 13. Кирхберг 14. Лоне	<i>Румыния</i> 28. Винга 29. Слатина 30. Овидиу 31. Констанца 32. Георгиу			

87. Красносёлки
88. Валена
89. Лихвин
90. Брянск
91. Араповичи

92. Мезин
93. Крелевец
94. Игоревка
95. Сребнос
96. Копстантины

97. Ярмолинцы
98. Гадяч
99. Борисовка
100. Кустовое
101. Миргород

102. Осташе
103. Гуныки
104. Ханделевка
105. Сунгирь
106. Иванчино

107. Гололобово
108. Фатьяновка
109. Тамбов
110. Шпикулово
111. Калач

СПИСОК МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ К КАРТЕ 12

Англия

1. Пещера Кешта
2. Павиленд
3. Пещера Гауча
4. Пин-Хоул
5. Маза-Гранди-с Пале
6. Дербишир
7. Ленгунт

Бельгия

8. Шале
9. Гуайе
10. Ревриан

Люксембург

11. Октранж

Франция

12. Ла-Рош-шлат-а-Сен-Ми-шель
13. Фаренкур III
14. Грот Рон-дю-Барри-а-Сизель
15. Грот Бом-де-Конвийяр
16. Грот Гарен-а-Жисей-сюр-Уш
17. Пер-Гюст
18. Сен-Маржель
19. Люссак-ле-Шато
20. Пьер Шатель
21. Буа де Рок
22. Лябри Гай
23. Лябри Кроз
24. Бетенас I
25. Лез-Ото
26. Вейрье
27. Фурно-дю-Дианбль
28. Ле-Фес

29. Рок дё Сер
30. Сен-Жермен-Ля-Ривьер
31. Лимейль
32. Ла-Мадлен
33. Дюрюти-а-Сорд-Лянен
34. Лория
35. Ришар
36. Брасемпуи
37. Истюриц
38. Брюникель
39. Шансеяд
40. Энлен
41. Бержерик-а-Каньяк
42. Лё-Фигюе
43. Лортет
44. Бедейлак
45. Масат
46. Ла-Морин
47. Абауст

Испания

48. Астурия
49. Каптабриан
50. Кастильо
51. Парпальо

Португалия

52. Салемас

ФРГ

53. Мейендорф
54. Штельмор
55. Брилленхеле
56. Шуссенквелле
57. Хонертхеле
58. Дебритц
59. Оберкассель

60. Абри Тёр
61. Геннерсдорф
62. Зиргенштайн
63. Шейер
64. Петерсфельс
65. Кесслерлох
66. Лё Биньон
67. Фрейденталь
68. Шателляр

Италия

69. Арене Кандиде
70. Бройон
71. Ольмо
72. Марица
73. Ортуччо
74. Пальиччи
75. Ромито
76. Романелли
77. Тальенте
78. Аквидольчи (Сан-Теодоро)

ГДР

79. Кёнигсауе

Польша

80. Нетопежова
81. Пухачья Скала
82. Мажицка

Чехословакия

83. Шипка

Австрия

84. Пещера Гуденуса

Венгрия

85. Бервавельдь

86. Балья
87. Пильсанта
88. Бивац

Югославия

89. Ромуальдо
90. Сапдалья
91. Церовак
92. Зелена Печина

Румыния

93. Грот Адам

СССР

94. Лисичники
95. Городок
96. Липа VI
97. Липа IX
98. Великий Глубочек
99. Монастырек
100. Рошнев
101. Волчков
102. Старый Вышнинец
103. Непоротово I
104. Кормань I
105. Вороновица I (верх сл.)
106. Молодова V (сл. 2)
107. Бабип I (сл. 3)
108. Била
109. Старые Друиторы (сл. 2)
110. Костешты
111. Рожков IV
112. Аккаржа
113. Клинцы
114. Бердыж
115. Курово
116. Юдиново

117. Елисеевичи
118. Хотылево II
119. Тимоновка I и II
120. Супоневе
121. Новгород-Северская
122. Крейдяной Майдац
123. Мезин
124. Пушкарни (Пасека)
125. Авдеево
126. Гагарино
127. Костенки
128. Гонцы
129. Вязовка
130. Кирилловская
131. Межиричи
132. Полтава
133. Владимировка I
134. Днепрово-Каменка
135. Грушеватый
136. Осокоривка I
137. Пристенская
138. Миньевская
139. Веселогорье
140. Амвросиевка
141. Каменная Балка II
142. Сюрень I
143. Аджикоба
144. Сунгирь
145. Карачарово
146. Подсосенка Верхняя
147. Ялтуново-Полтное
148. Юнга-Кушерга
149. Переволоки
150. Улянк
151. Бызовая
152. Медвежья пещера

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ЕВРОПЫ К КАРТЕ 14

1. Пилета
2. Кова Негра
3. Парпальо
4. Лос Казарес
5. Мальтравиесо
6. Пендо
7. Пенья де Кандамо
8. Пиндал
9. Альтамира
10. Кастильо
11. Ковальянас
12. Сантимамина
13. Истюриц
14. Брасемпуи
15. Лортэ
16. Монтеспан
17. Марсула
18. Гурдан
19. Леснюг
20. Гаргас
21. Тибиран
22. Масат
23. Ла-Ваш
24. Труа Фрер
25. Нио
26. Тюк-д-Одубер
27. Бедейлак
28. Портель
29. Мас-д-Азиль
30. Пэр-ноп-Пэр
31. Брюникель
32. Пеш Мерль
33. Куньяк
34. Ла-Мут
35. Фон-де-Гом
36. Комбарель
37. Кап Бланк
38. Ляско
39. Руфиньяк
40. Мустье, Ферраси, Лимейль, Верхняя и Нижняя Ложери, Ла Мадлен
41. Габийю

42. Ла-Мэри
43. Ла-Шэр
44. Рок-де-Сэр
45. Виллар
46. Ла-Кипа
47. Шаффо
48. Плякар, Ла Марш
49. Сент-Марсель
50. Англи-сюр-Англен
51. Фопмор
52. Ла-Бом-Латрон
53. Сальпетьер
54. Шабо
55. Эббу
56. Многослойные пещеры бассейнов рек Арденн, Гар и Эроль-Фижье, Улен, Ортюс, Эрмитаж и другие
57. Лез Ото
58. Коломбьер
59. Вейрье
60. Солютре
61. Сот-дю-Перрон
62. Арси-сюр-Кюр
63—64. Более 50 памятников в районе Иль-де-Франс: Пинсеван, Баланкур, Борегард, Люминь и другие
65. Вилейжув
66. Сент-Жуст
67. Ушпиль
68. Тру-Маргрит
69. Сми
70. Дрюпен, Вессем
71. Узело, Донкербрук
72. Гронау
73. Неандерталь
74. Оберкассель
75. Геннерсдорф
76. Андернах
77. Бальве
78. Цигенхайн

79. Штееден
80. Альтепдич
81. Майнц-Линзенберг
82. Валлертхайм
83. Мюнцинген
84. Мург
85. Брилленхеле
86. Зиргенштайн
87. Уршпринг
88. Петерсфельс
89. Швайцербильд
90. Кесслерлох
91. Вильдкпрхлп, Вильден-манилсloch
92. Драхенлох
93. Ольтен
94. Арене-Кандид
95. Гроты Гримальди (Детей, Припца, Барма Гранда, Бауссе-да-Торре, Кавийон), Абри Мочи
96. Хендикстбарн-Хед
97. Инсвич
98. Гаудж-Кейв
99. Павиленд
100. Пип-Хол
101. Крессвел-Ктраг
102. Бромме
103—104. Гамбургские и Аренбургские стоянки; Майендорф, Штельмор, Борнек, Велен, Риссен, Пинберг, Лавенштедт, Бремервёрде, Глинде, Кетцендорф и другие
105. Хунас
106. Зальцгиттер-Лебенштедт
107. Кёнигсауе
108. Эрингсдорф
109. Небра
110. Дебритц
111. Олквитц

112. Гера
113. Раннс
114. Кёстен
115. Холерфельс
116. Квица
117. Сланы, Лобковице
118. Генералка, Свободные Дворы
119. Хелмиххёле
120. Рейерсдорф
121. Вуйчице
122. Дзержислав
123. Пещеры Польской Юры: Вылётна, Сонсупув, Нетопежова, Кожария, Темпа, Машицка, Мамотова, Океппи, Надголонска
124. Стоянки в Кракове: Вавель, Звезжинец, Совинец, Снадиста
125. Рай
126. Гура Пулавска
127. Малый Антониов
128. Пжемысл (Валава)
129. Большой и Малый Оффенет
130. Мауэри
131. Шулерлох
132. Фогельхерд
133. Холлерштайн
134. Клаузенише
135—137. Долины Вестонице, Павлов, Ондратице, Мораваны
138—141. Пещеры Моравского карста: Кульпа, Пекарна, Бычья Скала, Нова Дратеничка, Шведув Стул
142. Гуденус
143. Дзерава Скала
144—146. Кремс, Лангманнерсдорф, Гетцдерсдорф

147. Аггсбах
148. Виллендорф
149—150. Барца, Тибава
151—152. Гаповцы, Бойпице
153. Арка
154—157. Селета, Пешко, Ишталошко, Балла и другие
158. Шубалюк
159. Эрд
160. Шоб, Шебегени, Пилисмарот
161. Янкович
162. Селим
163. Тата
164. Шагвар
165. Шекзард
166. Орижина (Покала)
167. Бройон, Абри Мессепа, Грессана, Понте-ди-Вей, Сан-Бернардино, Треце
168. Лучезано, Марселизэ, Монте-Косса, Монте-Куччо
169. Совиньяно, Чиоза
170. Караманико
171. Кампо-дель-Пьяне
172. Пополи
173. Тиволли
174. Сакопасторе
175. Пагличи
176. Позитано
177. Монополи
178. Романелли
179. Парасидеро
180. Аквидольчи (Сан-Теодоро)
181. Аддаура
182. Леванзо
183. Морнова-Зиялка
184. Поточка-Зиялка
185. Виндия
186. Крапина

