РЕЛЬЕФ И СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖАНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

М 3-ДАТЕЛЬСТВО - АКАДЕМИИ НАУК-СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (INQUA)

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

. . .

SOVIET SECTION
OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION
ON THE QUATERNARY RESEARCH
(INQUA)

RELIEF AND STRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEPOSITS IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE RUSSIAN PLAIN

PUBLICATION
FOR THE SIXTH CONGRESS OF INQUA
WARSAW
1961

PUBLISHING HOUSE
OF THE AGADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Moscow 1964

РЕЛЬЕФ И СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

К VI КОНГРЕССУ INQUA В ВАРШАВЕ 1961

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР Москва 1961 3PP(2) P369

Ответственный редактор $\partial o \kappa mop$ географических наук K.~K.~M~A~P~K~O~B

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы стратиграфии четвертичных отложений обсуждаются в печати уже в течение десятилетий, но, несмотря на это, трудно найти область геологической пауки, в которой существовало бы больше разногласий вомнениях.

Учитывая такое положение, авторы настоящей монографии поставили своей целью обобщить накопившийся за последние годы материал исследований, проводившихся в этом направлении в северо-западной части Русской равнины с тем, чтобы внести возможную ясность в вопросы, остающиеся до настоящего времени дискуссионными. Выбор района определялся тем, что эта часть Европейской территории СССР является классической областью развития ледниковых и межледниковых отложений. Кроме того, в отношении палеогеографической обстановки и развитых в ее пределах четвертичных отложений она сходна с территориями Польши, Северо-Германской низменности и Скандипавии, что позволяет провести сопоставление стратиграфических схем, применяемых в различных странах.

Важное значение имело обобщение данных геологических съемок северо-запада Русской равнины. Эта работа выполнялась Институтом географии Академии наук СССР совместно с Геологическими управлениями дентральных и северо-западных районов при участии сотрудников Лепинградского государственного университета, под общим руководством К. К. Маркова. Одновременно с этой работой Институт географии, начиная с 1957 г., проводил на той же территории полевые исследования. Кроме обзорных маршрутов и изучения разрезов с межледниковыми отложениями, велись детальные работы, в том числе геоморфологическое картирование наиболее интересных участков, выбранных в качестве ключевых, изучение которых имело значение для решения общих вопросов, касающихся уточнения границы максимального распространения валдайского ледника, правомочности выделения калининского оледенения, отличия краевых зон, созданных активным и пассивным льдом верхнеплейстоценовых оледенений и др. Разрабатывалась также стратиграфия четвертичных отложений (и прежде всего лёссов) перигляциальной зоны, примыкающей к районам оледенения северо-запада Русской равнины, и проводилось сопоставление ледниковых и перигляциальных отложений. Это позволило значительно уточнить существующие представления и добиться единогласия почти по всем вопросам палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины (например, по вопросу о калининском оледенении, о пижней границе голоценовых отложений и др.). Однако в связи с недостаточностью имеющихся в настоящее время материалов в отношении расчленения отложений верхнего плейстоцена полного единогласия достигнуть все же не удалось, и в настоящей работе, как в тексте, так и в стратиграфической схеме, нашли отражение два различных мнения.

Предлагаемая вниманию читателя монография включает иять разделов. В первом из них освещается история изучения четвертичных отложений рассматриваемой территории с выявлением расхождений во взглядах различных авторов. Далее следует раздел об ископаемых флорах. Он предпослан региональному описанию строения четвертичной толщи северовапада Русской равнины. Находки фауны млекопитающих здесь очень редки и относятся главным образом к верхнепалеолитическому комплексу, поэтому в качестве палеонтологической основы стратиграфического расчленения четвертичных отложений могут быть использованы только палеоботанические материалы. Затем помещен раздел, в котором приводятся данные об условиях залегания известных на описываемой территории палеолитических стоянок, с определением их возраста и стратиграфического значения. Завершается монография разработанной авторами стратиграфической схемой и картой четвертичных отложений, обобщающей новейшие литературные и полевые материалы.

Авторы надеются, что проведенная ими работа внесет ясность в некоторые спорные вопросы, поможет оценить состояние изученности четвертичных отложений и тем самым облегчит выбор дальнейшего направления исследований в этой области.

История изучения древнего оледенения в северо-западной части русской равнины

Изучение четвертичных отложений в северо-западной части Русской равнины приобрело большое значение еще в середине прошлого столетия. На основе этих исследований сформировались представления о древнем материковом оледенении, получившие отражение в трудах К. Ф. Рулье (Rouillier, 1844), Г. Е. Щуровского (1856), Ф. Б. Шмидта (1871) и, наконец, П. А. Кропоткина (1874).

Основы стратиграфии четвертичных отложений на этой территории были заложены в связи с изучением Троицкого обнажения под Москвой, которое было найдено К. Ф. Рулье, А. Восинским, Г. Фриэрсом и И. Б. Ауэрбахом. В сообщении К. Ф. Рулье (Rouillier, 1844) описывается горизонт диатомита (инфузорной земли), мощностью 1,5 м, залегающий на высоте 1,2 м над урезом р. Москвы, близ с. Троицкого. В тонких серозеленых прослоях диатомита было найдено много остатков рыб, растений, надкрылий жуков, по типу почти не отличающихся от современных. Горизонт диатомита покрыт аллювием и подстилается железистым песчаником. К. Ф. Рулье предлагал отнести инфузорпую землю Троицкого обнажения к вновь выделенному Ляйеллем плиоцену. В 1847 г. он опубликовал сообщение о находке в этой толще скелета «мамонта» (по определению М. В. Павловой, вероятно, Elephas trogontherii Pohl.).

Развитие ледниковой теории сопровождалось многочисленными дискуссиями. Первоначально большинство исследователей придерживалось мнения о существовании одного оледенения. Однако еще в 90-х годах Н. А. Криштафович (Kristafowitsch, 1890) отметил межледниковый характер прослоев диатомита у с. Троицкого. В одной из его более поздних работ (Криштафович, 1896) сообщалось о распространении в Литве и Белоруссии двух самостоятельных моренных горизонтов, резко разграниченных межледниковыми образованиями. В то же время другие исследователи (Гедройц, 1895) пришли к выводу о наличии на северо-западе Русской равнины трех самостоятельных моренных горизонтов.

В конце XIX— начале XX в. особенно большое значение имели следующие работы: описание ладожских стоянок А. А. Иностранцева (1882), кашитальные исследования С. Н. Никитина по четвертичной геологии Валдайской возвышенности, первые гляциально-морфологические исследования А. Б. Миссуны (1899), концепция неригляциальных ландшафтов и образования лёсса, выдвинутая П. А. Тутковским (1899), работа К. Р. Кунфера (Кирffer, 1903), впервые охарактеризовавшего ископаемые арктические флоры, и появившееся в 1904 г. описание разреза межледниковых отложений у г. Лихвина (ныне т. Чекалина). Открытие этого разреза является заслугой Н. Н. Боголюбова (1904, 1907). Первые определения ископаемых растительных остатков из этого обнажения были сделаны В. Н. Сукачевым (1907, см. также Sukatscheff, 1908).

В результате проводившихся в последующие годы исследований представления о стратиграфии четвертичных отложений получили значительное развитие. Исследователями был предложен ряд схем расчленения этих отложений на территории северо-западной части Русской равнины.

В 20-х годах появились первые работы Г. Ф. Мирчинка (1920, 1928а, б). Неоднократно выступая в печати по основным вопросам четвертичной геологии, Г. Ф. Мирчинк доказывал, что на западе Европейской территории СССР было три оледенения, синхронные миндельскому, рисскому и вюрмскому оледенениям Альп. Большое значение имело участие в его исследованиях палеоботаника В. С. Доктуровского, систематически изучавшего растительные макроостатки и пыльцу, обнаруженные в межледниковых отложениях (разрез у д. Потылихи под Москвой и др.). Для обоснования границ оледенений Г. Ф. Мирчинк (1928а, 6; 1930, 1933а, 1936, 1940а) пироко использовал стратиграфические данные. Этому исследователю принадлежит большая заслуга в изучении новейших тектонических движений. археологических стоянок и погребенных почв; результаты этих исследований, проводившихся в бассейне верхнего Днепра, привлекались им с целью решения стратиграфических задач (1933б, 1936, 1940а). Г. Ф. Мирчинк проявлял большой интерес к исследованию наименее изученных и наиболее спорных проблем стратиграфии четвертичных отложений, в частности, он много занимался исследованием миндель-рисских междедниковых отдожений (Мирчинк, 1940б).

В 20-х годах Д. Н. Соболев выступил с широкой трактовкой перигляциальной проблемы. Он обосновал выделение перигляциальной провипции с лёссом, щебневыми россыпями и следами процессов солифлюкции, причем эта провинция располагалась южнее Северо-Европейской гляциальной провинции (Соболев, 1924, 1925). Д. Н. Соболев первый выдвинул понятие о перигляциальной формации, хотя и ссылался только на ее эоловый генезис. У Д. Н. Соболева (1924) можно встретить термины «перигляциальный комплекс», «перигляциальная эоловая формация». Термин «перигляциальная формация» вновь был предложен Г. И. Горецким (1958).

Изучение растительных остатков, встречающихся в четвертичных отложениях, приобрело важное значение для реконструкции древних ландшафтов. Методика макро- и микропалеоботанических исследований за последние десятилетия шагнула далеко внеред. На первое место выдвинулся спорово-пыльцевой анализ, который первоначально использовался для изучения ископаемой флоры торфяников. В 20-х годах были опубликованы первые работы по стратиграфии торфяных болот северо-западных райопов Русской равнины, основанные на данных спорово-пыльцевого анализа (Д. А. Герасимов, М. И. Нейштадт, П. Томсон). Постепенно область применения этого метода расширилась, и он стал применяться для изучения осадочных пород разного возраста и генезиса, превратившись в общепризнанный метод палеогеографических исследований. Развитие палеоботанических методов и их применение в четвертичной геологии и палеогеографии во многом связаны с идеями выдающихся ученых В. Н. Сукачева В. С. Доктуровского. Их работы (Dokturowsky, 1929; Доктуровский, 1930. 1931, 1937; Sukačev, 1928; Сукачев, 1936, 1938 и др.) послужили основой для дальнейших исследований советских палеоботапиков-четвертичников.

В 1926 г. появилась большая работа С. А. Яковлева о четвертичных отложениях окрестностей Ленинграда. В ней выдвигалось положение о наличии под Ленинградом трех горизонтов морены, из которых два нижних разделены мерекими межледниковыми слоями. С. А. Яковлев нашел и описал под Ленинградом ископаемые полярные флоры. Он разработал подробную схему послеледниковой истории окрестностей Ленинграда, которая, однако, потребовала пересмотра. В том же году вышла в свет монография Н. Н. Соколова по истории развития долины Волхова и котловины оз. Ильмень. Эта

монография заложила основы современных представлений о влиянии дреь него рельефа на развитие ледникового рельефа и озер. С 1928 г. К. К. Марков и И. И. Краснов (Markov, Krasnov, 1930) изучали ленточные отложения окрестностей Ленинграда. Осуществив привязку к абсолютной геохронологической шкале, разработанной в Финляндии, они установили время освобождения Приневской низменности от ледникового покрова и абсолютный возраст полярной флоры этого района. К. К. Марков (1931а) опубликовал монографию о послеледниковой истории северо-западной части Ленинградской области, а затем расширил исследования на восток до Онежского озера (Марков, 19316; Марков и др., 1934).

В копце 20-х годов В. Н. Сукачев (Sukačev, 1928) опубликовал статью об определении макроостатков древесных растений из разреза диатомитов у с. Троицкого. В этой же работе была помещена пыльцевая диаграмма, полученная А. Егоровой, свидетельствовавшая об обнаружении пыльцы пихты в этих озерных осадках. На основании имевшихся дапных В. Н. Сукачев высказал мнение о более молодом возрасте флоры из Троицкого обна-

жения по сравнению с лихвинской флорой.

Ряд работ по стратиграфии четвертичных отложений в северо-западной части Русской равнины опубликовал в конце 20-х — начале 30-х годов А. М. Жирмунский (1929, 1931, 1932а, б). В этих работах было описано мпого разрезов межледниковых отложений, главным образом в бассейнах Западной Двины и верхнего Днепра. А. М. Жирмунский указал на отсутствие следов миндельского оледенения (о котором писал Г. Ф. Мирчинк) в пределах всего северо-запада Русской равнины, вместе с тем он отстаивал самостоятельность неовюрмского ледниковья. Большое значение для изучения стратиграфии четвертичных отложений в этой части страны имели новые фактические данные, приведенные в трудах А. А. Борзова (1930, 1936, 1938), проводившего там в начале 30-х годов геоморфологические исследования. С середины 30-х годов отложения бореальной трансгрессии. в частности в Ленинградской области, изучались М. А. Лавровой 1.

В этот же период (30-е годы) широко проводились исследования с целью уточнения положения границы валдайского (вюрмского) оледенения. Некоторые ученые отодвигали границу на юг от Москвы, другие же на северо-запад и отождествляли ее с южным пределом распространения свежих форм ледниково-аккумулятивного рельефа.

Исследования Б. М. Даньшина, работавшего в Подмосковье, дали основание для усложнения концепции трехкратного оледенения Русской равнины, получившей к 30-м годам общее признание. В частности, изучение обнажения у ст. Одинцово близ Москвы позволило сделать вывод, что максимальное днепровское оледенение подразделялось межстадиальным интервалом на две стадии (Даньшин, 1936а, б). В то же время А. И. Москвитин (1936) описал под Москвой три моренные толщи, не разделенные отложениями межледникового типа. Несколько позднее, занимаясь изучением четвертичной геологии Калининской области, он охарактеризовал морены трех оледенений (миндель, рисс, вюрм) и выделил разделенные продолжительным межстадиалом две стадии вюрма — осташковскую и валдайскую (Москвитин, 1939). В те же годы К. К. Марков описал межстадийные отложения в бассейне верхней Волги и выделил днепровскую и московскую стадии днепровского оледенения, подтвердив точку зрения Б. М. Даньшина.