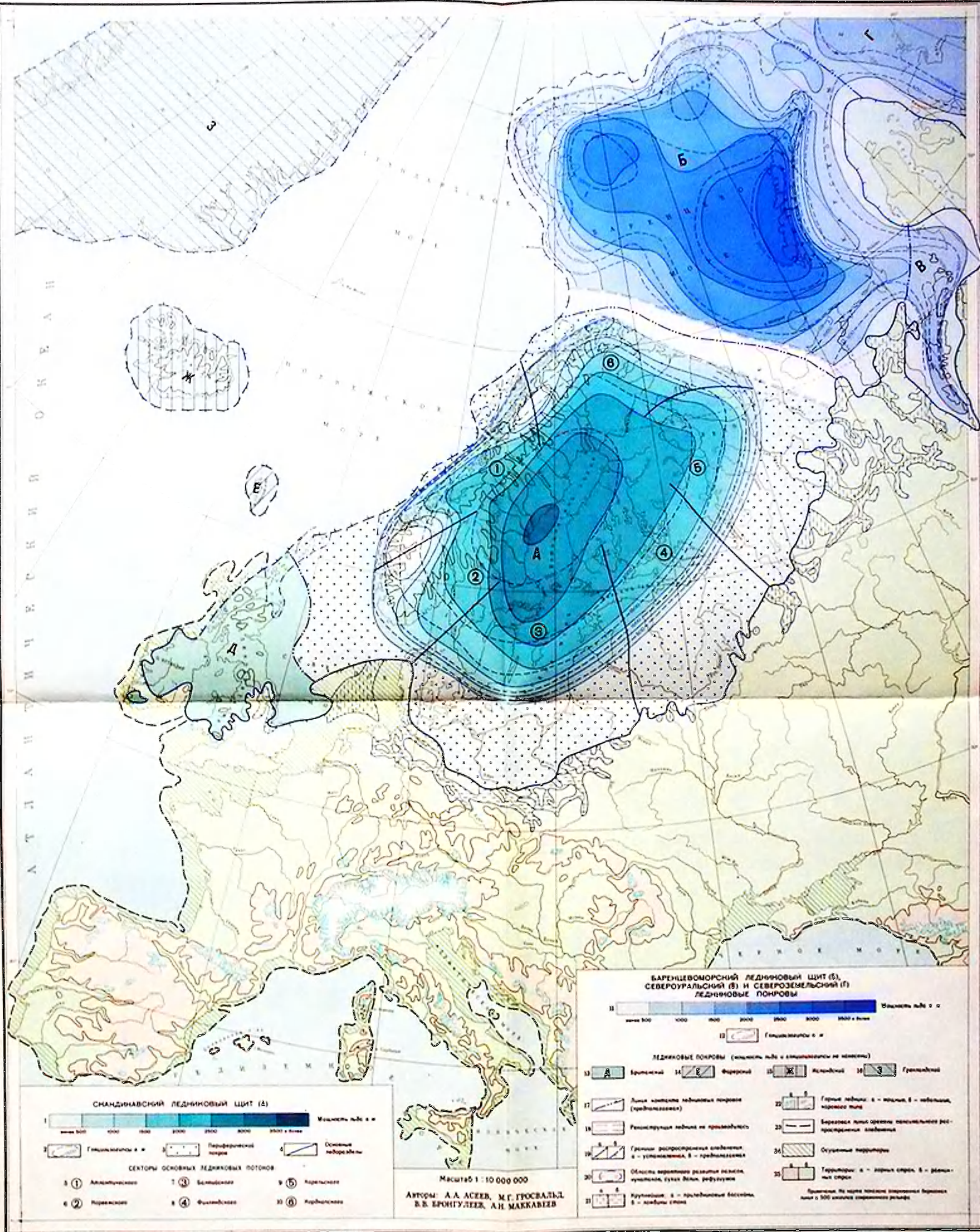
187. Ветерника
188. Белград, Рисовача
- 189—191. Местонахождения в долине р. Босны: Кадар, Упка, Грабовце, Даниловича, Крчевница, Араповач и др. — более 25.
192. Црвена Стиена
193. Коккинопинос
194. Лариса
195. Сейди
196. Лаккопетра
197. Кастрон
198. Муселиево
- 199—201. Миризлинка, Пещ при Старо Село, Самушица I—II
202. Очилата, Парника, Моровица, Левски, Табанката, Деветашката
203. Еменската, Бачо Киро, Малката
204. Руса
205. Побите Камни
206. Чейа
- 207—208. Пештера, Рисхов, Кременеа, Гилма
209. Байа-де-Фер
210. Бороштени
211. Тинкова
212. Охаба-Попор, Нандру
213. Йошасель
214. Район Чахлеу
215. Буда
- 216—218. Вале-Луизулуй, Стынка-Рипичень, Рипичени-Извор
219. Берегово
220. Мукачев
221. Оноковцы. Гораны. Радванская гора
222. Глинаны
223. Бережаны
224. Кулычивка, Мина I—VI, Мирогоща
225. Городок I—VIII
- 226—227. Довгиничи, Клинец
228. Радомышль
229. Рихта
230. Житомирская
231. Фастов
232. Мустьерские: Букивна, Касперовцы, Стинка I—II, позднепалеолитические: Ганнусивка, Рошиль, Городница, Лисичники
233. Подгайчики
234. Замостье, Била Острица
235. Район Молодовы и Атак (Молодова I, V, Кормань IV, Бабин, Вороновица, Кетросы, Атаки I—VII и другие)
236. Климауцы, Раковец, Трифауцы
237. Камешка, Вермитка I—III и другие
238. Выхватинцы
239. Буздужаны
240. Старые Дуруиторы
241. Брынзены
242. Липканы, Старые Кукошты, Корпач, Костешты
243. Василика, Герман-Думены, Скуляны
244. Белгород-Днестровский
245. Тирасполь — Колкотова балка
246. Большая Аккарика
247. Ильинка
248. Сюрень I—II
249. Бахчисарайская
250. Чокурча, Волчий Грот, Кник-Коба, Аджи-Коба, Шайтан-Коба, Староселье
251. Заскальные и Акк-кайские
- 252—253. Стоянки у порогов Днестра: Васильевка, Вильянка, Осокоровка, Дубовая балка, Кайстровая балка
254. Кодак, Орёл, Круглик
255. Романково
256. Межпричи
257. Селище
258. Добраничевка
259. Журавка
260. Гонцы
261. Кирилловская, Протасов Яр
262. Юровичи
263. Бердыж
264. Юдиново
265. Елисеевичи
266. Пеготино, Бетово, Хотылево I
267. Хотылево II, Тимоновка, Супонев
268. Язви, Араповичи, Чулатово
269. Пушкари I—X, Новгород-Северский, Чулатово, Мезип
270. Золотариха
271. Сунгирь
272. Карачарово
273. Гагарино
274. Костенковско-Боршевский район
275. Дубовка
276. Авдеево
277. Богодухов
278. Пристип, Шарукан, Пришиб
279. Веселая Гора
280. Антоновка I—II, Александровка
281. Деркул, Красный Яр, Калитвенка
282. Амвросиевка
283. Лысогорка, Попоклиповка
284. Мураловка
285. Рожок I—II, Носово I, Герасимовка
286. Каменная балка I—II
287. Золотовка
288. Большая Козлова балка, Похлебино I—II, Подгородниченково
289. Ивановка
290. Сухая Мечетка
291. Постников овраг
292. Красная Глинка, Ундоры
293. Мысы
294. Медвежья
295. Бызовая
296. Ильская
297. Монашеская
298. Губские Навесы, Каменомостская
299. Широкий Мыс
300. Сочинская группа пещер: Ахштырская, Хостинская, Навалипенская, Воронцовская, Кепшинская
301. Кударо I—III, Цопская, Имеретинские

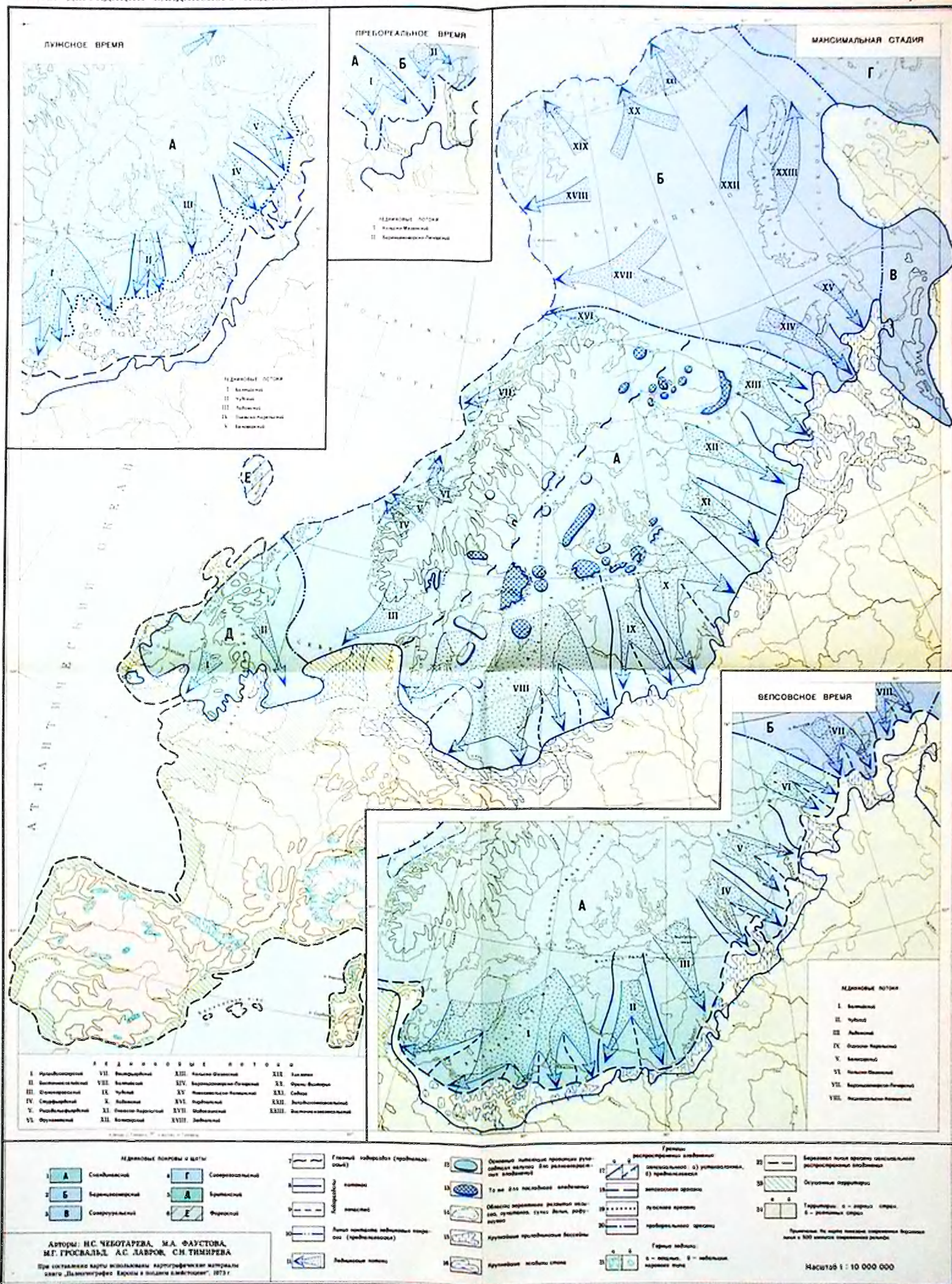
ВВЕДЕНИЕ. <i>И. П. Герасимов</i>	5	INTRODUCTION. <i>I. P. Gerasimov</i>	6
МОРСКИЕ БАССЕЙНЫ И ПОЛОЖЕНИЕ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ. <i>Н. С. Благоволин, О. К. Леонтьев, В. М. Муратов, А. Б. Островский, Г. И. Рычагов, Л. Р. Серебрянный</i>	9	SEA BASINS AND SHORELINES IN EASTERN EUROPE IN PLEISTOCENE AND HOLOCENE. <i>N. S. Blagovolin, O. K. Leontyev, V. M. Muratov, A. B. Ostrovsky, G. I. Rychagov, L. R. Se-rebryanny</i>	9
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ	16	PALEO GEOGRAPHY OF THE LATE PLEISTOCENE GLACIA-TION	16
Геохронология природных изменений ледниковой области Вос-точной Европы в валдайскую эпоху. <i>Н. С. Чеботарева, И. А. Макарычева</i>	16	Geochronology of environmental evolution within the glaciated area of Eastern Europe during the Valdai epoch. <i>N. S. Chebo-tareva, I. A. Makarycheva</i>	16
Реконструкция ледникового покрова на территории Европы (карта 1). <i>А. А. Асеев, В. В. Бронгулеев, А. К. Маккавеев</i>	27	Ice sheet reconstruction at the European territory (Map 1). <i>A. A. Aseev, V. V. Bronguleev, A. N. Makkaveev</i>	27
Оледенение континентального шельфа Европы. <i>М. Г. Гроссвальд</i>	32	Glaciation of the European continental shelf. <i>M. G. Grosswald</i>	32
Структура и динамика последнего Европейского ледникового покрова (карта 2). <i>Н. С. Чеботарева, М. А. Фаустова</i>	36	Structure and dynamics of the last European ice sheet (Map 2). <i>N. S. Chebotareva, M. A. Faustova</i>	36
Актуалистическая модель Европейского покровного ледника <i>В. Г. Ходаков</i>	48	Actualistic model of the European ice sheet. <i>V. G. Khodakov</i>	48
Моделирование процессов движения и теплообмена в ледни-ковом покрове. <i>И. А. Зотиков</i>	63	Modelling of movement and heat exchange processes within ice sheet. <i>I. A. Zotikov</i>	63
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПЕРИГЛЯ-ЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ	67	PALEO GEOGRAPHY OF THE LATE PLEISTOCENE PERIGLA-CIAL AREA	67
Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциаль-ной области. <i>А. А. Величко</i>	67	Periodization of the Late Pleistocene events within the limits of periglacial area. <i>A. A. Velichko</i>	67
Позднеплейстоценовые лессы и их распространение (карта 3) <i>А. А. Величко, Т. А. Халчева</i>	70	Late Pleistocene loesses and their spatial distribution (Map 3). <i>A. A. Velichko, T. A. Khalcheva</i>	70
Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее раз-вития (карты 4, 5, 6). <i>А. А. Величко, В. В. Бердников, В. П. Нечаев</i>	74	Reconstruction of the permafrost zone and stages of its evolu-tion (Maps 4, 5, 6). <i>A. A. Velichko, V. V. Berdnikov, V. P. Ne-chaev</i>	74
Почвенный покров микулинского межледниковья и брянского интервала (карты 7, 8). <i>А. А. Величко, Т. Д. Морозова</i>	81	Soil cover of the Mikulino Interglacial and Bryansk warm inter-val (Maps 7, 8). <i>A. A. Velichko, T. D. Morozova</i>	81
Растительность Европы в позднем плейстоцене (карты 9, 10, 11). <i>В. П. Гричук</i>	92	Vegetation of Europe during Late Pleistocene (Maps 9, 10, 11). <i>V. P. Grichuk</i>	92
Терофауна позднего валдая (карты 12, 13). <i>А. К. Маркова</i>	109	Late Valdai mammal fauna (Maps 12, 13). <i>A. K. Markova</i>	109
Расселение человека в Европе в позднем плейстоцене (карта 14). <i>Н. Д. Праслов</i>	113	Man's distribution at the European territory in the Late Pleisto-cene (Map 14). <i>N. D. Praslov</i>	113
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТО-ЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ	115	PALEO ECOLOGICAL RECONSTRUCTIONS OF THE LATE PLEI-STOCENE AND HOLOCENE ENVIRONMENT AT THE EURO-PEAN TERRITORY	115
Изменения природной среды в позднем плейстоцене по дан-ным изучения лессов, криогенных явлений, ископаемых почв и фауны. <i>А. А. Величко, Т. Д. Морозова</i>	115	Changes in environment during the Late Pleistocene as revealed by studies of loess, cryogenic phenomena, fossil soils and fauna. <i>A. A. Velichko, T. D. Morozova</i>	115
Палеоэкологические реконструкции по палеоботаническим дан-ным. <i>В. П. Гричук</i>	120	Paleoecological reconstructions of the Pleistocene environment according to paleobotanic data. <i>V. P. Grichuk</i>	120
Растительность и ареалы ранненеолитических культур на тер-ритории Европейской части СССР в климатическом оптимуме голоцена. <i>М. И. Нейштадт, Н. А. Хотинский, Д. А. Крайнов</i>	121	Vegetation and Early Neolithic cultures areas at the European part of the USSR at the Holocene climatic optimum. <i>M. I. Neu-stadt, N. A. Khotinsky, D. A. Krainov</i>	121
Палеоэкологические реконструкции природной среды голоцена (модель современного межледниковья). <i>Н. А. Хотинский</i>	123	Paleoecological reconstructions of the Holocene environment (model of recent interglacial time). <i>N. A. Khotinsky</i>	123
О ПРИЧИНАХ РАЗВИТИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕ-НИЙ. <i>М. И. Бudyko</i>	127	ON THE CAUSES OF THE PLEISTOCENE GLACIATIONS DE-VELOPMENT. <i>M. I. Budyko</i>	127
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕДНЕГО КЛИМАТИЧЕ-СКОГО МАКРОЦИКЛА И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИ-РОДНОЙ СРЕДЫ. <i>А. А. Величко</i>	131	MAIN FEATURES OF THE LAST CLIMATIC MACROCYCLE AND THE PRESENT STATE OF THE ENVIRONMENT. <i>A. A. Ve-lichko</i>	139
ЛИТЕРАТУРА	144	REFERENCES	144
ПРИЛОЖЕНИЕ	152	SUPPLEMENT	152

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Столбец	Строка	Напечатано	Должно быть
34	правый	5 сн.	базисах	оазисах
68	В таблице 5		Графа «мезинский почвенный комплекс (штил-фрид А)» относится также к «крутицкой почвенной фазе».	
75	правый	34 сн.	структурных	аструктурных
75	правый	25 сн.	(рис. 30, 32)	(рис. 30)
80	левый	22 сн.	0,3—1,0 мм	0,3—1,0 см
93	левый	рис. 53 4 св.	$l + hQ_{III}^4 M_{ih}$	$l + hQ_{III}^4 M_{ih}$
	левый	6 св.	glQ_{III}^4	glQ_{III}^4
	правая	1 св.	VII	—
	правая	2 св.	VI	VII
	правая	3 св.	—	VI
94	левый	45 св.	M_8	M_{8a}
121	правый	37 св.	редкостными	редкостойными
153	правый	11 св.	80. Кузькина Юра	80. Кузькина гора