С. А. Яковлев (1939а, б) выдвинул иные принципы разделения ледниковий и межледниковий. Он предложил рассматривать в качестве критерия стратиграфического положения морен их петрографический состав. С. А. Яковлев выделил новоземельскую морену (различных эпох оледенения), окрашенную пермскими отложениями в темный цвет и включающую

¹ Сводка этих исследований была опубликована М. А. Лавровой в 1946 г.

валуны осадочных пород. По его мнению, эта морена покрывает площадь около 2 млн. κM^2 , достигает средней Оки (г. Лихвин) и отделяется от скандинавской морены межледниковыми отложениями.

В 1939 г. вышла в свет монография И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР». В ней высказаны следующие соображения, непосредственно относящиеся к стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Авторы признают три самостоятельных оледенения, в том числе среднее — днепровское, разделенное на две стадии межстадиальным потеплением. Было установлено, что формирование ледникового рельефа происходило в условиях мертвого льда, это было весьма характерно для восточного сектора скандинавского (североевропейского) ледникового щита. Большое место в монографии уделено реконструкции палеогеографических условий во время ледниковий и межледниковий.

Таким образом, детальные исследования стратиграфии четвертичных отложений привели подавляющее большинство геологов и геоморфологов к признанию неоднократного оледенения Русской равнины. Однако в те же 30-е годы наметилось и стреммение к замене полигляциалистической концепции моногляциалистической. Так, В. И. Громов (1936) указывал на однократное появление элементов холодолюбивой и арктической фауны на территории СССР. Этот вывод (одна ледниковая эпоха с межстадиальным потеплением) В. И. Громов подтвердил и в своей монографии, опубликованной в 1948 г.

В течение рассматриваемого периода появилось также несколько обзорных работ по стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины, принадлежащих зарубежным исследователям. Среди них выделяются работы австрийского палеоботаника Гамса (Gams, 1930, 1935), который благодаря хорошему знанию советской литературы провел сопоставление наших данных с западноевропейскими.

В последние 15 лет работы по изучению четвертичного периода еще более расширились, при этом основное внимание уделялось дальнейшей разработке стратиграфических представлений, тогда как разработкой палеогеографических концепций занимались сравнительно мало. В эти годы были предложены стратиграфические схемы для Европейской части СССР в целом и для се круппых районов. С. А. Яковлев (1956б) разделил четвертичный период на четыре отдела: древне-, средне-, новочетвертичный и современный. В пределах отделов он выделил подотделы, а последние подразделил на ярусы (века). В общем С. А. Яковлев выделил восемь ледниковых (три древнечетвертичных, один среднечетвертичный, четыре новочетвертичных) и семь межледниковых ярусов, предледниковый, позднеледниковый и послеледниковый ярусы, или века, т. е. всего 18 стратиграфических подразделений. Таким образом, в монографии С. А. Яковлева получили отражение крайние полигляциалистические представления.

В то же время С. А. Яковлев признавал, что в Белоруссии известно два древнечетвертичных ледниковья, а в пределах РСФСР одно — окское (там же, стр. 59). Среднеледниковье С. А. Яковлева — это днепровское ледниковье других авторов. Первое из четырех новоледниковий предшествовало днепровско-московскому (или рисс-вюрмскому) межледниковью. Следовательно, это московское ледниковье. Слои первого невомежледниковья подстилают московскую (вартинскую) морену (Одипцово, Троицкое). Второе новомежледниковье представлено типичными межледниковыми слоями в таких опорных разрезах, как у с. Микулина и д. Потылихи, а также отложениями бореальной трансгрессии. Граница второго новоледниковья протягивается «через конечные морены» у Ростова, Иванова и Плёса и далее на Галич и Чухлому (там же, стр. 151). Однако в указанном районе конечных морен нет и озерно-болотные отложения, отнесенные С. А. Яков-

левым к второму новомежледниковью, не покрыты мореной. Следовательно, выделение второго новоледниковья не подкреплено стратиграфическими, палеонтологическими и геоморфологическими данными.

Третье новоледниковье С. А. Яковлева соответствует валдайскому (вюрмскому) ледниковью других авторов. Четвертое новоледниковье доказывается ссылкой на межледниковые слои в районе р. Мги между отложениями третьего и четвертого ледниковий. Но, как показали данные спорово-пыльцевого (Знаменская, 1959) и диатомового (Черемисинова, 1959) анализов, мгинские межледниковые слои несомненно синхронны микулинским. На схеме С. А. Яковлева они необоснованно понижены на две стратиграфические ступени.

В общем схема С. А. Яковлева с восемью выделенными ледниковьями лишена палеонтологического обоснования. Она не обоснована и литологически. На схеме распространения древнего и среднего оледенений Европы, приведенной в монографии С. А. Яковлева (1956, рис. 7), показано, что новоземельский ледниковый покров спускался до р. Сухоны, а не до средней Оки, как отмечалось в его более ранних работах (1939а, б). Вместе с тем С. В. Яковлева (1956) указывает, что на Северной Двине, Мге, Поломети и у т. Лихвина в морене содержатся скандинавские валуны. С. А. Яковлев не учитывал и того, что даже широко распространенные горизонты четвертичных отложений северо-западной части Русской равшины могут отвечать пе ледниковьям или межледниковьям в целом, а лишь их отдельным стадиям.

Продолжателем идей С. А. Яковлева является Н. И. Апухтин (1948). Без убедительных стратиграфических доказательств он выделил на территории Карелии послевалдайский «онежский интергляциал». В северной части Ленинградской области Н. И. Апухтин выделил, также без доказательств, послевалдайское карельское оледенение. Позднее он (см. Апухтин и др., 1960а) вновь предложил выделить несколько новоледниковий и снова не привел стратиграфических данных в обоснование этих взглядов. Исследования Э. Н. Девятовой (1959) показали, что представления Н. И. Апухтина в отношении стратиграфии четвертичных отложений Карелии нельзя считать правильными. Она опровергла возможность выделения более холодной постбореальной опежской трансгрессии в бассейне р. Онеги, поскольку морские межледниковые слои в этом районе оказались в стратиграфическом отношении едиными.

А. И. Москвитии (1950а и б) продолжал детализировать свои стратиграфические представления. Он выделил, на основании главным образом изучения отложений молого-шекснинского озера, новое молого-шекснинское межледниковье, разделяющее два ледниковья — калининское и остапковское, которые были отнесены к вюрмскому отделу, или к неоплейстоцену. Предполагаемые межледниковые отложения были обнаружены в Молого-Шекснинской низине, в районе г. Рыбинска (Москвитин, 1947), позднее в районе р. Каспли (Гричук, 1961), на р. Клязьме и в некоторых других районах в краевой части области последнего (валдайского) оледенения и за ее пределами. Ни в одном из обнажений рассматриваемые отложения не перекрыты мореной или перигляциальными (солифлюкционно-делювиальными) образованиями. По условиям залегания прослеживается определенное сходство с микулинскими межледниковыми отложениями, вскрытыми за пределами области последнего оледенения.

Проведенный В. П. Гричуком спорово-пыльцевой анализ темно-серых плотных гиттий, залегающих на высоте 1—3 м выше уреза р. Черемухи южнее г. Рыбинска, также не подтвердил отпесение этих отложений к молого-шекспинскому межледниковью. По мнению А. И. Москвитипа (1947), голубовато-серые очень плотные гиттии, залегающие в основании

І надпойменной террасы Волги в окрестностях г. Рыбинска, отлагались в древнем молого-шекснинском озере, существовавшем во время одноименного верхнеплейстоценового межледниковья. Вместе с тем в стратиграфическом положении гиттий из этих двух разрезов наблюдается большое сходство, что вызывает сомнение в правильности датировки, выдвинутой А. И. Москвитиным.

Целесообразно остановиться также на спорово-пыльцевой характеристике предполагаемых образований молодого верхнеплейстоценового межледпиковья (по терминологии В. П. Гричука) в районе г. Дмитрова, где буровыми скважинами были пройдены отложения Татищевского озера мощностью около 50 м. На пыльцевых диаграммах прослеживается несколько максимумов пыльцы теплолюбивых пород: содержание пыльцы смещанного дубового леса достигает 42%, лещины — 120%. Не исключено, что в составе этой озерной толщи есть микулинские (московско-валдайские) межледниковые отложения, перекрытые валдайскими ледниковыми и межстадиальными, а также послеледниковыми осадками. Пыльцевые диаграммы были составлены схематично, без учета пыльцы и спор травянистых растений и кустарников.

В связи с двучленным делением последнего оледенения А. И. Москвитин (1950а) показывает на схеме праницу и калининского (Калинин — Ростов-Ярославский — Кострома — Чухлома), и осташковского оледенения (вдоль внешней границы озерных ландшафтов Русской равнины). Последняя граница, отчетливо выраженная в рельефе, отнесена А. И. Москвитиным к второстепенному рубежу вюрмского отдела.

Позднее А. И. Москвитин (1952) предложил новую схему расчленения всего четвертичного периода с выделением перед осташковским и калининским ледниковьями еще четырех ледниковий: московского, днепровского, верхнеминдельского и окского. Согласно этой схеме, московское отделяется от днепровского ледниковья одинцовским межледниковьем, относительно которого А. И. Москвитин замечает, что «по климату этот межледниковый век мало отличался от интерстадиала» (1952, стр. 135). История развития растительности во время одинцовского межледниковья выражалась следующей схемой: лесотундра — тайга — лесотундра.

В 1957 г. А. И. Москвитин изменил эту схему. В новой интерпретации ледниковые ярусы опущены на одну ступень и сделаны следующие сопоставления с альпийской схемой оледенений: осташковское — вюрм; калининское — рисс I и II; московское — миндель II; днепровское — миндель I; березинское (прежнее верхнеминдельское) — гюнц, акчагыльское (окское) — дунай.

Дальнейшую модернизацию своей стратиграфической схемы А. И. Москвитин предложил в 1959 г.,— он несколько уменьшил возраст двух древнейших ледниковых эпох до миндельского, нижний отрезок которого сопоставил с гюнцем. Таким образом, в свойх последних работах А. И. Москвитин (1957, 1959) продолжал придерживаться выделения шести ледниковий, причем возраст древнейшего из них варьировал от дуная до минделя, но неизменно сопоставлялся с акчагыльской трансгрессией Каспия и с окским оледенением Русской равнины.

Схемы А. И. Москвитина и С. А. Яковлева расходятся по выделяемому числу ледниковий (6 и 8) и по их датировке. А. И. Москвитин считает лишь два новейших ледниковья вюрмскими и новочетвертичными, а С. А. Яковлев выделяет четыре новочетвертичных ледниковья. Впрочем. ввиду того, что обе схемы палсонтологически слабо обоснованы, их сопоставление не имеет достаточной объективной основы. Поэтому нет необходимости в оцепке отдельных вариантов этих ультранолигляциалистических схем.

Для территории Белоруссии полная схема расчленения четвертичного

периода была предложена М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959). Разработанная на материале белорусских разрезов, эта схема представляет большой интерес для всего северо-запада Русской равнины, тем более, что она является единственной схемой, имеющей серьезное палеоботаническое обоснование. Авторы различают шесть ледниковий, причем отложения пяти ледниковий, по их мнению, представлены в Белоруссии.

М. М. Цапенко и Н. А. Махнач выделяют в Белоруссии два оледенения древней эпохи, два средней эпохи и два новой эпохи. Древнейшее оледенение белорусской схемы предшествует окскому, которое, таким образом, является вторым. Два оледенения средней эпохи соответствуют днепровскому и московскому, два оледенения новой эпохи — калининскому и осташковскому оледенениям (в понимании А. И. Москвитина). Авторы белорусской схемы пытаются показать, что она полностью сопоставима со схемой А. И. Москвитина, но в то же время, обсуждая последнюю, приводят много существенных возражений. Они стремятся доказать, что их схема сопоставима и со схемой С. А. Яковлева, но расходятся и с последней: на белорусской схеме два, а не четыре поволедниковья. Таким образом, расхождения схемы М. М. Цапенко и Н. А. Махнач со схемами А. И. Москвитина и С. А. Яковлева сводятся в основном к различию в представлениях об объеме отделов плейстоцена.

Схема М. М. Цапенко и Н. А. Махнач является, как уже отмечалось, обоснованной палеонтологически, или точнее опирается на палеоботаническую характеристику межледниковий. Наиболее существенные черты этой характеристики следующие.

Межледниковье второй половины древней эпохи — мизорна III—IV по Шаферу (Szafer, 1953), тегелен по ван дер Влерку и Флоршютцу (Van der Vlerk, Florschütz, 1950). В пыльцевых спектрах постоянно, но в небольшом количестве присутствует пыльца третичных растений, господствует пыльца хвойных с примесью пыльцы березы и ольхи, количество пыльцы широколиственных пород незначительно.

Межледниковье первой половины средней эпохи соответствует лихвинскому межледниковью между окским и днепровским ледниковьями. Характеристика его общеизвестна.

Межледниковье второй половины средней эпохи соответствует одинцовскому межледниковью между днепровским и московским ледниковьями. Эти отложения характеризуются наличием остатков холодолюбивой растительности с представителями сибирской флоры: Abies sibirica, Pinus sibirica, Larix.

Межледниковье первой половины новой эпохи соответствует микулинскому межледниковью между московским и валдайским ледниковьями. Характеристика его общеизвестна.

М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, вслед за Йессеном и Мильтерсом (Jessen, Milthers, 1928), выделяют в пределах микулинского межледниковья две фазы потепления. Более ранняя фаза является главной (широкое развитие широколиственных лесов, в пыльцевых спектрах паблюдается характерная последовательность максимумов пыльцы дуба, лещины, липы и граба). Последовавшее за первой фазой похолодание, обусловленное развитием оледенения в Скандинавии, сменилось второй фазой потепления с распространением грабовых и смешанных хвойно-широколиственных лесов.