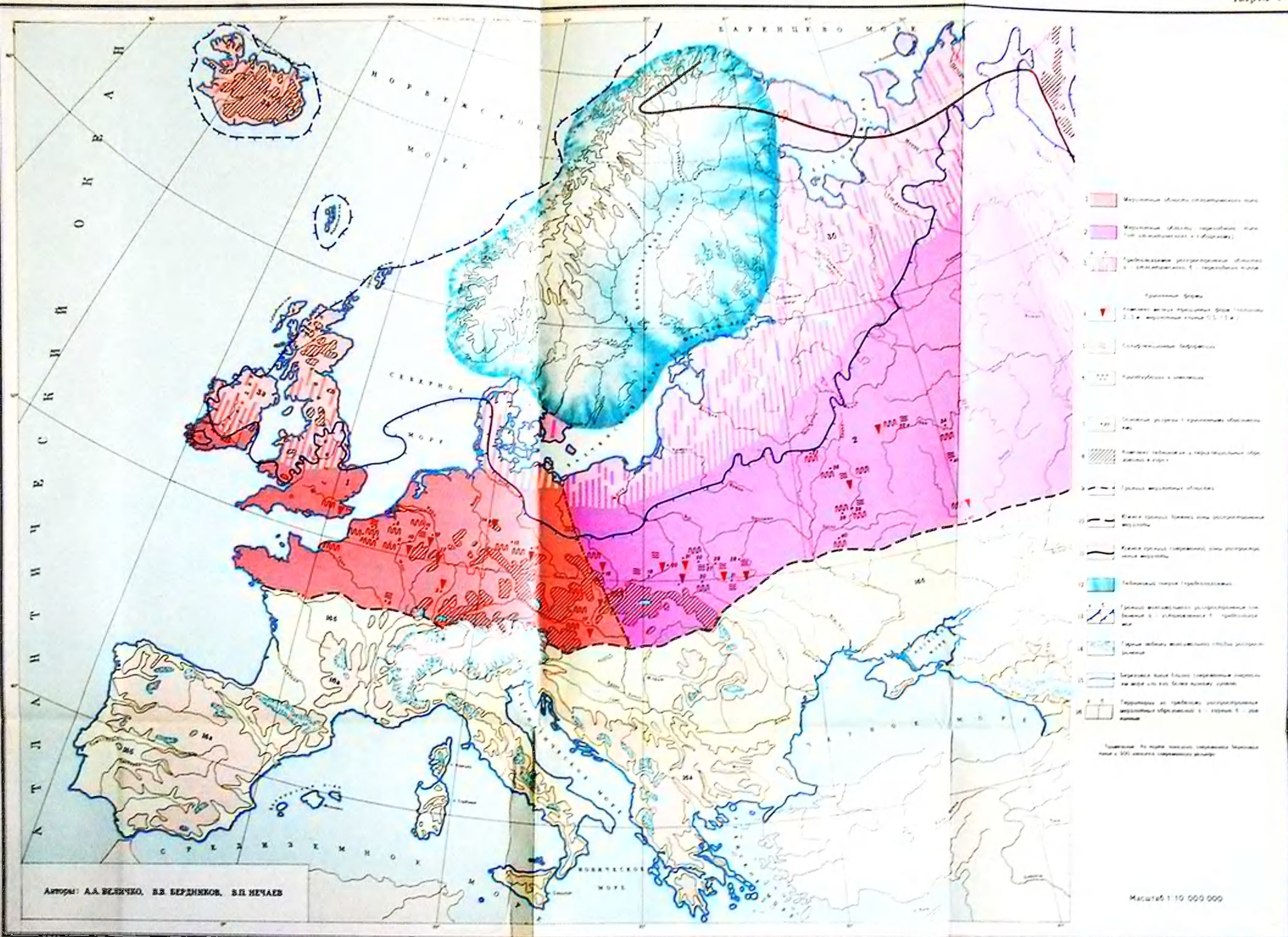
Палеогеография Европы за последние 100000 лет.
Заказ № 388