Межледниковье второй половины новой эпохи соответствует мологошекснинскому межледниковью (по А. И. Москвитину, 1952). В четырех пунктах были обнаружены отложения с весьма неясной спорово-пыльцевой характеристикой. На отрезках пыльцевых диаграмм отложений этого межледниковья, относящихся к фазе климатического оптимума, отмечается увеличение количества пыльцы широколиственных и хвойных пород

с господством последних. Характеризуя эти отложения как межстадиальные, М. М. Цапенко и Н. А. Махнач называют их межледниковыми. «Центральная Белоруссия в течение этого времени, - указывают авторы, - была покрыта лесами, значительно более белными по составу широколиственных пород, чем современные леса» (1958, стр. 194). Однако, если это так, то отложения молого-шекснинского времени не межледниковые. Действительно. на наиболее показательной диаграмме (Тимошковичи) содержание пыльцы широколиственных пород колеблется от 0 до 5,5%, а в современном спектре с почвы в смешанном лесу у пос. Ракова оно составляет 7%. Условия залегания отложений различны: они расположены под лёссовидными суглинками на водоразделах, в отложениях первых надпойменных террас, в древних ложбинах стока. Параллели с данными А. И. Москвитина отсутствуют. Последний охарактеризовал межледниковые слои в обрыве террасы р. Гайны (район г. Логойска) как молого-шекснинские (Москвитин, 1950а). Но его заключение вызывает сомнение, так как пыльцы граба в этих отложениях практически не оказалось: отмечены «следы граба» (Цапенко, Махнач, 1959, стр. 160); эти озерные отложения не покрыты ледниковыми. либо перигляциальными образованиями валдайского (или, по А. И. Москвитину, осташковского) оледенения. Таким образом, сопоставление отложений, описанных белорусскими исследователями и А. И. Москвитиным как молого-шекснинские межледниковые, не дает достаточно веских аргументов для выделения молодого межледниковья в верхнем плейстоцене.

В 1955 г. происходило региональное совещание по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, предложившее новую схему расчленения четвертичного периода. Эта схема была опубликована в трудах совещания (Региональное совещание..., 1956). Материалом для ее составления послужили в основном данные Н. А. Махнач и поэтому она имеет сходство с рассмотренной выше схемой М. М. Цапенко и Н. А. Махнач. Однако между этими схемами есть и немаловажные различия.

Согласно схеме, предложенной региональным совещанием, четвертичная (антропогеновая) система разделяется на четыре отдела, в пределах которых выделяются четыре яруса:

Отделы	Ярусы
Новейший четвертичный	Голоценовый
II	∫ Неманский (холодный)
Новочетвертичный	ो Муравинский
Cnorromannanaurr	Д непровский (холодный)
Среднечетвертичный	Старобинский
Проруковороровичний	∫ Березинский (холодный)
Древнечетвертичный	Вильнюсский

Ярусы (ледниковья, межледниковья) дополнительно разделяются на горизонты (времена). В пределах березинского, днепровского и неманского холодных ярусов выделяются интервалы потепления, которые не имели характера типичных межледниковий, они скорее могут сопоставляться с межстадиалами. Начало голоцена отождествляется с окончанием последней стадии балтийского ледникового озера. Как можно видеть, в этой схеме нет еще отождествления межледниковий с межстадиалами («нейтрализации» терминологии и стратиграфии, по выражению С. А. Яковлева), которое появилось в позднейшей схеме М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959).

Сопоставление схем стратиграфического расчленения четвертичных отложений Европейской части СССР со схемами европейских стран проводилось неоднократно (в работах А. М. Жирмунского, В. И. Громова, А. И. Москвитина, С. А. Яковлева и др.). Одна из последних работ, выполненных в этом направлении, принадлежит И. П. Герасимову, Л. Р. Сереб-

рянному и Н. С. Чеботаревой, 1959; (см. также Gerasimov, Serebr'annyj, Cebotar'ova, 1960). Их схема воспроизведена нами в табл. 1.

Для северо-запада Русской равнины известны также стратиграфические схемы, не охватывающие всей толщи четвертичных отложений, но тем не менее представляющие интерес. Ниже кратко излагаются важнейшие результаты, полученные некоторыми геоморфологами и геологами, проводившими в этом направлении исследования в разных районах описываемой территории.

А. А. Асеев (1954, 1959) выделяет в районе средней Оки — в Мещерской низменности — отложения окско-днепровского (лихвинского) межледниковья, днепровского оледенения, днепровско-московского времени, московской стадии (оледенения?), днепровско-валдайского межледниковья и валдайского оледенения. Последнее подразделяется им на две стадии.

Из приведенных наименований, которые все принадлежат А. А. Асееву, видно, что материал из указанного района недостаточно характеризует так называемый одинцовский век. Представляет интерес указание автора на отсутствие стока ледниковых вод в Оку во время валдайского оледенения. Это свидетельствует о неправильности проведения границы «калининского» оледенения (валдайского в представлении А. А. Асеева) в бассейне рек Оки и Москвы — от Костромы к Дмитрову. Межстадиальное валдайское потепление А. А. Асеева нельзя сопоставлять с молого-шекснинским межледниковьем А. И. Москвитина. Это потепление в районе средней Оки выражено слабо: в то время были распространены хвойные и березовые леса, а участки безлесных пространств значительно уменьшились (Асеев, 1959). Во всех образцах встречена пыльца полыни и только отдельные пыльцевые зерна широколиственных пород.

В связи с этим вопросом обратимся к опорному разрезу в овраге Гремячка, около г. Плёса. Он является наиболее изученным разрезом четвертичных отложений в бассейне верхней Волги. Здесь обнажаются следующие основные горизонты: днепровская морена, межстадиальные отложения (флювиогляциальные пески), московская морена. На московской морене лежат надморенные отложения: а) нижний комплекс древних озерных отложений — микулинские (московско-валдайские) межледниковые отложения, палеоботанически очень хорошо охарактеризованные; б) верхний комплекс древних озерных отложений и в) покровные суглинки (в междуречьях). Два верхних горизонта, как показывают результаты палеоботанических исследований (М. П. Гричук и В. П. Гричук, 1959), были отложены во время валдайского ледниковья. Представляет интерес V фаза, когда в смещанные леса, формировавшиеся во время днепровско-московского межледниковья, стали проникать травянистые группировки с большим участием полыни и лебедовых. Затем следовала VI фаза, когда господствовали березово-сосновые редколесья с сосной и позднее с елью, а участие травянистых группировок с полынью и лебедовыми еще более возросло. Превнеозерные отложения V и VI фаз относятся к началу и к первой половине валдайского ледниковья с «очень холодным и континентальным климатом» (там же, стр. 62). Следов, указывающих на потепление, в этих отложениях не обнаружено.

Н. С. Чеботарева (1949, 1953, 1954, 1959) проводила исследования в области московского оледенения от г. Чухломы на востоке до г. Витебска на западе. До появления новых материалов С. М. Шика (1957, 1958а, 1959) Н. С. Чеботарева отмечала следующие горизонты: лихвинские (окскоднепровские) межледниковые (г. Галич, с. Горки); днепровские, относящиеся к двум ледниковым стадиям, разделенным межстадиалом (отложения последнего были обнаружены в восьми разрезах); межледниковые днепровско-(московско)-валдайские отложения, которые покрываются экстрагляциальными образованиями валдайского ледниковья. В более

Схема сопоставления антропогена (плейстоцена) Северной Европы

Восточная Апглия (West, 1958)	Нидерланды (Van der Vierk, Florschütz, 1953; о допол- неннями по Zagwijn, 1957)	Севернан Германия (Woldstedt, 1955)	Дания (Jessen, Milthers, 1928)	Польша (Szafer, 1952. 1958)	Северо-Запад Европейской части СССР (Герасимов, Марков, 1939, с дополнениями по Шику, 1957)	Вероятные альпийские эквиваленты
Коричневая валун- ная глина ханстан- тонского оледенения	Перигляциальные образования тубантского оледенения	Морена вислип- ского оледенения	Морена III (по- следнего) оледе- нения	Морена II вар- шавского оледене- ния	Морена валдай- ского оледенения	Вюрмское оледенение
Озерно-болотные отложения ипсвичского межледниковья (в Ипсвиче и Кембридже)	Морские и континен эмского межледниковья		Морские и коптинентальные отложения последнего межледниковья	Озерно-болотные отложения 11 мазо- вецкого межледни- ковья	Озерно-болотные отложения днепровско-валдайского (московско-валдайского) межледииковья	Рисс-вюрм- ское меж- ледниковье
		Морена вартской стадин (или оледе- нения)			Морена москов- ской стадии (или оледепения)	
		Озерные отложения (межстадиальные или межледниковые) в районе Мюнстера		Озерно-болотные отложения беджинского межстадиала (в Боджине и др.)	Озерно-болотные отложения днепровско-московского межстадиала (межледниковья)	
Морена гиппинг- ского оледенения	Морена дрептского оледенения	Морена заальско- го оледенения	Морена II (предпоследнего) оледенения	Морена I варшав- ского оледенения	Морена днепров- ского оледепеция	Рисское оледенение
Озерно-болотные отложения коксиского межледниковья (в Хоксне, Клактоне, Сент-Кроссе)	Морские и континен гольштейнского межлед (межледниковье неде)		Морские и континентальные отложения предпоследнего межледниковья	Озерно-болотные отложения I мазо- вецкого межледни- ковья	Озерно-болотные отложения лихвин- ско-днепровского межледниковья	Миндель- рисское межледни- ковье

2 Рельеф и стратиграфия	Морена лоустофтского оледенения (выделяются лоустофская и североморская стадии)	Континентальные от- ложения с колодолю- бивой фауной и фло- рой, относящиеся к кон- цу таксандрского ко- лодного времени или к эльстерскому оледе- нению	Морена вльстер- ского оледенения	Морена I оле- денения (у Эс- бьерга)	Морена краков- ского оледенения (в Ольцевичах, Но- винах-Жуковских и др.)	Морена лихвин- ского оледенения	Миндель- ское оледе- нение
Фия	Отложения кромерского межледни- ковья (кромерские лесные горизонты)	Песчано-глинистые отложения кромерско-го межледниковья (формация Стерксель)	Озерно-болотные отложения кромер- ского межледнико- вья (у Бильсхаузе- на)				Гюнц-мин- дельское межледни- ковье
17	Вейбурнский краг Чайльэфордский краг Норвичский краг	Песчано-глинистая толща, палеоботанически расчлененная на отложения: менапского оледенения; ваальского межледниковья; эбуропского оледенения; тегеленского межледледниковья.					Гюнцское оледенение
		Иценские морские отложения	Тегелсиские гли- ны Нижнерейнской области		Мизерна III—IV Мизерна II—III		Гюнц-дунай- ское меж- ледниковье
	Красный краг	Амстельские морские никовые галечники Пи ти, относящиеся к доте му времени	жнерейнской облас- [Дунайское оледенение
	Коралловый краг	Рёйверские глины	Каолиновые пески на Зильте		Мизерна I—II		Плиоцен

поздней работе Н. С. Чеботаревой, М. А. Недошивиной и Т. И. Столяровой (1961), посвященной уточнению положения границы валдайского оледенения в верховьях Волги, показано, что микулинские (московско-валдайские) межледниковые отложения перекрыты там валдайской мореной. Местами мореный чехол подвергся размыву талыми водами, стекавшими с края ледника, в этих случаях валдайская морена не имеет сплошного распространения, а микулинские межледниковые слои в некоторых разрезах (с. Сковорово, д. Сижина и др.) непосредственно перекрыты зандрами.

В верховьях р. Москвы (в районе с. Красновидова) четвертичные отложения изучала И. А. Данилова (1951, 1959). Микулинские (московско-валдайские) межледниковые отложения были вскрыты в основании современных водораздельных болот. В толще мощностью до 12 м прослеживались: а) позднеледниковые отложения московского оледенения; б) межледниковые отложения московско-валдайского времени; в) отложения, синхронные валдайскому оледенению; г) послеледниковые отложения.

Горизонт межледниковых отложений характеризуется типичным для микулинского межледниковья высоким содержанием пыльцы широколиственных пород (до 68%), с характерной последовательностью максимумов цыльцы дуба, лещины, липы и граба. Для слоев, залегающих выше межледниковых отложений, характерен перигляциальный спектр пыльцы и спор, что особенно хорошо прослеживается в разрезе по р. Северной Бодне (Данилова, 1959). Над этими слоями лежат послеледниковые осадки.

Таким образом, при изучении разрезов древних озерных осадков следов молодого верхнеплейстоценового (молого-шекснинского) межледниковья не было обнаружено.

С. Н. Тюремнов и Е. А. Виноградова (1952), Р. Н. Горлова, В. Н. Сукачев и Н. В. Чижиков (1958) изучали межледниковые отложения в районе Ростовского озера. Отнесение их к микулинскому (московско-валдайскому) межледниковыю ни у кого не вызывает сомпений. Суглинистые отложения, кроющие межледниковые осадки, охарактеризованы указанными исследователями как морена калининского ледниковыя. Однако Н. С. Чеботарева еще в 1949 г. отметила, что межледниковые слои перекрыты не мореной, а овражным аллювием. Этот вывод был подтвержден летом 1959 г. после осмотра разрезов В. П. Гричуком, К. К. Марковым и Н. С. Чеботаревой. Было установлено, что над межледниковыми слоями залегают делювиальные, солифлюкционно-делювиальные и овражно-аллювиальные образования.

Перейдем к изложению истории вопроса о самостоятельности московского ледниковья. Одним из первых сторонников подобного взгляда является Н. Н. Соколов (1946). Он ссылался на разрез межледниковых отложений у ст. Нелидово в Калининской области, которые оказались микулинскими. Позднее Н. Н. Соколов (1957) обосновывал самостоятельность московского ледниковья литолого-морфологическими данными.

Геоморфологические данные всегда имеют большое значение для догазательства самостоятельности межледниковий, однако не являются достаточными. Это относится к исследованиям Д. И. Погуляева (1955), применившего для расчленения четвертичных отложений в Смоленской области схему А. И. Москвитина. Д. И. Погуляев почти не приводит палеонтологических данных. Интересные ваходки костей млекопитающих не привязаны к определенным горизонтам четвертичных отложений. Палеоботанические данные сводятся к упоминанию отдельных спорово-пыльцевых спектров, чаще всего приведенных в ранее опубликованных исследованиях, что выглядит недостаточно убедительно.

Таким образом, до последнего времени самостоятельность днепровского и московского оледенений являлась недоказанной.

В 1955 г. появились новые палеоботанические данные. С. М. Шик.