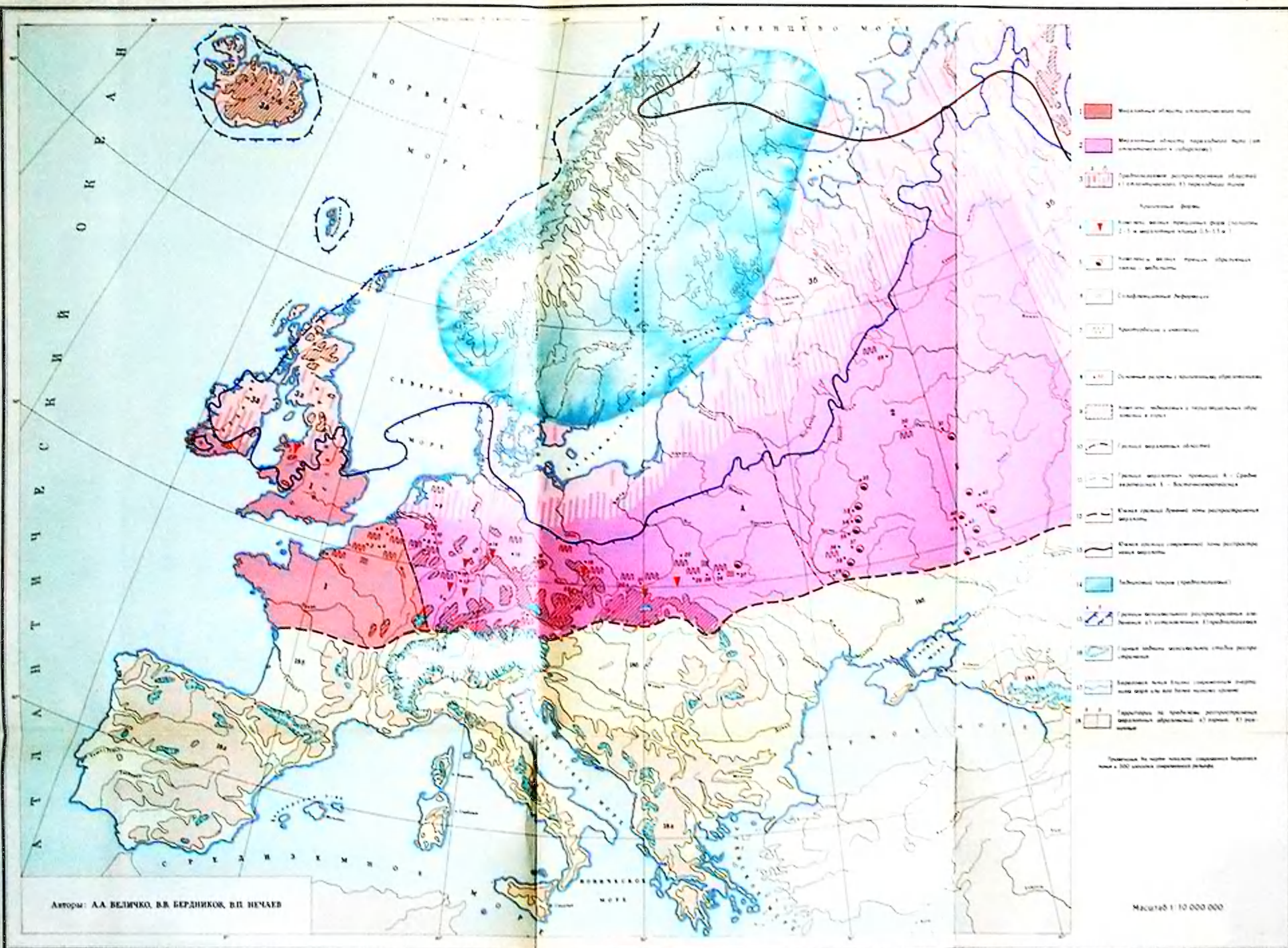


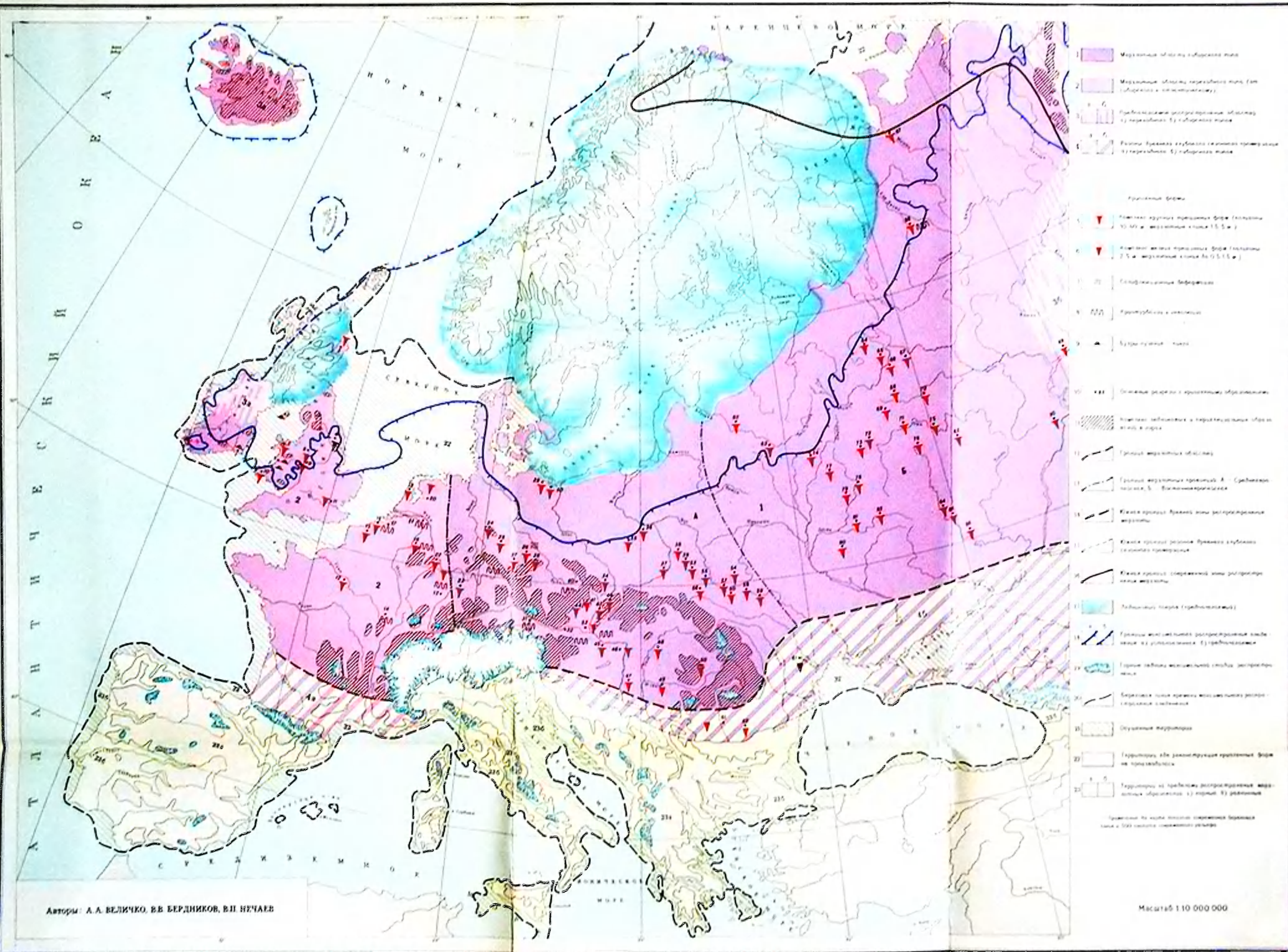


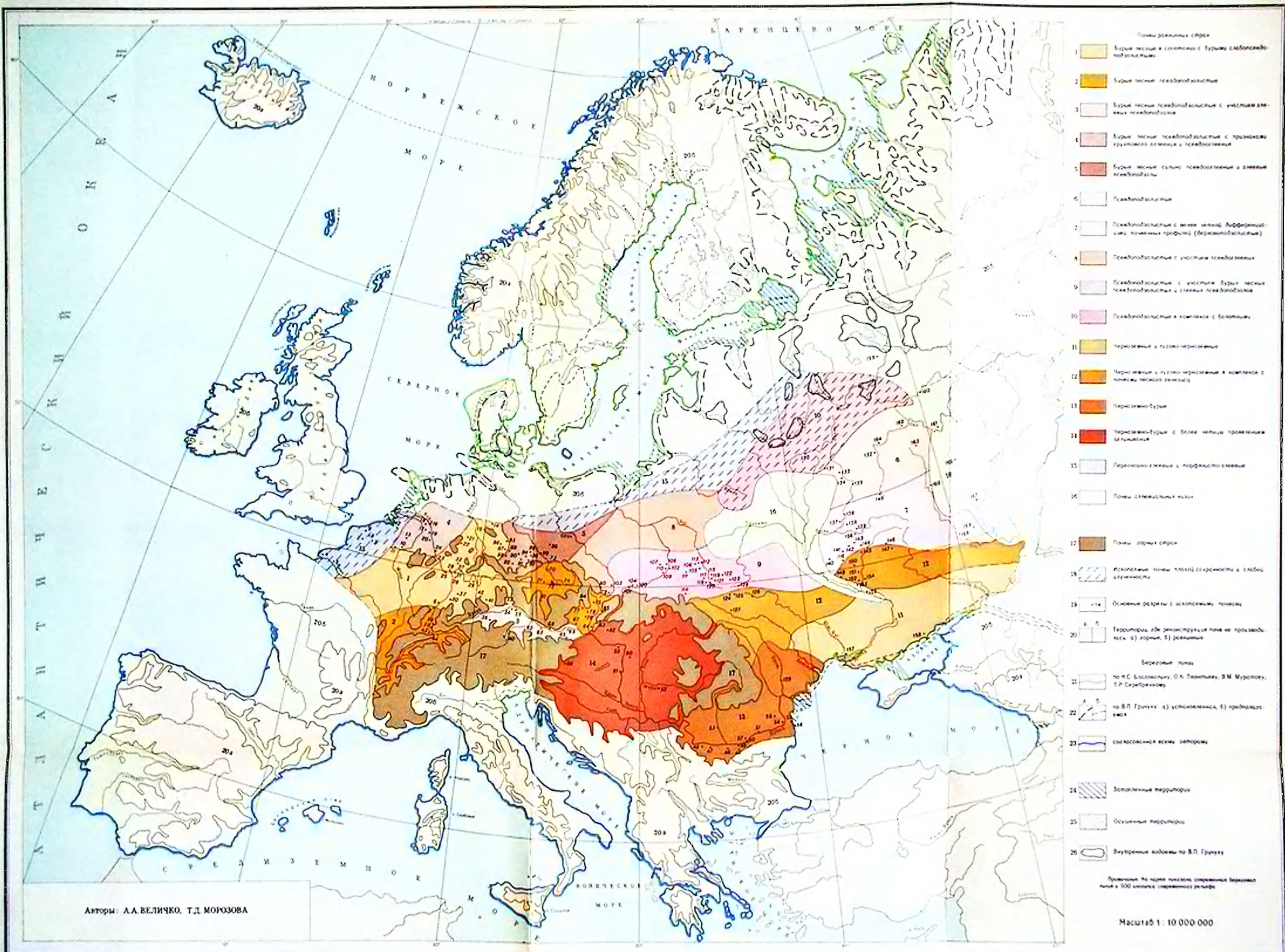


Одобрено и издано на Республиканской конференции специалистов «Автоматизация»
Заказ 274, Тираж 1000 экз. Подписано в печать 27/VI/1979 г.
16-10750
© Издатель СССР 1979 г.