признававший до этого межстадиальный характер днепровско-московского межледниковья, обнаружил новые разрезы с межледниковыми отложениями между двумя моренами, причем пункты находок лежат далеко к югу от границы валдайского оледенения — в области распространения московской морены. С. М. Шик (1957, 19586, 1959) опубликовал ряд работ по этому вопросу. Днепровско-московские межледниковые отложения он указывал в пяти пунктах. Лучше всего они представлены у г. Рославля (пос. Подруднянский). Для этих отложений характерны двойной максимум пыльцы широколиственных пород, почти полное отсутствие пыльцы граба, малое количество пыльцы лещины. Климатические условия днепровскомосковского межледниковья в температурном отношении приближались к условиям лихвинского и микулинского межледниковий, но в фазу оптимума климат был гораздо более сухим. Таким образом, С. М. Шик и В. П. Гричук впервые обосновани необходимость выделения нового межледниковья — днепровско-московского (Шик, 1957). Стратотипами следует считать разрезы у г. Рославля, где отложения этого межледниковья представлены наиболее полно. Поэтому это межледниковье можно было бы называть рославльским. Предложенное ранее название «одинцовское межледниковье» (Москвитин, 1946) неудачно, так как межморенные гумусированные суглинки из разреза у ст. Одинцово под Москвой имеют холодный пыльцевой спектр (Чеботарева, 1949), что вероятнее свидетельствует о межстадиальных условиях. И. П. Герасимов К. К. Марков (1939) характеризовали эти отложения тоже как межстадиальные на основании бедных остатков флоры (береза, ольха) и специфической фауны (мамонт и мускусный бык).

В разработку стратиграфической схемы плейстоцена внесли свой вклад и литовские исследователи. Они описали в Южной Литве (в бассейне Немана) не покрытые мореной московско-валдайские межледниковые отложения², а также более древние — окско-днепровские межледниковые отложения, покрытые мореной, обнаруженные у с. Мардасавас на правом берегу р. Меркис. На спорово-пыльцевой диаграмме этого опорного разреза (Zinkevičiūtė, 1955; Зинкевичюте-Кондратене, 1957) в пределах межледниковья выделяются верхняя зона с пыльцой сосны и березы с примесью пыльды ольхи и ели и нижняя зона с более высоким содержанием пыльцы мезофильных пород (дуба 12%, липы 7%, ольхи 14%, лещины 30%). Даяные, полученные О. П. Зинкевичюте-Кондратене (1957) и другими литовскими учеными, привели к полной ревизии фактического материала, на основании которого польский геолог Галицкий (Halicki, 1950; Halicki, Jaroszewicz-Halicka, 1951) выделил шесть оледенений в бассейне Немана. В результате оказалось, что стратипрафия плейстопена Литвы пе столь дробна ³.

Исключительно важное значение имеет разрез морских межледниковых отложений на р. Мге в 50 км к юго-востоку от Ленинграда. Это обнажение по ясности стратиграфических условий и разносторовности палеонтологической характеристики отложений намного превосходит все остальные разрезы межледниковых отложений в северо-западной части Русской

² В настоящее время московско-валдайские отложения известны в следующих разрезах Литовской ССР: Друскининкай, Гайлюнай, Яненис, Максимонис, Нетесос, Кмитос, Кернаве, Вильнюс, Валакампяй и Пасвалис (Чепулите, Балтаките, 1960). Спорово-пыльцевые диаграммы этих отложений приводятся в работах О. П. Зинкевичюте-Кондратене (1957, см. также Zinkevičiūtė, 1955), М. Бремувны и М. Соболевской (Bremówna, Sobolewska, 1950).

³ Более подробный разбор стратиграфических схем прибалтийских исследований проводить непелесообразно, поскольку они отражены в упомянутой выше схеме, предложенной региональным совещанием в 1955 г. (см. «Резолюция регионального совещания...», 1957).

равнины. Почти 40 лет стратиграфия мгинского разреза, найденного Н. В. Потуловой в 1921 г., была предметом дискуссий и только теперь представилась возможность разрешить противоречивые суждения главным образом благодаря спорово-пыльцевому анализу, проведенному М. П. Гричук (Знаменская, 1959), а также диатомовому анализу Е. А. Черемисиновой (1959).

Межморенные глинистые слои залегают здесь между двумя моренами и достигают мощности 25 м. В этих морских отложениях найдена арктическая, бореальная и бореально-лузитанская (Cardium edule L. и др.) фауна моллюсков. Диатомовые морских глин — океанические и тепловодные. Спорово-пыльцевые спектры типичны для микулинского (московско-валдайского) межледниковья (Знаменская, 1959). Фаза климатического оптимума, несмотря на сравнительно северное положение разреза, характеризуется присутствием пыльцы дуба и вяза (до 32%), граба (до 30%), лещины (93%), липы (20/0). Оптимум климата и максимум трапсгрессии бореальпого моря совпадали. Глубина моря достигала 75 м, что более или менсе определяет и абсолютную отметку его уровня, морские отложения лежат на абсолютной высоте 0-10 м).

Вполне очевидно, что по своему значению мгинский разрез резко выделяется среди других разрезов микулинского (московско-валдайского) межледниковья, известных на территории нашей страны. Этот разрез, характеризующий одновременно условия и моря и суши во время этого межледниковья, целесообразно считать стратотипом.

Особенно тщательного изучения требует стратиграфия валдайских отложений. В Западной Европе в пастоящее время широко признается выделение межстадиалов последнего оледенения: амерсфортского, брёрупского, гёттвейгского, паудорфского (?), бёллингского, аллерёдского (Woldstedt, 1958; Andersen, Vries, Zagwijn, 1960). Следует заметить, что межстадиальные отложения исследовались большей частью за пределами области последнего оледенения. Предлагаемые исследователями схемы стратиграфического подразделения этого периода во многом основываются на результатах расчленения лёссовых толщ в странах Центральной Европы (Чехословакии, Вентрии, Австрии). Наряду с шалеонтолотическими и археологическими данными для их обоснования в последнее время широко привлекались радиоуглеродные датировки (Gross, 1958).

Несколько лет пазад на западе Дании, недалеко от границы последнего следенения, была предпринята ревизия спорово-пыльцевых спектров отложений последнего (эмского) межледниковья, охарактеризованных в известной работе Йессена и Мильтерса (Jessen, Milthers, 1928). Повторный спорово-пыльцевой анализ опорного разреза у отеля Брёруп (Andersen, 1957) подтвердил сомнения в правильности выделения второго климатического оптимума этого межледниковья. Было установлено, что в горизонте, соответствующем ранее выделявшемуся оптимуму, преобладает пыльца травянистых растений (полыни, осоки, вересковые и др.), а пыльца широколиственных пород является переотложенной.

В слоистой горфяно-гиттиевой толще, кроющей этот солифлюкционный горизонт, была найдена пыльца сосны и ели in situ, что дало повод для отнесения этой толщи к одному из межстадиальных интервалов. На основании данных радиоуглеродного метода было выдвинуто предположение о присутствии на западе Дании отложений одного или даже двух ранних межстадиалов последнего оледенения. Межстадиальные отложения, представленные торфами и гиттиями из разреза у отеля Брёруп, образовались более 50 000 лет назад, а для сходных отложений разреза Рёдебек I былы получены радиоуглеродные датировки в 59430 ± 1000 и 58740 ± 1000 лет (Апфеrsen a. о., 1960). В настоящее время это единственное достаточно обоснованное заключение о ранних межстадиалах последнего оледенения,

установленных в экстрагляциальной полосе, недалеко от границы этого оледенения.

Останавливаться на схемах, которые были разработаны по данным, установленным в областях перигляциального лёссонакопления (Gross, 1958), здесь не представляется возможным, тем более, что многие выводы, полученные в лёссовых районах, требуют проверки и дальнейшего подтверждения, прежде чем распространять их на отложения в самой области последнего (валдайского) оледенения.

В северо-западной части Русской равнины также были обнаружены межстадиальные отложения, которые несомпенно образовались до окончания накопления валдайской морены в окрестностях Ленинграда. Такие разрезы установлены в районе Валдайской возвышенности, в Эстонии (Орвику, 1960), а также близ Ленинграда (у с. Бугры), где в межморенных отложениях были найдены растительные остатки субарктического типа (Марков, 1939), в районе Силурийского плато (Малясова и др., 1959) и в других районах. Степень изученности этих отложений пока еще не вполне достаточна, и существующие схемы стратиграфического расчленения валдайского оледспения во мпогом опираются на геоморфологические данные, хотя в ряде случаев привлекались некоторые результаты споровопыльцевого анализа.

Признаками геоморфологического выражения стадий валдайского оледенения являются следы локальных приледниковых озер и краевых ображований отступавшего ледникового покрова. Локальные приледниковые озера, последовательно сменявшие друг друга в ходе деградации оледенения, охарактеризованы во многих районах на западе Европейской территории СССР. В пределах области валдайского ледниковья по геоморфологическим данным выделяется несколько стадий (бологовская, вепсовская, крестецкая, лужская и др.). Эта схема, естественно, может считаться лишь предварительной (впредь до получения надежного палеоботанического обоснования). Кроме того, отсутствие стратотипных разрезов является довольно веской причиной, заставляющей воздержаться от окончательного решения вопроса о стадиях и межстадиалах валдайского оледенения.

Значительно более полно изучены позднеплейстоценовые (позднеледниковые) отложения. В упоминавшемся выше мгинском разрезе они представлены толщей ленточных глин, лежащей на верхней (валдайской) морене. Геохронологическое изучение этих глин, проводившееся К. К. Марковым и И. И. Красновым (Markov, Krasnov, 1930), показало, что после окончания процесса отложения валдайской морены в окрестностях Леминграда край ледника свыше 12 000 лет назад отступил и больше в этот район не возвращался. Поэтому представления о более молодых оледенениях, чем валдайское [карельское оледенение (Апухтин и др., 1960 а)], не могут быть приняты.

К таким же выводам, и даже к более определенным, приводит изучение разреза на левом берегу Невы у с. Рыбацкого, между р. Мгой и Ленинградом (Лаврова и Гричук, 1960). По условиям залегания отложений обнаруживается сходство с мгинским разрезом: межледниковые мгинские (микулинские) слои в разрезе у с. Рыбацкого залегают под мореной, на которой в свою очередь покоятся ленточные глины. Геохронологические исследования, проводившиеся в этом районе К. К. Марковым и И. И. Красновым (Марков, 1955), позволили установить, что ленточные глины, так же как и в районе р. Мги, начали здесь накопляться непосредственно после окончания отложения морены. Различие между обоими рассматриваемыми разрезами заключается в том, что у с. Рыбацкого сразу же над межледниковыми мгинскими слоями вскрываются отложения, характеризующие переход к предледниковому похолоданию климата. Таким образом, в этом

районе горизонт валдайской морены отлагался в цериод между аккумуляцией двух перитляциальных толщ.

Из сказанного отнюдь не следует, что в пределах валдайского ледниковья не было стадий: по-видимому, колебания края ледника происходили раньше, чем закончилось отложение валдайской морены в окрестностях Ленинграда. Впоследствии край ледникового покрова испытывал колебания, но не заходил к югу до Ленинграда.

В окрестностях Ленинграда на слоях с полярной флорой (нижний дриас) залегают новейшие межстадиальные образования (аллерёдские слои). Они перекрыты осадками II балтийского ледникового озера (разрез у с. Горелова). Подобные отложения известны и в озерной толще у пос. Кунды (Thomson, 1935), и в некоторых других разрезах Эстонии. В югозападной Литве в 1956 г. в торфянике Нопайтис, севернее г. Кудиркос-Науместис, были обнаружены отложения двух позднеледниковых теплых интервалов: аллерёда I и аллерёда II (Гуделис, 1957, 1960; Гуделис и Кабайлене, 1958). Аналогичные отложения были ранее найдены Гроссом (Gross, 1937) в Калининградской области. Сопоставление аллерёда I с бёллингским межстадиалом (термалом), выделяемым в северо-западной Европе (Gross, 1958), представляется вероятным; отличие заключается в том, что в бёллингских отложениях Нидерландов и Дании преобладает пыльца березы, тогда как в Литве и Калининградской области отложения аллерёда I характеризуются значительным количеством пыльцы сосны, примерно таким же, как и в отложениях аллерёда II (до 80%).

В аллерёде в восточной Прибалтике росли сосново-березовые леса с елью. По данным Г. Н. Лисицыной (1958), они распространялись до северо-восточной Эстонии; далее к востоку участие ели значительно возрастало ⁴. Присутствие широколиственных пород в составе этих лесов было невелико. Данные, полученные в южной Финляндии (находки пыльцы черной ольхи), свидетельствуют, что климатические условия аллерёда приближались к современным. В юго-западной Литве, где условия более благоприятны, в аллерёде были распространены теплолюбивые древесные породы: вяз, липа, дуб, которые образовали отдельные рощи (Гуделис, Кабайлене, 1958).

В разрезах у пос. Кунды и у с. Горелова аллерёдские отложения перекрыты образованиями верхнего дриаса, свидетельствующими о возвращении перигляциальных условий, о последней значительной волне холода, сопровождавшейся осцилляциями края ледникового покрова. Это в свою очередь привело к созданию широкой полосы краевых образований. Среди последних выделяются гряды Салнаусселькя в южной Финляндии, морены в средней Швеции, морены стадий ра и тромсё-люнген в Норвегии. Верхний дриас закончился около 10 000 лет назад. К этому времени должна быть отнесена граница между плейстоценом и голоценом, характеризующаяся резкой сменой палеогеграфической обстановки, что проявилось в последующем непрерывном отступании края ледника от гряды Салпаусселькя без значительных осцилляций и с интенсивным отколом глыб мертвого льда, в переходе от последней стадии балтийского ледникового озера к стадии польдиевого моря, в переходе к более равномерным во времени движениям земной коры и в смене в истории развития человеческого общества налеолита мезолитом.

Таким образом, для района Ленинграда намечается следующая схема расчленения позднеплейстоценового (позднеледникового) времени:

⁴ На Русской равнине с отложениями аллерёда обычно сопоставляется нижний максимум пыльцы ели, характерный для нижних частей пыльцевых спектров некоторых торфяных болот. Это послужило основанием для отнесения аллерёда к самому вачалу голоцева (Нейштадт, 1952, 1953, 1955, 1957).

	Голоцен (осадки нольдиевого моря)		
19000 лет назад	Верхний дриас	Последнее резкое похолода- ние. Перигляциальные ус- ловия	111
	Аллерёд	Потепление	H
	нижний дриас	Развитие полярной флоры. Перигляциальные условия	I
12500 лет назад	Верхняя морена мгинского раз- реза	······································	

В пределах рассматриваемой терригории единственным районом с хорошо изученными намятниками налеолита является бассейн Десны. На основании изучения их В. И. Громов пришел к заключению, что орудия мустьерской эпохи встречаются ниже морены днепровского оледенения (Чулатово III, Пушкари); он интерпретировал это как доказательство доледникового или раннеледникового (рисского) возраста мустье (Громов, 1948).

Это заключение явилось одним из главнейших оснований для снижения возраста стадий палеолита по сравнению с западноевропейскими схемами. Однако А. А. Величко (1957а и б, 1958, 1961) после дополнительного изучения стратиграфического положения археологических памятников в бассейне р. Десны установил, что мустьерские местонахождения Чулатово III, Неготино, Хотылево, а также Подлужье на р. Сож имеют не доднепровский, а последнепровский возраст. Следовательно, средний и верхний палеолит оказались моложе, чем предполагал В. И. Громов (1948). Верхний палеолит в бассейне р. Десны относится к валдайскому ледниковью.

Неменьший интерес, чем изучение археологических намятников, имеет анализ стратиграфии лёссовой толщи, залегающей на московской морене, от которой ее отделяет межледниковая ископаемая почва (микулинская). Почва эта подзолистого типа, но к югу переходит в серую лесную, а еще южнее, на Украине, — в почву черноземного типа. На ископаемой почве лежат три горизонта лёсса, разделенные двумя горизонтами почвообразования. Лёссовые горизонты отлагались в условиях холодной лесостепи, на что указывают результаты спорово-пыльцевого анализа. В целом лёсс синхронен валдайскому ледниковью, а горизонты почвообразования свидетельствуют о двух межстадиальных потеплениях.

Итак, исследования, проведенные в бассейне р. Десны, подтверждают, что в пределах валдайского ледниковья было несколько стадий, прерывавшихся теплыми межстадиальными интервалами.

Изучение стратиграфии отложений позднего плейстоцена и голоцена тесно связано с проблемами установления абсолютной хронологии этого времени. Абсолютные шкалы, разрабатывавшиеся на основе прежних методов (изучение ленточных глин с учетом данных спорово-пыльцевого анализа и археологических оценок возраста), имеют ряд недостатков, обусловленных тем, что при их построении использовались критерии, либо испытывавшие изменения во времени, либо включавшие элементы неопределенности. Принятие радиоактивного распада, происходящего с определенной неизменной скоростью, в качестве основного хронологического критерия позволяет точно установить абсолютный возраст геологических формаций. Весьма перспективным для определения абсолютного воз-

раста позднечетвертичных образований оказался радиоуглеродный метод, определения абсолютного возраста, разрабатываемый в течение последних лет.

В Советском Союзе большие исследования по разработке радиоуглеродного метода ведутся в лаборатории Института геохимии и аналитической химии Академии наук СССР им. В. И. Вернадского под руководством А. П. Виноградова. После основательных контрольных испытаний эта лаборатория освоила газовые способы счета активности радиоуглерода (по углекислоте и по этану). Результаты ее работы освещаются в журнале «Геохимия». В списках датировок, опубликованных в 1956 и 1959 гг., материалы по стратиграфии северо-запада Русской равнины были представлены в небольшом объеме. Наиболее интересными в последнем списке (Винотрадов и др., 1959) были две датировки, одна из них свидетельствует о том, что микулинские межледниковые отложения у г. Тутаева (Ярославская область) образовались свыше 30 000 лет назад. Образование II надпойменной террасы Немана севернее г. Гродно было отнесено к концу бореальной фазы голодена (абсолютный возраст древесины из линзы старичных отложений в толще аллювия этой террасы был определен в $8500\pm$ $\pm 300 \text{ ner}$).

В радиоуглеродной лаборатории при Радиевом институте Академии наук СССР им. В. Г. Хлопина был освоен под руководством И. Е. Старина сцинтиляционный способ счета активности радиоуглерода по бензолу.

В лаборатории Института ботаники и зоологии Академии наук Эстонской ССР (г. Тарту) под руководством ст. научного сотрудника Х. Симм освоен сцинтилляционный способ измерения активности радиоуглерода пометиловому спирту. Контрольные испытания проводились на четырех образцах разнородных материалов (древесина, торф, кости) из неолитической стоянки Кяяпа в южной Эстонии. Полученные радиоуглеродные датировки этих материалов согласуются с археологическими и палинологическими оценками возраста (4500—5000 лет назад). В настоящее время в лаборатории ведутся дальнейшие исследования материалов из наиболее известных стоянок Эстонии — Кунда, Кяяпа и др. (Лийва, 1960).

Дальнейшее применение радиоуглеродного метода в практике геологогеоморфологических исследований представляется весьма перспективным. Можно ожидать, что при помощи радиоуглеродных датировок в ближайшем будущем удастся разработать достаточно надежную абсолютную хронологическую шкалу позднего плейстоцена и голоцена, что будет способствовать разрешению ныне спорных вопросов в области изучения этогоэтала геологической истории.

* * *

Из приведенного выше исторического обзора следует, что наиболее сложные схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений не могли быть положены в основу настоящей работы, как не имеющие достаточного палеонтологического обоснования. Исходная схема несомненно должна отличаться логичностью построения и достаточно серьезным палеонтологическим обоснованием. Исследования последних лет, результаты которых получили отражение в дальнейшем изложении, дают новые материалы для разработки схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений на западе Европейской территории СССР.

Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений

ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ОСНОВАНИИ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Палеонтологической базой стратиграфии четвертичных отложений занада Европейской части СССР являются в основном палеоботанические материалы. Находки фауны млекопитающих па этой территории очень немногочисленны и относятся почти исключительно к слоям верхнего плейстоцена. Более часты находки раковин пресноводных и наземных моллюсков, но так как вопрос о биостратиграфическом значении этой фауны равработан еще недостаточно, то и эти находки не могут быть использованы для практического решения стратиграфических задач. Растительные же остатки встречаются очень часто, находки их относятся ко всем стратиграфическим горизонтам, и состав их изучен достаточно хорошо.

При использовании палеоботанических материалов в биостратиграфических целях необходимо считаться с тем, что при современной изученности ископаемой флоры мы почти пе находим в этих материалах данных о ее филогенетическом развитии, об изменении видов в процессе эволюции ¹. Это исключает возможность использования основного принципа, на котором основывается применение палеозоологических материалов для установления относительного возраста и последовательности отложений (появление новых видов в результате эволюционного процесса видообразования).

Однако на территории среднеширотной части Европы для решения биостратиграфических задач может быть использован другой процесс, проходящий, как и эволюционное развитие, направленно и необратимо. Это исторический процесс становления и флористической дифферепциации европейской широколиственнолесной флоры.

Классическими исследованиями А. Энглера и С. И. Коржинского, подтвержденными впоследствии работами А. Н. Криштофовича, И. В. Палибина и других исследователей, было установлено, что в неогене на Евразиатском материке (так же как и на Североамериканском) существовал трансконтинентальный пояс широколиственных лесов. В плиоцене (а возможно несколько раньше) начался распад этого пояса; от него в настоящее время сохранились лишь его крайние звенья в Европе и на Дальнем

¹ Можно не сомневаться, что отсутствие таких данных связано лишь с недостаточной изученностью ископаемых форм. Наличие неонэдемизма, полиморфность многих видов, существование так называемых мелких видов и другие факты с полной определенностью показывают, что среди некоторых групп растений процессы видообразования протекали в течение четвертичного периода достаточно интенсивно. Наряду с этим многие виды современной флоры являются очень древними, как например сосна обыкновенная (*Pinus silvestris* L.), которая, по А. Н. Криштофовичу, появляется уже в верхнемеловых отложениях.

Востоке. В настоящее время имеется уже много палеоботанических данных, показывающих, что именно в четвертичном периоде происходили расчленение этого некогда сплошного пояса на отдельные звенья и флористическая дифференциация последних, приведшая к образованию в крайних частях Евразии европейского и дальневосточного доминионов шероколиственной лесной флоры. Одновременно с этим происходил и процесс обеднения флоры умеренных широт термофильными элементами. Эти процессы сопровождались также вымиранием многих видов, характерных для третичной флоры, которые еще в плиоцене были широко распространены на Евразиатском материке.

Связь (а во многом и обусловленность) этих изменений флоры с изменениями физико-географических условий в Голарктике на протяжении четвертичного перпода не требует специальных доказательств. Все эти процессы очень отчетливо проявляются в имеющихся палеоботанических материалах по плейстоценовым флорам из северной равнинной части Европы. Эти флоры уверенно располагают в возрастной ряд, исходя из двух тенденций в изменении их состава. Первая из них — это постепенное уменьшение роли восточноазиатского и североамериканского элементов 2, а также термофильных экзотических видов и видов, ныне вымерших, вторая — прогрессивно возрастающее значение в составе ископаемых флор европейского элемента. На Русской равнине к признакам регрессивной тенденции добавляется еще один — постепенное уменьшение роли балкано-колхидского элемента, который в известной мере может рассматриваться лишь как немного измененный дериват восточноазиатской флоры.

Эти изменения флоры в общих чертах были известны уже давно. Однако только в 1953 г. Шафер (Szafer, 1953) предложил схему стратиграфического расчленения плейстоцена Польши, в основу которой было положено наличие трех разновозрастных групп флор, выделенных по признакам, почти идентичным отмеченным выше. В 1957 г. В. П. Гричук предложил схему расчленения плейстоценовых отложений Русской равнины на отделы, исходя из сформулированных выше положений, и показал возможность сопоставления на этой основе отложений плейстоцена на всем пространстве северной равнинной части Европы (Гричук, 1960).

Анализ состава ископаемых плейстоценовых флор Русской равнины показывает, что все флоры лесного типа, включающие теплолюбивые элементы, исходя из особенностей их состава, естественно объединяются в три основные возрастные группы. Флоры из отложений, соответствующих тецлым эпохам акчагыльского и апшеронского веков, очень близки по своему составу и представляют собой первую древнейшую группу. Флоры из отложений лихвинского и одинцовского межледниковий образуют вторую группу, а флоры микулинского межледниковья и молодого верхнеплейстоценового межледниковья — третью, наиболее молодую группу. Таким образом, третья группа плейстоценовых флор объединяет стратитрафические горизонты, которые большинство исследователей относит к верхнему плейстоцену (по решению II Международной четвертичной конференции 1932 г. верхний плейстоцен начинается с отложений рисс-вюрмского межледниковья), под которым на Русской равнине в настоящее время цонимается микулинское межледниковье. Вторая группа флор характеризует средний плейстоцен, который (также исходя из решений конференции 1932 г.) принято начинать с миндель-рисского, т. е. с лихвинского межледниковья.

² Под североамериканским, восточноазиатским и другими элементами ископаемых флор подразумеваются виды, в настоящее время произрастающие в Северной Америке, Восточной Азии и т. д.

При неясности рекомендации конференции 1932 г. в отношении понимания объема нижнего плейстоцена, к которому, кроме миндельского (окского) оледенения, были отнесены отложения, названные предледниковыми, вопрос о стратиграфическом значении первой группы флор решается менее определенно. Но учитывая, что многие исследователи четвертичного периода в настоящее время склоняются к отнесению апшеронского и акчагыльского ярусов к плейстоцену, можно принять, что эта группа флор характеризует отложения нижнего плейстоцена в широком понимании объема этого отдела.

Отчетливость выражения всех особенностей, отмеченных в процессе формирования широколиственнолесной флоры, являющихся основой для определения относительного возраста ископаемых флор, наглядно проступает при анализе тех показателей их состава, которые имеют цифровое выражение.

В табл. 2 приведены данные о составе современной флоры и ископаемых флор северо-запада Русской равнины.

Таблица 2 Изменение состава ископаемых флор с конца плиоцена

			Географ Флор	ическ	ие эл учас	ементы гие, %	B C	астие оставе оры, %
Группа флор и ярус	Конкретные флоры	Число учтенных	диффузно-ряссе- янный, гемнокос- мополития зений, голарктический и евразиатский	европейский	сибирский	североамерикан- ский, восточно- азиатский и бал- кано-колхидский	вымершие виды	термофильные вкаоты из чигла ныне живущих
	Современная флора	1850	56	3 9	5		-	_
Третья группа, микулинский	Микулино, Верхние Не- мыкари, Потылиха, Балчуг	120	70	25	4	1		5
Вторая группа, лихвинский	Лихвин, Фатьяновка, Мещера	117	72	16	2	10	2	12
Первая группа, акчагыльский	Матанов Сад, Полвалье, Ново-Рачейка, Челно- Вершины	107	72	10	1	17	15	18
Киммерийский	Рыбная Слобода, Кам- ские Поляны, Самар- ская Лука	115	61	9	_	30	37	28

Для составления табл. 2 были использованы данные по таким разрезам, которые в палеоботаническом отношении изучены наиболее полно, а их стратиграфическое положение не вызывает сомнений. Разногласия имеются лишь в отношении флоры Рыбной Слободы. Г. И. Горецкий (1956) считает, что отложения, обнажающиеся у с. Рыбной Слободы, более молодые и относятся к выделяемому им сокольскому горизонту кинельской свиты. Однако, сопоставляя данные о флоре сокольского горизонта, приведенные в указанной статье Г. И. Горецкого, и данные о флоре Рыбной Слободы (приведенные в работах В. И. Баранова, на которые ссылается Г. И. Горецкий), не трудно убедиться, что флоры эти настолько различны

1

по своему характеру, что считать их одновозрастными нет никаких оснований. Количественная характеристика дана только для групп в целом, так как пока ни в одном из изученных разрезов не определено такое число

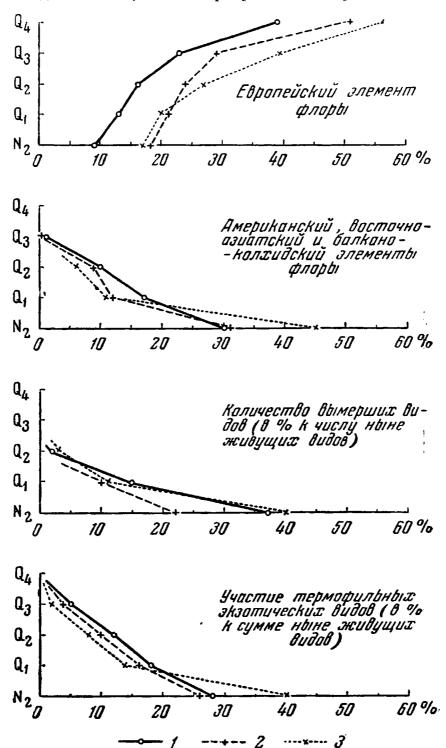


Рис. 1. Изменения состава верхнекайнозойских флор равнинной части Европы:

I — Русская равнина; 2 — Польша; 3 — Голландия; N_2 — флоры из отложений киммерийского яруса, мизернянского и реверского горизонтов; Q_1 — то же, из отложений акчагыльского и тегеленского горизонта; Q_2 — то же, из отложений лихвинского, мазовецкого I и недского межледниковий; Q_4 — то же, из отложений микулинского, мазовецкого II и эмского межледниковий; Q_4 — современная флора.