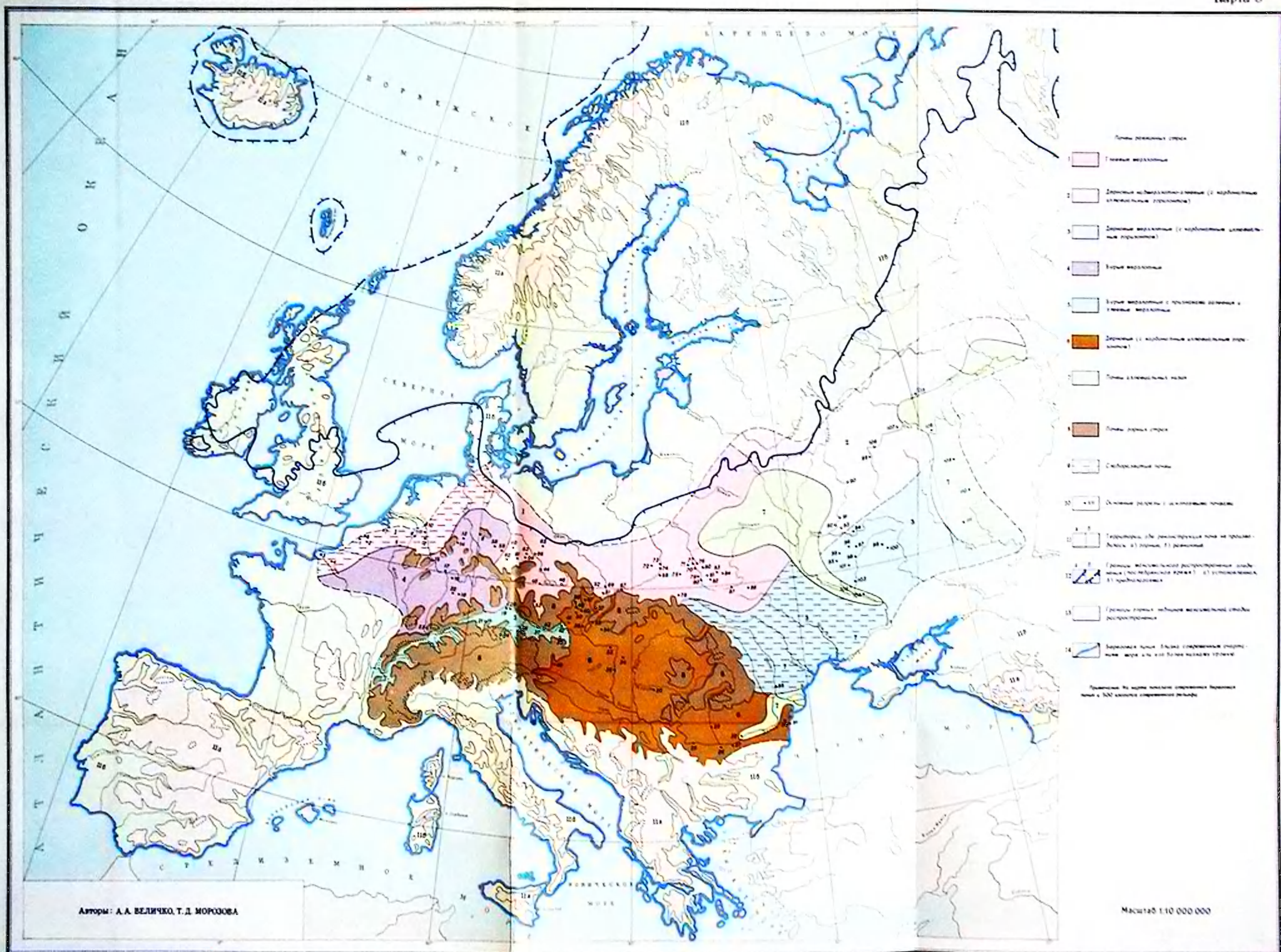


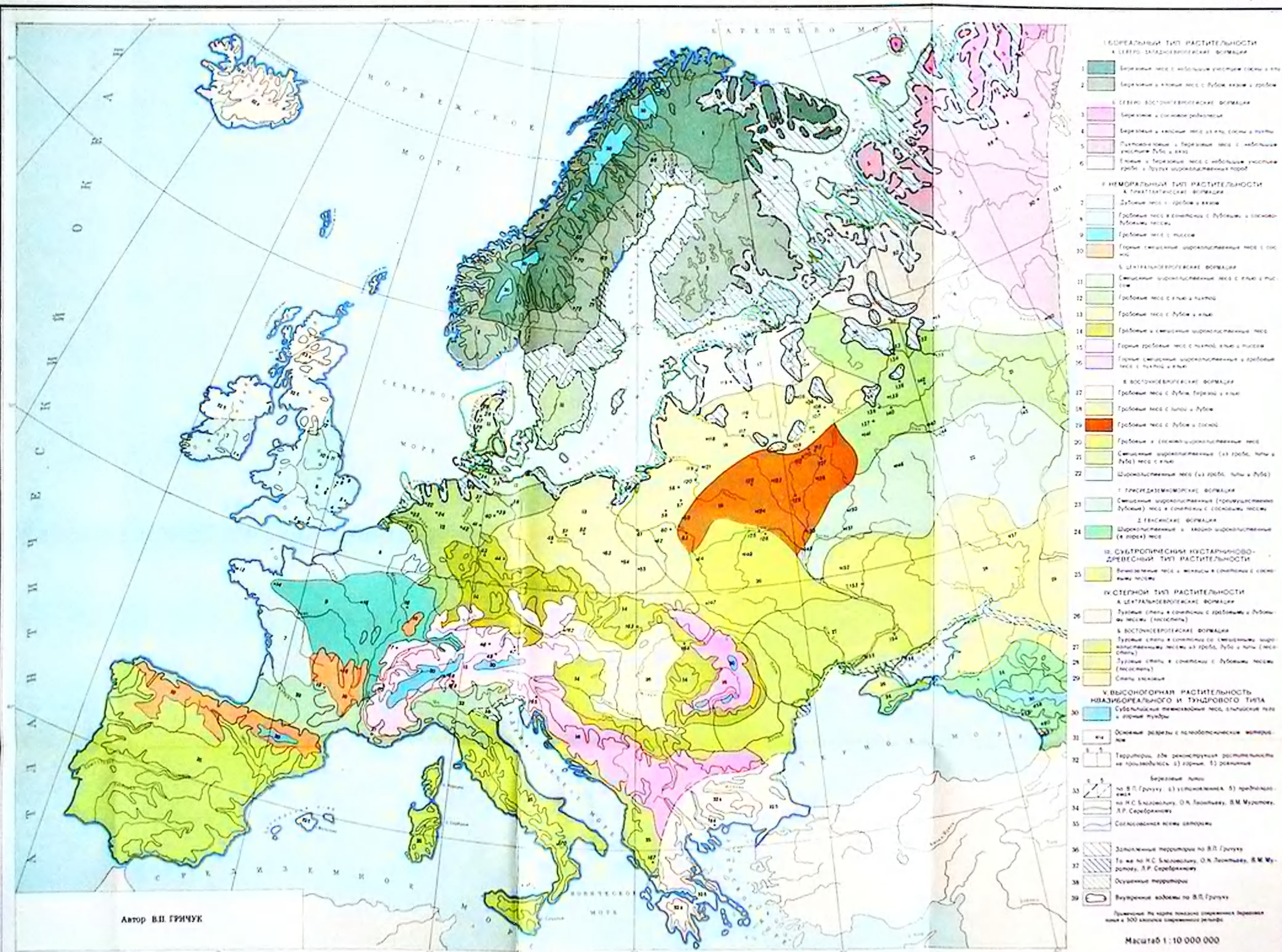


- Почвы развиты слабо
1. Бурые лесные в сочетании с бурыми слабоподзолистыми
 2. Бурые лесные подзолистые
 3. Бурые лесные подзолистые с участками элювиальных подзолистых
 4. Бурые лесные подзолистые с признаками грубого элювия и подзолистые
 5. Бурые лесные сильно подзолистые и элювиальные подзолистые
 6. Подзолистые
 7. Подзолистые с более низкой дифференциацией почвенных профилей (буроземно-подзолистые)
 8. Подзолистые с участками подзолистых
 9. Подзолистые с участками бурых лесных подзолистых и элювиальных подзолистых
 10. Подзолистые в комплексе с болотными
 11. Черные и темно-серые
 12. Черные и темно-серые в комплексе с элювиальными лесными
 13. Черземно-бурые
 14. Черземно-бурые с более низкой дифференциацией почвенных профилей
 15. Параллельно-элювиальные и торфяно-элювиальные
 16. Почвы скарпированных холмов
 17. Почвы горных степей
 18. Исключенные почвы низкой сохранности и слабой изученности
 19. Основные разрывы с исключенными почвами
 20. Территории, где реконструкция почв не производится: а) горные, б) размытые
- Береговые почвы
21. по Н.С. Власову, О.Н. Леонтьеву, В.М. Муромову, Г.Р. Сергеевскому
 22. по В.П. Гринчуку: а) элювиальные, б) подзолистые
 23. согласно всем авторам
 24. Залитые территории
 25. Осушенные территории
 26. Внутренние водоемы по В.П. Гринчуку