видов, которое позволило бы уверенно применять статистический метод обработки; кроме того, трудно предположить, чтобы состав растений, определенных в одной точке, вполне адекватно отражал флору всей данной территории.

При оцепке цифр, приведенных в этой табляце, конечно, необходимо иметь в виду, что «надежность» их в отношении ископаемых флор гораздо меньше, чем для флоры современной. Однако нет оснований сомневаться в том, что порядок величин, характеризующих степень участия в составе флоры того или иного географического элемента, они отражают достаточно верно.

На рис. 1 приведены графики, показывающие изменение основных показателей состава плейстоценовых флор Русской равнины, равнинной части Польши и Голландии.

В Польше флора верхних горизонтов плиоцена охарактеризована по данным разреза Мизерны (горизонт II), а флора древнейшего плейстоцена — по данным из горизонта III, III/IV и IV того же разреза (Szafer, 1954). Вторая группа плейстоценовых флор охарактеризована по материалам разрезов Новин Жуковских, Госценцина, Сырников, Вылезина и Чеханок Кжесимовских, а третья группа — по материалам разрезов Бедльна, Русинова, Калиша II и Людомирова. (Литература по этим разрезам очень многочисленная и полностью приведена в работе Srodoń, 1960). По Голландии для характеристики ископаемых флор использованы следующие данные: для плиоцеповой флоры — материалы по реверским отложениям, для древнеплейстоценовой — данные по глипам Тегелена, для среднеплейстоценовых — данные разреза Неде, а для верхнеплейстоценовой — материалы по разрезам Пунт-ван-Волленхове, Зволле и другим; данные по всем этим пунктам приведены в сводной работе ван дер Влерка и Флоршютца (Van der Vlerk a. Florschütz, 1953).

Графики показывают, во-первых, что процесс формирования широколиственнолесной флоры на всем пространстве северной равнинной части Европы протекал очень закономерно и, во-вторых, что те три группы, на которые были разделены плейстоценовые флоры, во всех районах этой территории характеризуются сходными чертами. Кроме того, по этим графикам видно, что не только на Русской равнине, но и в более западных районах, три выделенные группы флор соответствуют установившимся представлениям об объеме отделов плейстоцена.

Выделенные группы флор отличаются не только по содержанию их основных компонентов, но и по особенностям распределения жизненных форм в составе географических элементов. Эти данные приведены в табл. 3.

Таблица 3 Распределение жизненных форм в составе экзотических элементов плейстоценовых лесных флор

	Североамериканский элемент			певон г от Нэмэкс	Балкано- колхидский элемент		
Гр уппа флор и о тдел плейстоцена	древесные породы	водные растения	травянистые растения ния (наземные)	лревесные породы	водные растения	травянис- тые расте- ния (наземные)	древесные породы
Третья группа, верхний плейстоцен			+			+	
Вторая группа, средний плейстоцен		+	+		+	-{-	+
Первая группа, нижний плейстоцен	+	+		+	+	+	+

Вид	Нижний плейстоцен. Первая груп- па флор	Средний плейстоцен. Вторая группа флор	Верхний плейстоцен. Третья группа флор	Голоцен (кли- матический оптимум)
Вымершие				
Salvinia glabra Nik	+	_	_	
S. intermedia Nik	+		_	_
S. tuberculata Nik	+			_
Sparganium crassum Nik	+ + + +	_		
S. noduliferum C. et E. Reid	+	_	_	-
Potamogeton pygmaeus Chandler	, +	— +	_	_
Najas Bogoljubowii Sukazch Stratiotes intermedius (Hartz.)	r	+		_
Chandler	+			
Dulichium vespiforme C. et E.			1	
Reid	+	_	_	
Ranunculus sceleratoides Nik	+ + + +		_	_
Polanisia rugosa E. Reid.,	+	-	_	
Myriophyllum praespicatum Nik.	+	+	_	-
Lycopus antiquus E. Reid	+	-		
Physalis pliocenica Szafer	+		_	-
Sambucus pulchella (Reid.) Sza-	_1_		_	
Число видов	+ 12	2	0	0
Диффузно-рассеянные термофильные		_	_	
Azolla pinata R. Br	+	_		_
Selaginella mnioides (Sieber) A. Br.			-	
Brasenia purpurea Mich	5	+	+	_
Aldrovanda vesiculosa L	+	+	+	+
Trapa natans L. s. lat	+	+ 3	+ 3	+ 2
Число видов	4	3	3	
Американские				
Azolla filiculoides Lam	_	+,	–	_
Tsuga (T. canadiensis L.)	+	-:	_	
Dulichium arundinaceum Briton.	+ + + + 3	+	+	_
Juglans	 		_	
Carya	3	2	1	0
Восточноазнатские	į	-		
:	2	, `		
Osmunda Claytoniana L.*	?	+ +		_
Chamaecyparis (Ch. pisifera)	+		+	
Potamogeton asiaticus A. Benn.	+	+	_	
i ottorio getore delicatione in Donne	. '	. :	t	1
	+	 +		
P. malainus Miq	++	+ - + + - +	_	

^{*} Распространен и в Северной Америке.

Вид	Нажний плейстоцен. Первая группа флор	Средний плейстоцен. Вторая группа флор	Верхний плейстоцен. Третья группа флор	Голоцен (клв- матический оптимум)
Ceratophyllum orysetorum Kom. Menyspermum (M. dahuricum	;	+	-	_
D. C.)			_	
Vitis Thunbergii Sieb. et Zucc.	+		_	_
Число видов	?	6	1	0
Балкано-колхид- ские				
Pinus sec. Strobus	?	+	_	
Picea sec. Omorica	5	+	_	_
Tilia tomentosa Moench	3	+ + + 3	_	_
Число видов	?	3	0	0
Европейские				
Taxus bacata L		+	_	
urr	_		+	_
Stratiotes aloides L		+	+	+
Carpinus betulus L		+	+	**
Ilex aquifolium L	 +	+++++5	+ +	_
Vitis silvestris Gmel	+		_	-
Tilia platyphyllos Scop	_	+	+	-
Число видов	1	5	9	1
Общее число показательных видов	30	20	4	3

** В настоящее время встречается в голоценовых отложениях западных районов.

Из табл. З видно, что только в первой группе флор имеются древесные породы, представленные американским и восточноазиатским элементами. Во второй группе флор эти элементы представлены лишь водными и наземными травянистыми растениями, но в составе балкано-колхидского элемента еще сохраняются древесные породы. И, наконец, в третьей пруппе флор представители экзотических элементов встречаются лишь среди травянистых растений.

Анализируя палеоботанические материалы, можно выделить большое количество видов, которые прослеживаются только до какого-то определенного стратиграфического уровня и в более молодых отложениях уже не встречаются. Эти виды нельзя назвать «руководящими» в обычном понимании этого термина, поскольку они не являются характерным только для какого-то одного стратиграфического подразделения. Для их обозначения был предложен термин «показательные» виды (Гричук, 1960). В настоящее время для ископаемых четвертичных флор Русской равнины можно указать 48 таких показательных видов. Закономерности в распределении видов по возрастным группам флор (по стратиграфическим горизонтам) и в изменении их состава в каждой из групп хорошо дополняют сказанное выше об основных чертах истории термофильной лесной флоры Европы в плейстоцене (табл. 4).

Нижнеплейстоценовые флоры

В настоящее время в отношении древнейших плейстоценовых флор н рассматриваемой нами территории известны данные лишь предварителн ного характера.

Так, некоторые сведения о результатах спорово-пыльцевого анализотдельных образцов предледниковых отложений южной Литвы приведени В. А. Чепулите (19576). В работе Н. А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959) ряд разрезов в южной Белоруссии — Браково, Изин, Кончицы, Таволга Малое Быково, Брянчицы и Чепели, охарактеризованных данными спорово пыльцевого анализа, отнесен на основании находок в них экзотических форм (ореха, птерокарии и др.) к нижнему плейстоцену. Однако возможно что в большинстве случаев пыльца термофильных пород этих отложений является переотложенной. Такое предположение основывается на том, что например, в отложениях у д. Изин состав термофильных (в основном экзотических) форм сильно изменяется по разрезу, в то время как в количестве и соотношении пыльцы сосны и пыльцы березы (являющихся осповными компонентами) существенных изменений не наблюдается; в противополежность этому в разрезе у д. Таволги содержание пыльны экзотических форм остается почти неизменным, а в составе пыльцы госполствующих форм — сосны и березы — происходят сильные изменения. Кроме того, в этих отложениях отмечается присутствие пыльцы представителей таких родов, как секвойя, таксодиум, каштан и тисс, которые ни в более восточных (на средней Волге), ни в более западных районах (в Польше) в составе песомненно нижнеплейстопеновых флор не встрочаются. Поскольку же по условиям залегания действительное стратиграфическое положение слоев, вмещающих эти флоры, неясло, то вопрос о их возрасте пока приходится оставлять открытым. Исключение представляет лишь разрез у д. Малое Быково (рис. 2, пункт 1), по которому получены данные. очень близкие к известным по нижнеплейстоденовым отложениям в Среднем Поволжье и южной Польше. Скважина около д. Малое Быково вскрыла следующий разрез:

	1. Толща песков с гравием кристаллических пород 2. Морена (валунная супесь)	
* * -		4,0— 1,0 M
l, h, Q _{II} l	3. Супесь, переслаивающаяся с суглинком, переходя-	
•	щая кпизу в торф с прослоями ила; по данным	
	спорово-пыльцевого анализа, торфянистая часть	
	этой толщи относится ко второй половине лихвин-	
	ского межледниковья	•
glQ _{I ок.}	4. Морена (валунпая супесь)	20 ,6—25,3 м
(?)	5. Песчаная толща, в нижней части, с глубины 32 м,	
,	с гравийным материалом	
(<u>;</u>)	6. Валунно-галечный слой	35,5-38,2 M
(?)	7. Морена (валунная супесь с валунами местных и кри-	
	сталлических пород)	38,2—40,2 **

Данные спорово-пыльцевого анализа пижней песчаной толщи (ее верхней части мощностью около 6 м) приведены на рис. З. Основанием для отнесения этой толщи к нижнему плейстоцену является присутствие в ней. хотя и в небольших количествах, пыльцы тсуги, ореха и птерокарии. По общему характеру (пребладание пыльцы сосны, присутствие сравнительно небольшого количества пыльцы широколиственных пород и т. п.) эта диаграмма очень близка к диаграммам нижнеплейстоценовых отложений Западной Европы. Предположению, что в данном случае вся пыльца термофильных пород переотложенная и что эта толща является межстадиальной, противоречит характер спорово-пыльцевых спектров отчетливо выражен-

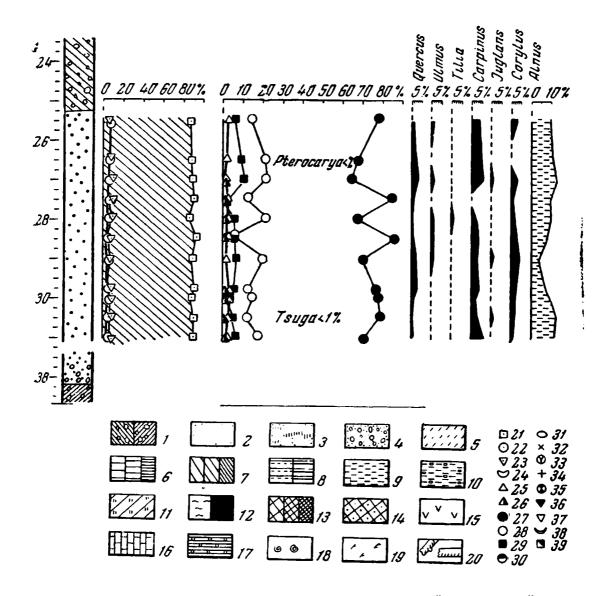


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений нижне**плейст**оценового межледниковья у д. Малое Быково. По данным Н. А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959):

Условные обозначения к этой и последующим диаграммам: 1 — морена разного состава; 2 — пески: 3 — пески с растительными остатками; 4 — пески с гравием и галечник; 5 — супеси; 6 — глины разного состава; 7 — песчанистые глины разного состава; 8 — ленточные глины разного состава; 9 — суглинки; 10 — суглинки с галькой; 11 — торфянистые глины и суглинки; 12 — торф разного состава; 13 — гиттии (сапропелиты) разного состава; 14 — песчанистые гиттии; 15 — диатомит; 16 — известновый диатомит; 17 — листоватый мергель; 18 — раковины пресноводных и морских моллюсков; 19 — остатки водорослей и морской травы; 20 — обломки древесных стволов; 21 пыльца древесных пород; 22 — пыльца травянистых растений и кустарничков; 23 — споры; 24 — лиственница; 25 — ель; 26 — пихта; 27 — сосна; 28 — береза; 29 — широколиственные породы (дуб, вяз, дипа и граб); 30 — влаки; 31 — осоки; 32 — маревые (лебедовые); 33 — верескоцветные; 34 — полыни; 35 — разнотравье; 36 — сфагновые мхи; 37 — зеленые мхи; 38 — папоротники; 39 — плауны

Сокращения на диаграммах: О. с. — Osmunda cinnamomea L; А. f. — Azolla filiculoides Lam.; Bot.— Botrychium boreale Milde; L. ap.' - Lycopodium appressum (Desv.) Petr.; L. p. - Lycopodium pungens La Pyl; L. c. - Lycopodium clavatum L.; L. al. - Lycopodium alpinum L.; S. s. - Selaginella selaginoides Link; E.-Ephedra; Ab - Abies; B. n.-Betula nana L.; B. h. - Betula humilis Schrank.

ного лесного типа. В этом разрезе, очевидно, отражен лишь небольшой отрезок теплой нижнеплейстоценовой эпохи (межледниковья).

К востоку от Белоруссии в пределах рассматриваемой нами территории известен только один пункт, где найдена флора, относящаяся к нижнему плейстоцену, у с. Волконщины южнее г. Рославля (см. рис. 2, пункт 2). Здесь буровая скважина вскрыла под флювиогляциальными песками и мощной мореной днепровского оледенения две толщи озерных отложений, разделенных горизонтом песков, мощностью около 8 м. Верхняя толща датируется на основании данных спорово-пыльпевого анализа лихвинским межледниковьем. В верхних горизонтах нижней (более древней) озерной толщи установлены спорово-пыльщевые спектры лесного типа, в которых наряду со значительным количеством пыльцы сосны из секции Eupitys (по-видимому Pinus silvestris L.), присутствует до 35% ныльцы Betula nana L. и до 20% пыльцы Alnaster. Эта флора отмечает нохолодание, предшествовавшее лихвинскому межледниковью (соответствующее какой-то фазе окского оледенения). Нижние же горизонты этой толщи характеризуются флорой теплолюбивого облика. При преобладании пыльпы сосен из секции Eupitys здесь определена также пыльца сосен из секции Cembra и, кроме того, — пихта, ель, лещина, праб, вяз, липа, падуб и итерожария. При явно четвертичном характере флоры присутствие птерокарии позволяет отнести ее к нижнему плейстоцену.

Среднеплейстоценовые флоры

Среднеплейстоценовые флоры, выделяемые на основании признаков, характерных для флор второй группы (отсутствие или небольшое участие вымерших видов, значительная роль североамериканского, восточноазиатского и балкано-колхидского элементов и т. д.), на описываемой территории по своему составу неоднородны. Среди них есть флоры мезофильного склада (с большим участием в фазу климатического оптимума таких породкак ель, пихта, граб) и флоры ксерофильного характера (в фазы климатического оптимума в них преобладали дуб и вяз). В составе мезофильных флор роль экзотических элементов больше, что указывает на их большую древность. С этим согласуются и условия залегания отложений, вмещающих названные флоры.

Мезофильные флоры связаны с залегающими ниже морены максимального оледенения отложениями лихвинского межледниковья, а ксерофильные — с лежащими выше этой морены образованиями одинцовского межледниковья. Флоры этих межледниковий хорошо различаются по составу показательных видов (табл. 5), а также по особенностям процесса формирования растительного покрова, которые находят отражение в резких различиях спорово-пыльцевых диаграмм.

Таблица 5 Состав показательных видов во флорах лихвинского и одинцовского межледниковий*

Вид	Флоры лихвинского межледниковья	Флоры одинцовского межледниковья
Osmunda Claytoniana L		
Picea sec. Omorica	+	+
Ilex aquifolium L	+	

^{*} Приведены только те виды, которые определяются по пыльце и спорам.

Флоры лихвинского межледниковья

Стратотином для отложений лихвинского межледниковья ивляется разрез у Лихвина на р. Оке в юго-восточной части рассматриваемой территории (см. рис. 2, пункт 13). Открытый и детально изученный Н. Н. Ботолют бовым еще в конце прошлого столетия, он в дальнейшем изучался многими исследователями — геологами и палеоботаниками. Последней работой, специально посвященной этому разрезу, является монография К. А. Ушко

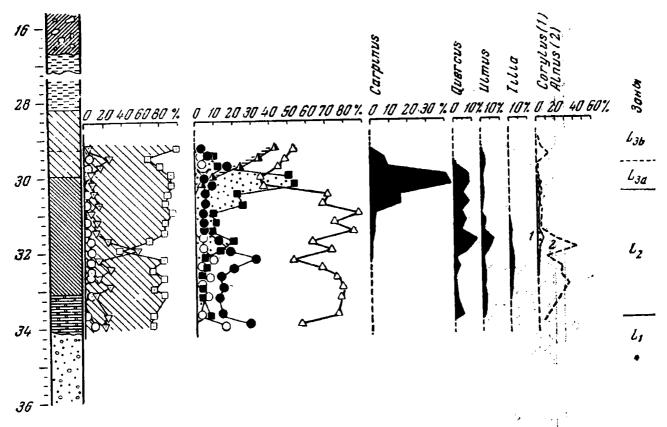


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений лихринского межледниковья у г. Лихвина. Анализы В. П. Гричука.

(1959), в которой с исчерпывающей полнотой дан обзор предшествовавших исследований. Условия залегания межледниковых озерных отложений в этом разрезе описаны в следующем разделе, поэтому здесь мы не будем останавливаться на этом вопросе.

Флора лихвинской межледниковой толщи в результате работ В. Н. Сукачева, В. С. Доктуровского, П. А. Никитина и многих других исследователей изучена достаточно полпо. В работе К. А. Ушко шриведен список определенных здесь растений, включающий 99 видов и родов (т. е. форм, для которых установлена только родовая принадлежность). Кроме того, нами было определено по спорам и пыльце еще пять видов: Osmunda Claytoniana L., Azolla filiculoides Lam., Picea sec. Omorica, Pinus sec. Strobus, Tilia tomentosa Moench.

По лихвинскому разрезу межледниковых озерных отложений опубликовано несколько пыльцевых диаграмм. На рис. 4 воспроизведена споровоныльцевая диаграмма, полученная нами в 1955 г. и являющаяся одной из самых полных. На этой диаграмме отражены изменения растительного покрова в окружающей местности только за время климатического оптимума: Начальная и конечная фазы межледниковья на ней не представлены. Диаграмма показывает, что такие широколиственные породы, как дуб, вяз,

и липа, появились почти одновременно, несколько позже к ним присоединились граб и орешник. Содержание пыльцы этих пород сравнительно невелико и лишь в конце климатического оптимума количество ныльцы граба резко возрастает (до 44%). В течение всего времени климатического оптимума участие ели в растительном покрове остается значительным, а к концу этой фазы большую роль начинает играть пыльца пихты (Abies).

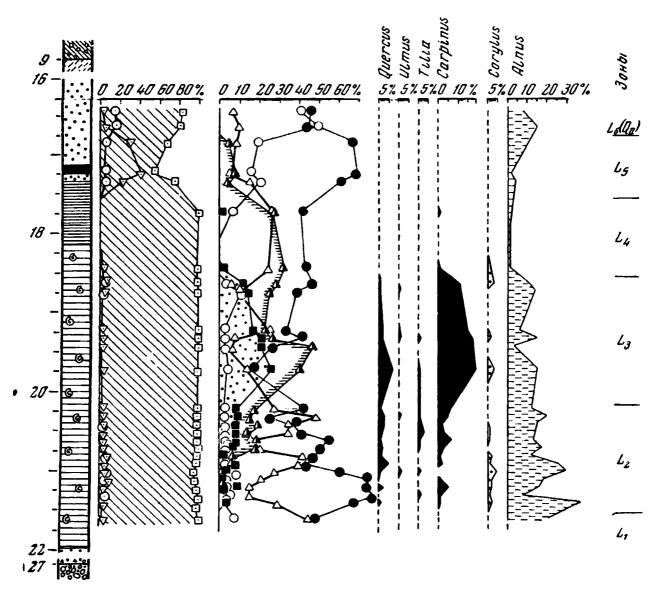


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений лихвинского межлединковья у д. Лаперовичи. По данным Н.А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959)

Более полный разрез отложений лихвинского межледниковья изучен Н. А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959) по разрезу у д. Лаперовичи, севернее г. Минска (см. рис. 2, пункт 7). Скважина, заложенная близ южной окраины деревни, вскрыла под мореной и флювиогляциальными песками (перекрытыми современным аллювием и торфом) мощную толщу озерных отложений (с фауной пресноводных моллюсков), которая подстилается песками и валунно-галечным горизонтом (пройден скважиной только на 2,5 м). Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 5) фиксирует для времени накопления нижней части озерных отложений процесс формирования растительного покрова, весьма близкий к тому, который отражен на диаграмме лихвинского разреза: одновременное появление в начале климатического оптимума различных широколиственных пород (в том числе граба и лещины), значительное увеличение к концу этой фазы только роли граба ³, большое содержание пыльцы пихты (до 48%) и господство на всем этом отрезке пыльцы ели. Значительно большее, чем в Лихвине, содержание пыльцы сосны в нижних слоях озерной толщи, повидимому, отчасти связано с местными условиями, а отчасти с тем, что здесь присутствуют более древние слои.

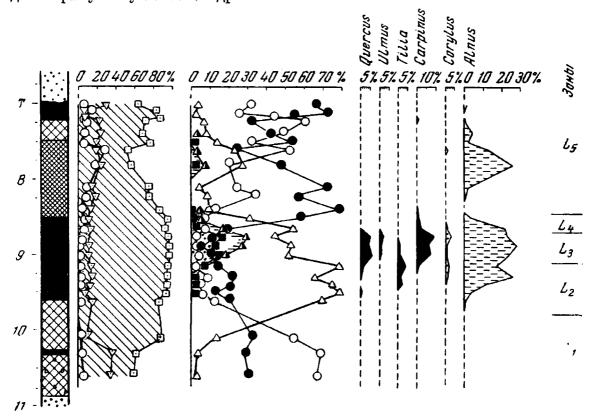


Рис. 6. Спорово-пылцевая диаграмма разреза озервых отложений лихвинского межледниковыя на р. Большая Коша (обнажение у погоста Илья Пророк). Апализы М. А. Недошивиной

Верхние слои разреза у д. Лаперовичи характеризуют конечную стадию лихвинского межледниковья, не представленную в разрезе у Лихвина: здесь выделяется горизонт с высоким содержанием пыльцы темнохвойных пород (ели и пихты), без участия термофильных элементов, а еще выше — горизонт с господством пыльцы сосны и березы. Аналогичные данные были получены и по самому северному разрезу отложений этого межледниковья на р. Большой Коше (рис. 6).

В том, что два признака из отмеченных на диаграммах разрезов у Лихвина, Лаперовичей и на Большой Коше — высокое содержание пыльцы граба и пихты и близкая или одновременная кульминация этих пород — являются действительно характерными для отложений лихвинского межледниковья, нас убеждают данные спорово-пыльцевого анализа по таким разрезам, как Гридино, Кульбакино и Манчипо, в которых отложения с этими признаками по условиям залегания могут быть отнесены только к лихвинскому межледниковью.

В настоящее время на описываемой территории в пределах СССР известно 13 пунктов 4, в которых на основании флористических данных и по

³ Можно предполагать, что действительный максимум содержания ныльцы граба приходится на полуметровый интервал (от 19,75 до 20,25 м), который остался не охарактеризованным.

⁴ По сообщению Н. А. Махнач, в последнее время на территории Белоруссии найдено много разрезов с отложениями лихвинского межледниковья, но мы их не включаем в настоящий обзор, так как материалы по ним еще не опубликованы.

характерным особенностям спорово-пыльцевых диаграмм, установлено присутствие отложений лихвинского межледниковья. Кроме того, на прилегающей к СССР части Польши известны два пункта с очень хорошо охарактеризованными в палеоботаническом отношении отложениями этого же межледниковья (см. рис. 2, пункты 5 и 14). Данные по ним могут быть также использованы для биостратиграфического обоснования расчленения четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины.

Сложный ход процесса формирования растительного покрова северованада Русской равнины позволяет подразделить отложения лихвинского межледниковья на несколько стратиграфических горизонтов — зон, характеризующихся определенными особенностями состава спорово-пыльцевых спектров (апалогично подразделению на зоны отложений голоцена или эмского межледниковья). Разделение межледниковой толщи на зоны имеет значение не только для большей детализации изучаемых разрезов. Установив последовательность зон и пространственные особенности растительного покрова, отраженные в составе их спорово-пыльцевых спектров, мы можем более детально и обоснованно сопоставлять спорово-пыльцевые диаграммы отдельных разрезов, не прибегая к таким пеопределенным понятиям, как «общий тип диаграммы».

Сопоставляя пыльцевые диаграммы разрезов в упомянутых выше пунктах, можно выделить шесть зоп, охватывающих всю толщу отложений лихвинского межледниковья, начиная с конца предшествовавшего (окского) до начала последующего (днепровского) оледенения. При разработке этого деления была учтена схема Н. А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959), выделившей ряд последовательных фаз в развитии лесного чокрова Белоруссии. Принятая нами схема деления на зоны построена на несколько формальном признаке — на учете участия пыльцы основных древесных пород. Это сделано на том основании, что попытки выделения лесных формаций в растительном покрове Русской равнины в эпоху лихвинского межледниковья при современном уровне знаний являются беспочвенными. Те данные о характере лесной флоры (включавшей большое число видов), которыми мы располагаем в настоящее время, говорят лишь о большой сложности и своеобразии существовавших ценозов, но еще не дают ключа фитоценологической интерпретации данных спорово-пыльцевого апализа.

На такие зоны рационально разделить отложения и других межледниковий, поэтому для внесения необходимой ясности нами принята система, по которой каждая зона обозначается латинской буквой соответственно названию межледниковья и арабской цифрой, показывающей ее последовательное (снизу вверх) положение в разрезе:

- L₁ зона березы и сосны с примесью ели (переход от окского оледенения к межледниковой эпохе);
- L₂ зона ели с сосной (местами сосна преобладает) и широколиственными породами; на юго-западе с небольшой примесью пихты;
- L₃ зона граба и пихты (обе породы здесь кульмипируют) с елью и широколиственными породами;
- L₄ зона ели и пихты с небольщим участием широколиственных пород;
- L₅ зона сосны с березой и небольшим участием ели и пихты (широколиственные породы отсутствуют);
- L₆ зона березы с сосной (переходная зона к эпохе днепровского оледепения).