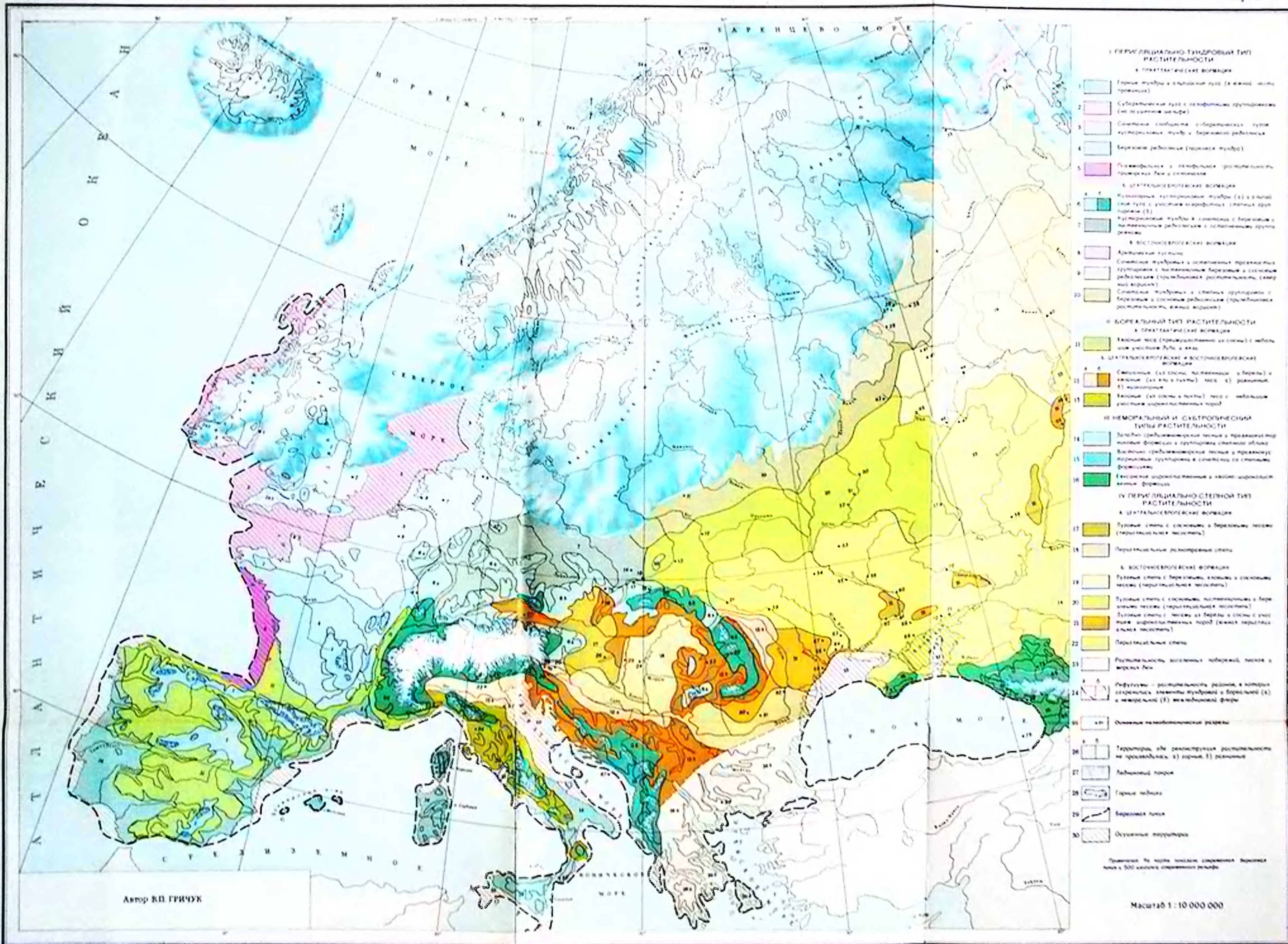
Авторы: А.А. ВЕЛИЧКО, Т.Д. МОРОЗОВА

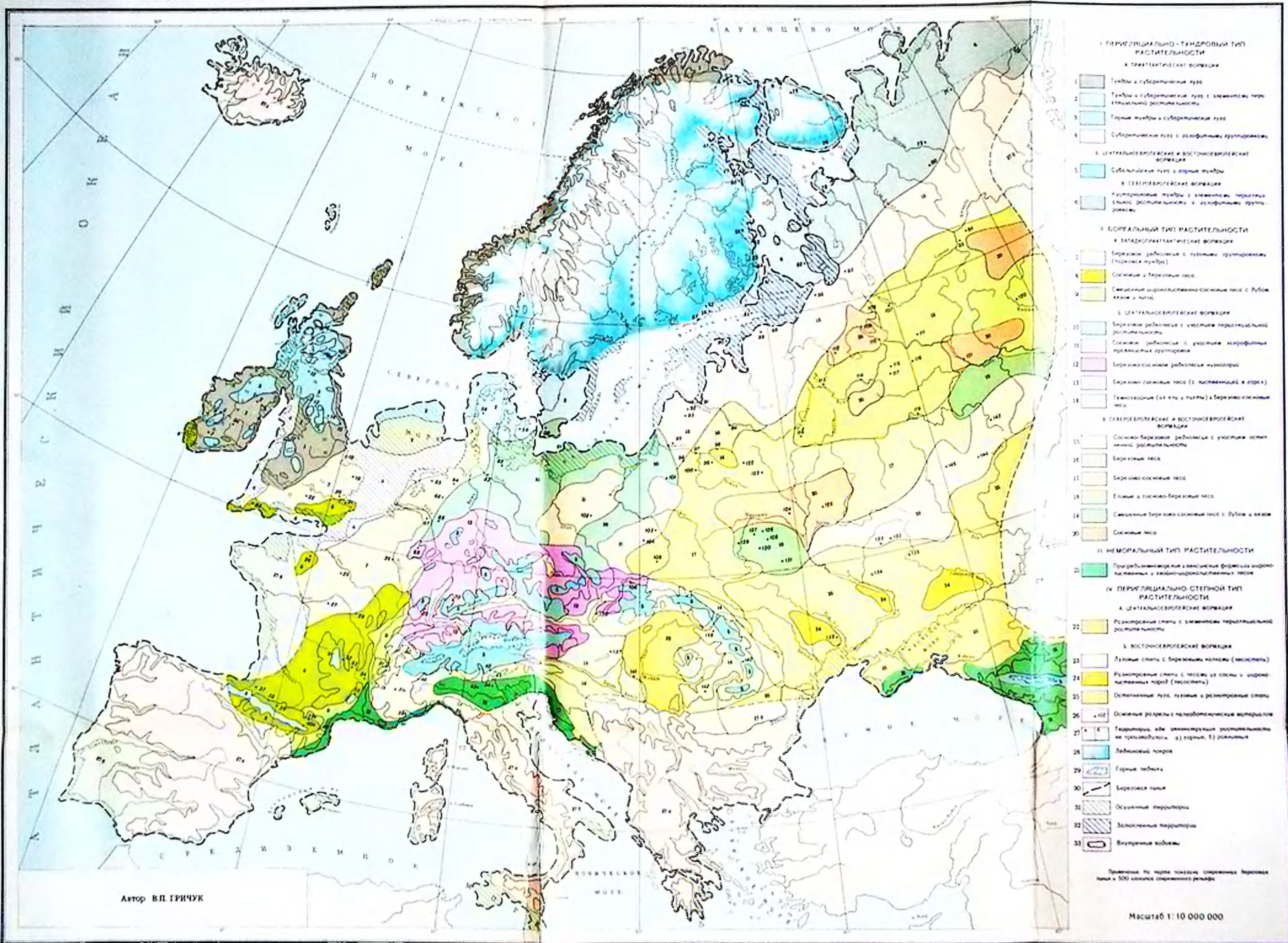
Масштаб 1:10 000 000



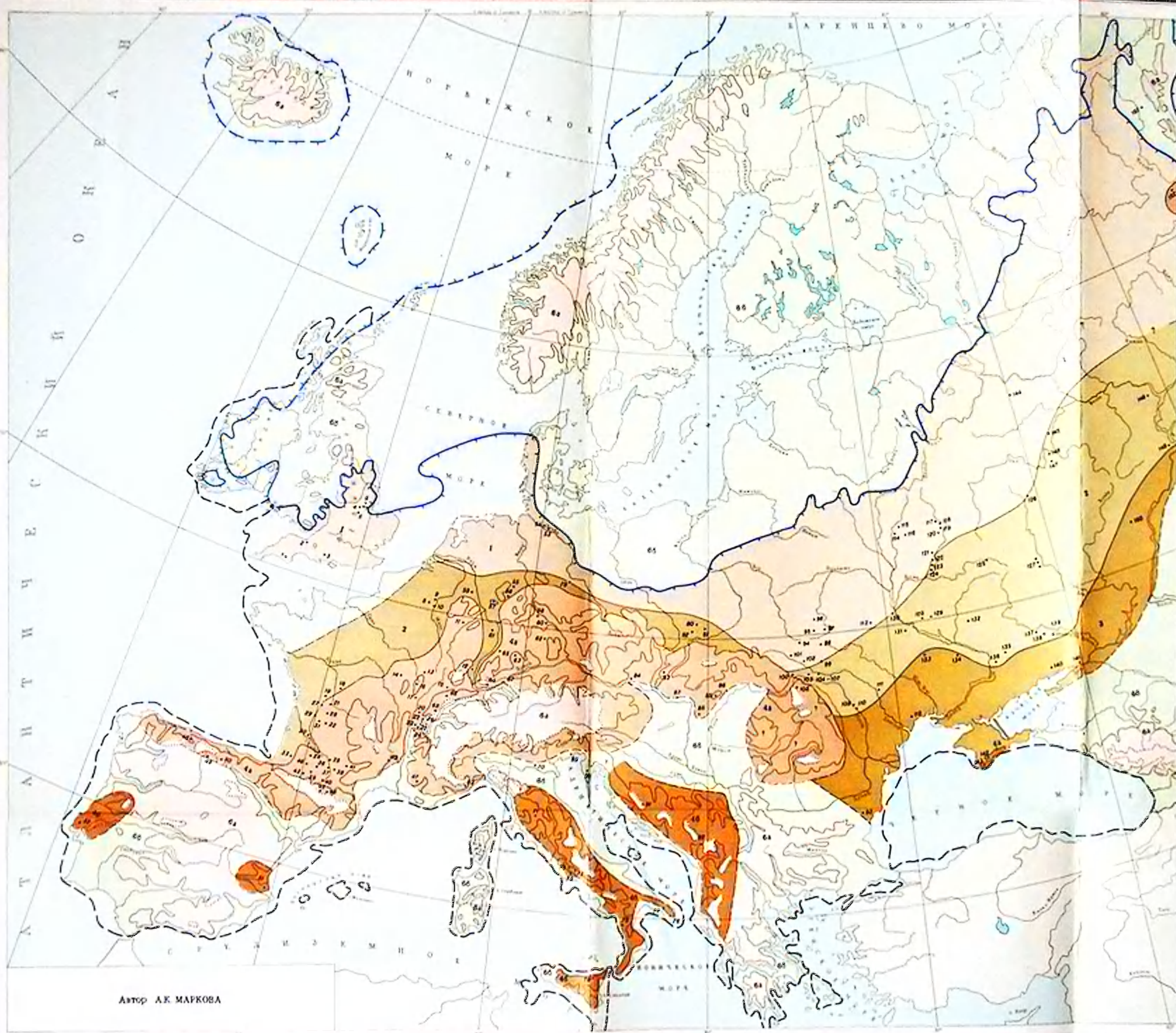


Автор В.П. ГРИНЧУК





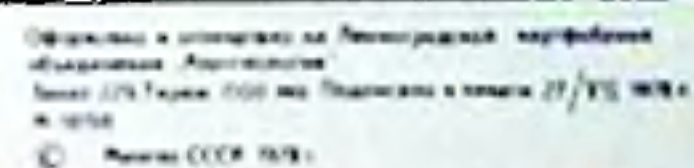
- I. ПЕРИГЛАЦИАЛЬНО-ТУНДРОВЫЙ ТИП РАСТИТЕЛЬНОСТИ**
А. ТИПАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
1. Тундры и субарктические луга
 2. Тундры и субарктические луга с элементами периглациальной растительности
 3. Горные тундры и субарктические луга
 4. Субарктические луга с эдификаторными группировками
- Б. ЦЕНТРАЛЬНОЕВРОПЕЙСКИЕ И ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
5. Субальпийские луга и горные тундры
 6. Русторные тундры с элементами периглациальной растительности и эдификаторными группировками
- II. БОРЕАЛЬНЫЙ ТИП РАСТИТЕЛЬНОСТИ**
А. ЗАПАДНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
7. Березовые редколесья с луговыми группировками (подлесок тундры)
 8. Сосновые и березовые леса
 9. Смешанные широколиственно-сосновые леса с дубом, кленом и липой
- Б. ЦЕНТРАЛЬНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
10. Березовые редколесья с участками периглациальной растительности
 11. Сосновые редколесья с участками широколиственных породных группировок
 12. Березово-сосновые редколесья низовий
 13. Березово-сосновые леса (с участием ели в горах)
 14. Темнохвойные (ель или пихта) и березово-сосновые леса
- В. СЕВЕРОЕВРОПЕЙСКИЕ И ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
15. Сосново-березовые редколесья с участками елово-березовых редколесий
 16. Березовые леса
 17. Березово-сосновые леса
 18. Еловые и сосново-березовые леса
 19. Смешанные березово-сосновые леса с дубом и кленом
 20. Сосновые леса
- III. НЕМОРАЛЬНЫЙ ТИП РАСТИТЕЛЬНОСТИ**
21. Прибрежно-морские и эдификаторные формы широколиственных и широколиственно-березовых лесов
- IV. ПЕРИГЛАЦИАЛЬНО-СТЕПНОЙ ТИП РАСТИТЕЛЬНОСТИ**
А. ЦЕНТРАЛЬНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
22. Разнотравные степи с элементами периглациальной растительности
- Б. ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКИЕ ФОРМАЦИИ
23. Луговые степи с березовыми насаждениями (лесостепи)
 24. Разнотравные степи с лесами из сосны и широколиственных пород (лесостепи)
 25. Остаточные луга, луговые и разнотравные степи
 26. Осиновые редколесья с палеоботаническими индикаторами
 27. Территории, где реконструкция растительности не проводилась: а) горные, б) равнинные
 28. Ледниковый покров
 29. Горные ледники
 30. Березовые пни
 31. Освоенные территории
 32. Залесенные территории
 33. Внутренние воды



- ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ
- 1 Тундра и степные олени
 - 2 Тундра и степные олени с лесными оленями
 - 3 Степные олени и северные олени
 - 4 Олени, распространенные в степи и тундрах: а) с лесными оленями, б) без лесных оленей
 - 5 Места обитания оленей и северных оленей
 - 6 Территории, где реконструкция распространения млекопитающих не проводилась: а) олень, б) северный олень
 - 7 Границы максимального распространения млекопитающих: а) установленные, б) предполагаемые
 - 8 Границы степной фауны максимального степного распространения
 - 9 Границы фауны позднего Валдая
- Примечание: По карте можно определить границы распространения млекопитающих в 500 километрах современного рельефа.

Автор А.К. МАРКОВА

Масштаб 1:10 000 000



КАРТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КЛИМАТА
НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ В МИКУЛИНСКОЕ (ЭЕМСКОЕ) МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Составители: О. К. Борисова, А. А. Величко, В. П. Гричук, Е. Е. Гуртовая, Э. М. Зеликсон

- а) Температуры июля, реконструированные значения
б) То же, отклонения от современных значений
в) Температуры января, реконструированные значения
г) То же, отклонения от современных значений
д) Годовая амплитуда температур, реконструированные значения
е) То же, отклонения от современных значений
ж) Длительность безморозного периода, реконструированные значения
з) То же, отклонения от современных значений
и) Сумма осадков за год, реконструированные значения
к) То же, отклонения от современных значений
1 — номера пунктов с находками ископаемой флоры, использованными для палеоклиматических реконструкций, а — пункты отбора проб, б — палеоклиматические показатели; 2 — береговая линия (по «Международной карте четвертичных отложений Европы» в масштабе 1 : 2 500 000, ВСЕГЕИ, 1969—1970, листы 3 и 7, и по «Карте четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий» в масштабе 1 : 1 500 000, редактор И. И. Краснов, 1974) 3 — береговая линия по Н. С. Благоволу, О. К. Леонтьеву, В. М. Муратову, Л. Р. Серебряному. Пункты находок ископаемой флоры. Авторы определений:
1. Шорталстаун (Shortalstown). Colhoun E. A., Mitchell G. F. Interglacial marine formation and late-glacial fresh-water deposits in Shortalstown and Wexford. — Proc. Roy. Irish. Acad. B, 1971, vol. 71, N 15.
 2. Реттон (Wretton). Sparks B. W., West R. G. Late Pleistocene deposit at Wretton, Norfolk. 1. Ipswichian interglacial deposits. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1979, 13, N 258, p. 1.
 3. Рессон (Resson). Depap G. Le monde des plantes à l'apparition de l'Homme en Europe occidentale. — Ann. Soc. sci. Bruxelles, 1928, t. 48, N 2.
 4. Гран Пиль (Grande Pile). Weillard G. Recherches palynologiques sur le Pleistocene dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — Acta geogr. Lovaniensia, 1975, t. 14.
 5. Мейрап (Meyrarques). Saporta G. Note sur les plantes fossiles de la Provans. — Bull. séances Soc. Vand. Sci. Nat. 1860, t. 6. G. Saporta. Sur les tufs quaternaires des Auladades et de la Viste. — Bull. Soc. géol. France, 1864, t. 21. Fritel P. H. Remarques sur le flora quaternaire du Midi de la France et des environs de Paris. — Bull. Mus. hist. nat. Paris, 1920, t. 26, 7.
 6. Пианико-Селлери (Pianico-Sellere). Lona F., Venzo S. La station interglaciaire de Pianico-Sellere. Presso l'istituto botanico d. In-to di Ferenze. Ferenze, 1957.
 7. Иоаннина (Ioannina). Bottema S. Late Quaternary history of North. West Greece. Groningen, 1974.
 8. Камчия (Kamchia). Bozhilova E., Djankova M. Vegetation development during the Eemian in the North Black Sea region. — Fitologija, 1976, vol. 4.
 9. Ли́а (Liá). Мамацашвили Н. С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975.
 10. Ле́вэни́ми (Leveänlemi). Lundqvist J. The interglacial deposit at the Leveänlemi mine, Svappavaara, Swedish Lappland. — Sver. geol. unders., 65, 1971, 4.
 11. Болнес (Bollnäs). Andersen S. Th. Vegetation and its environment in Denmark. — Dan. geol. unders. 1971, Rk. 2, 75.
 12. Фьёсангер (Fjosanger). Mangerud J. Interglacial sediments at Fjosanger near Bergen, with the first Eemian pollen spectra from Norway. — Norsk geol. tidsskr., 1970, bd. 50, 2.
 13. Гельголанд (Helgoland). Behre K.-E. Die Flora des Helgolander Süßwasser-Tocks, eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. — Flora, 1970, Bd. 159.
 14. ~~Остерванна (Osterwanna). Behre K.-E. Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna (Niedersachsen). — Geol. Jahrb. A., 1974, Bd. 18.~~
 15. Швиндебек (Schwindebeck). Behre K.-E. Pollen und diatomeenana-

- litische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgur lagern der Luneburger Heide. — Flora, 1962, Bd. 152.
16. Цайфен (Zeifen). Jung W., Beug H.-J., Dehm R. Das Riss-Würm Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen an d. Salzach. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., 1972, N 151.
 17. Оберфеллабрюн (Oberfellabrün). Frenzel B. Zur Pollenanalyse von Lössen. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1964, Bd. 15.
 18. Калиска (Kaliska). Janczyk-Kopikowa. Z. Flora interglacialu eemskiego w Kaliskiej kolo Chodza na Kujavach. — Biul. Inst. geol. 187. W-wa, 1965, t. 11.
 19. Накло (Naklo). Noryskiewicz B. Interglacial eemski w Nakle nad Notecia, Acta palaeobot., 1978, XIX (I).
 20. Гловчин (Glowczyn). Nihlewski J. Interglacial eemski w Glowczynie kolo Wyszogrodu. — Monogr. bot., 1968, t. XXVII.
 21. Юзефов (Jozefow). Sobolewska M. Wyniki badan paleobotanicznych nad eemskimi osadami z Jozefowa na Nyzynie Lodzkiej. — Biul. Peryglacjalny, 1966 t. 15.
 22. Отапы (Otapu). Bifner K. Flora interglacialna w Otapach. — Biul. Inst. geol., 1956, t. 100.
 23. Гура Кальвария (Gora Kalvaria). Sobolewska M. Flora interglacialu eemskiego z Gory Kalvarii. — Biul. Inst. geol., 1961, t. 169.
 24. Гановце (Ganovce). The interglacial flora in Ganovce travertines in Eastern Slovakia (Czechoslovakia). — Acta Biol. sci., 1958, I, 1.
 25. Святоносский залив (Svjatynoskij zaliv). Никонов А. А., Вострухина Т. М. К стратиграфии антропогена северо-восточной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 4.
 26. Архангельск (Arkhangelsk). Плешинцева Э. С. Палинологическая характеристика опорного разреза осадков бореальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области (район северо-Двинской впадины): Палинология плейстоцена. М.: Ин-т географии АН СССР, 1972.
 27. Петрозаводск (Petrozavodsk). Девятова Э. И., Старова Н. Н. Верхне-четвертичная история онежской и ладожской котловин по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. — В кн.: История озер. Вильнюс, 1970.
 28. Суводь (Suvod'). Иванова Н. Г. Опыт датирования аллювиальных отложений р. Вятки и реконструкция растительности по палинофлористическим данным: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
 29. Якиманка (Jakimanka). Метельцева Е. П., Сукачев В. Н. Новые данные к плейстоценовой флоре центральной части Русской равнины (межледниковый торфяник во Владимирской области). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1961, т. 26.
 30. Левина Гора (Levina Gora). Горлова Р. Н. Смена растительности как компонента биогеоценозов в предпоследнее межледниковье. М.: Наука, 1968.
 31. Ильинское (Il'inskoje). Материалы Э. М. Зеликсон.
 32. Боярщина (Bojarschina). Чеботарева Н. С. Новый разрез днепровско-валдайских межледниковых отложений на р. Каспле у с. В. Боярщина: Материалы по палеогеографии. М., 1954, вып. 1.
 33. Посуди́чи (Posudichi). Гуртовая Е. Е., Фаустова М. А. О микулинском этапе формирования аллювия в бассейне среднего течения р. Десны на примере разреза у с. Посуди́чи. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 2.
 34. Се́миходы (Semikhody). Серов Д. К. Копальные торфяники в окрестностях Се́миходов в нижней течии р. Припять. — Ботан. журн. АН УССР, 1946, т. 3, № 1/2.
 35. Колоди́ев (Kolodiev). Материалы Е. Е. Гуртовой.
 36. Мироновка (Mironovka). Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде (по данным спорово-пыльцевого анализа) Киев: Наукова думка, 1970.