В табл. 6 приведен список разрезов с флорами лихвинского межледниковья и указаны те зоны, которые отражены в пыльцевых диаграммах этих разрезов (табл. 6).

	rioy tone		opcour,		CHILLE SING	xomitono.	i U MC	ичистии	Kagani						
Характеристика зон	Вицва гари (Спрингис и Перкенс, 1960)	Б. Коша (ГУЦР)	Behropmeso (Krause, Gross, 1941)	Жидовщизна (Jaron, 1933)	Лаперовичи (Ца- пенко и Махнач, 1959)	Гребенка (Ца- певко и Махвач, 1959)	Копысь (Докту- ровский, 1932а)	Кульбакино (ГУЦР)	Манчино (ГУЦР)	Гридино (Шик, 1959)	Лихвин (ИГАН)	Вылезин (Dya- kowska, 1956)	Bucokoe (Kulc- zynski, 1959)	Быково (Цапенко и Махнач, 1959)	Брянчицы (Ца- пенко и Махнач, 1959)
	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
L ₆ Зона березы с сосной															1
I.4 Зона ели и пихты с небольшим участием широколиственных пород															
L ₃ Зона граба и пихты (их кульмина- ция) с елью и широколиственны- ми породами															
І.2 Зона ели с сосной и широколи- ственными породами, на юго-за- паде появляется пихта															
L ₁ Зона березы и сосны с примесью ели															

Примечание. Цифры под названиями разрезов соответствут номерам, принятым для их обозначения на рис. 2. В таблице приняты следующие сокращения: ИГАН — данные спорово-пыльцевой лаборатории Института географии АН СССР; ГУЦР — данные спорово-пыльцевой лаборатории Геологического управления центральных районов; СЗГУ — данные спорово-пыльцевой лаборатории Северо-Западного управления.

Флоры одинцовского межледниковья

Стратотипом для отложений одинцовского межледниковья следует считать разрез мощной толщи озерных отложений, вскрытых буровой скважиной у пос. Подруднянского близ г. Рославля. Данные по этому разрезу были опубликованы С. М. Шиком (1957, 1959). Это единственный известный в настоящее время разрез, в котором почти полностью отражено все одинцовское межледниковье (см. рис. 2, пункт 30). Условия залегания древнеозерных отложений у пос. Подруднянского описаны в следующем раз-

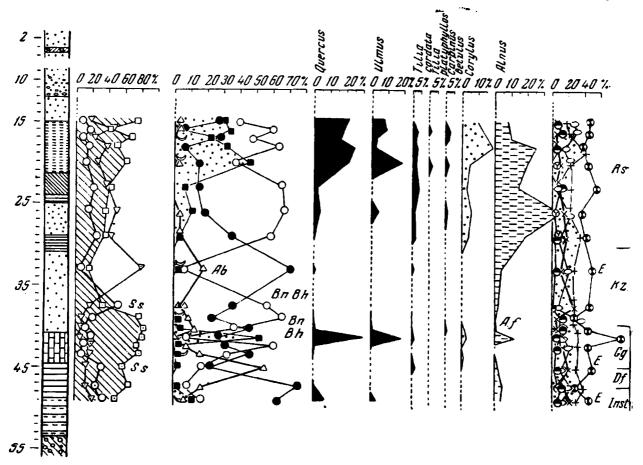


Рис. 7. Спорово-пылыцевая диаграмма разреза озерных отложений одинцовского межледниковья у пос. Подруднянского. Анализы В. П. Гричука:

Обозначения в правой части диаграммы: Inst — деснинский межстадиал; Df — заключительная стадия днепровского оледенения; Gg — глазовский климатический оптимум; Kr — красно-борское похолодание; Rs — рославльский климатический оптимум

деле. Результаты спорово-пыльцевого анализа озерной толщи, мощностью около 35 м, показаны на рис. 7. Обращает на себя внимание наличие двух горизонтов (на глубинах 15-27 и 40-42 м) с высоким содержанием пыльцы широколиственных пород (до 45-50%). Эти горизонты разделены слоем, в котором термофильные элементы отсутствуют и появляются такие представители холодолюбивой флоры, как Betula nana L. и Selaginella selaginoides (L.) Link.

Хотя слои с нижним максимумом пыльцы широколиственных пород имеют относительно небольшую мощность, а высокое содержание ее (52%) отмечено лишь в одном образце, нет оснований сомневаться в том, что они образовывались во время климатического оптимума. Это следует из того, что и в подстилающих и в покрывающих слоях хорошо выражена закономерная последовательность смены древесных пород. По своему характеру она очень близка к той последовательности, которая отмечается на пыльцевых диаграммах отложений микулинского межледниковья при переходе от эпохи оледенения к климатическому оптимуму и от последнего — к следующему оледенению.

Верхпий максимум пыльщы широколиственных пород, отмечающий второй климатический оптимум одинцовского межледниковья, фиксирован в слое озерных отложений значительной мощности. Но представлен он неполностью, вероятно, из-за размыва верхних горизонтов озерной толщи.

В отложениях, соответствующих первому климатическому оптимуму, найдены массулы Azolla filiculoides Lam. (имеющие глохидии с одной поперечной перегородкой, т. е. с признаком, который П. А. Никитин (1938) считал характерным для формы, называемой им A. interglacialica Pan.) и пыльца сосны из секции Strobus. Присутствие остатков этих видов является основанием для отнесения вмещающих их отложений к среднему плейстоцену. Широколиственные породы представлены здесь преимущественно дубом (присутствует пыльца трех видов: Quercus robur L., Q. petraea Liebl. и Q. pubescens Willd) и вязом (Ulmus laevis Pall. и U. campestris L. 5). В очень небольших количествах встречена пыльца липы, граба и лепины. Следует отметить присутствие в этих же слоях значительного количества пыльцы сосны из секции Eupitys (в основной массе принадлежащей, по-видимому, Pinus silvestris L.), что в сочетании с наличием среди травянистых растений таких видов, как Chenopodium botrys L., Kochia laniflora (S. G. Gmel.) Borb., Salsola ruthenica Iljin, хорошо подчеркивает ксерофильный характер флоры этого горизонта.

В слоях, относящихся к второму климатическому оптимуму, содержание пыльцы широколиственных пород не менее значительно, причем в основном она также принадлежит дубу (главным образом Quercus robur, в небольших количествах — Q. petraea) и вязу (Ulmus laevis и U. campestris). В несколько большем количестве, чем в отложениях первого оптимума, присутствует пыльца липы (Tilia cordata Mill. и T. platyphyllos Scop.), граба (Carpinus betulus L.) и лещины (Corylus avellana L.), содержание которой достигает 19%. Следует отметить присутствие в большом количестве пыльцы берез (Betula verrucosa Ehrh. и B. pubescens Rgl.). Из этого можно заключить, что менее ксерофильная флора второго климатического оптимума одинцовского межледниковья существовала в условиях более континентального климата, чем флора первого оптимума.

Более детально, чем по разрезу отложений у пос. Йодруднянского, первый климатический оптимум может быть охарактеризован по разрезу древнеозерных отложений у д. Глазово (см. рис. 2, пункт 31).

Результаты спорово-пыльцевого анализа древнеозерных отложений у д. Глазово показаны на рис. 8. Основанием для отнесения этих отложений к среднему плейстоцену является присутствие в них пыльцы ели секции Omorica, а для сопоставления отраженного на диаграмме климатического оптимума с первым оптимумом разреза у пос. Подруднянского состав его флоры и характер спорово-пыльцевой диаграммы. Ксерофильность растительности, окружавшей водоем, в котором в то время отлагался озерный мергель, выражена очень ярко. Здесь присутствовали те же виды дуба (Quercus robur, Q. petraea и Q. pubescens) и вяза (Ulmus laevis и $U.\ campestris)$, пыльца которых составляет основную часть ныльцы широколиственных пород. Содержание пыльцы липы, граба и лещины выражается в величинах того же порядка, что и в разрезе у пос. Подруднянского. Среди большого числа определенных видов лебедовых присутствуют и указанные для разреза у пос. Подруднянского Chenopodium botrys L.. Kochia laniflora (S. G. Gmel.) Borb и Salsola ruthenica Iljin. Все это позволяет считать, что слои глазовского разреза на глубине $50-55\,\mathrm{m}$ и подруднянского разреза на глубине 39-45 м отражают один и тот же отрезок времени — первый климатический оптимум одинповского межледниковыя.

⁵ Все приведенные здесь и далее определения пыльцы дубов, вязов, берез и лебедовых выполнены М. Х. Моносзон.

Результаты спорово-пыльцевого анализа 4-метровой толщи болотных отложений, вскрытых буровой скважиной у д. Максименки (см. рис. 2, пункт 25), могут дополнить характеристику второго климатического оптимума одинцовского межледниковья, отложения которого, как уже указывалось, сохранились в разрезе у пос. Подруднянского не полностью

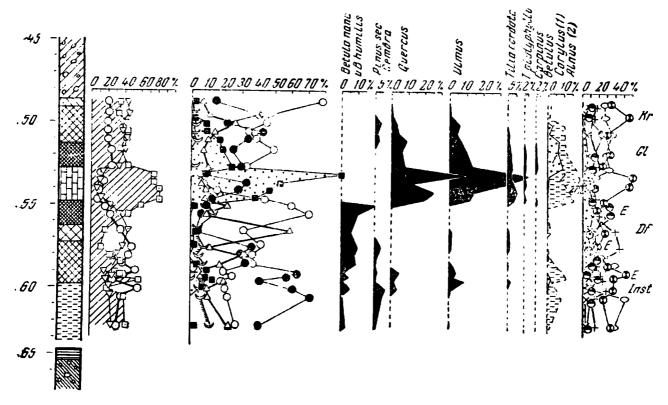


Рис. 8. Спорово-чыльцевая диаграмма разреза озерных отложений одинцовского межледниковья у д. Глазово (отложения глазовского климатического оптимума и деснинского межстадиала).

Обозначения в правой части диаграммы те же, что на рис. 7

(рис. 9). Эти отложения отнесены нами ко времени второго климатическото оптимума одинцовского межледниковья на основании результатов спорово-пыльцевого анализа, который вскрыл такие особенности в процессе формирования растительного покрова, какие нам известны только для этого отрезка времени. На то, что этот мощный торфяник относится к одинцовскому межледниковью, указывают и условия его залегания: расположенный далеко к югу от области распространения валдайского оледенения, он перекрыт одним горизонтом морены (которая, следовательно, может оыть лишь московской) и подстилается двумя моренными горизонтами. Начальная фаза климатического оптимума в разрезе у д. Максименки практически не выражена, зато нашла отражение его заключительная часть, когда участие в растительном покрове широколиственных пород резко сократилось и заметную роль начали играть представители северной флоры — Betula nana и B. humilis.

Данные по разрезу у д. Максименки важны потому, что они позволяют дополнить и уточнить характерные черты второго климатического оптимума одинцовского межледниковья — преобладающее количество пыльцы дуба и вяза, очень незначительная (или даже ничтожная) роль граба, сравнительно небольшое участие пыльцы лещины, практически одновременная кульминация содержания пыльцы всех широколиственных пород. Кроме того, подтверждается значительная роль пыльцы берез (Betula pubescens и B. verrucosa) в фазу климатического оптимума, что в сочетании с очень незначительным участием в составе лесов граба указывает на континентальный характер климата. Все эти особенности растительного

покрова во время второго климатического оптимума отражены и в спорово-пыльцевой диаграмме разреза у д. Хмельники, опубликованной А. А. Гузман (1961).

Палеоботаническая характеристика отложений, образовавшихся в промежуток времени между первым и вторым климатическими оптимумами одинцовского межледниковья, пока что еще не очень ясна, несмотря на то, что эти отложения известны в большом количестве пунктов. Судя по результатам спорово-пыльцевого анализа разрезов, в которых эти отложения изучены более полно (таких, как Красный Бор и Новики; см. Шик, 1960а; затем Сухой Починок; см. Шик, 1959, и Матово), здесь отмечаются как горизонты с небольшим количеством пыльцы широколиственных

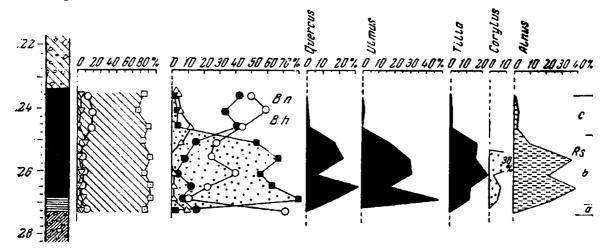


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза болотных отложений одинцовского межледниковья у д. Максименки (отложения рославльского климатического оптимума). Анализы Г. М. Братцевой п В. П. Гричука.

Обозначения в правой части дпаграммы те же, что на рис. 7

тород и пихты, так и горизонты, не имеющие каких-либо термофильных элементов. Значительное участие лебедовых и полыней, присутствие федры (см. рис. 7) в пределах глубин 28—39 м, карликовой березки и селягинеллы в этих горизонтах свидетельствуют о наличии в это время холодных континентальных условий.

Отложения этого интервала достигают значительной мощности: в разрезе у Красного Бора — около 20 м, у Матова — порядка 18 м, у Новиков и пос. Подруднянского — до 10 м. Они широко распространены и длительное время являлись единственно известными отложениями, разделяющими московскую и днепровскую морены. Характер флоры этих отложений и являлся основанием для того, чтобы считать, что их накопление относится к межстадиальному времени, разделявшему две стадии (московскую и днепровскую) единого днепровского ледниковья.

Таким образом, анализ палеоботанических материалов по одинцовскому межледпиковью позволяет выделить в нем три основные стадии:

- а) первый климатический оптимум, который может быть назван глазовским (Gl.);
- б) эпоху со сравнительно холодным и континентальным климатом, которая может быть названа красноборским похолоданием (Kr);
- в) второй климатический оптимум, который может быть назван рославльским (Rs.) ⁶.

Диаграммы разрезов древнеозерных отложений у д. Глазово и пос. Подруднянского показывают, что под отложениями глазовского оптимума, отделяясь от них слоем в несколько метров мощностью с холодо-

⁶ Названия теплых отрезков времени были предложены В. П. Гричуком, М. Х. Моносзон и С. М. Шиком.

любивой флорой, залегают слои, содержащие небольшое количество пыльцы широколиственных пород. На спорово-пыльцевой диаграмме глазовского разреза хорошо видпо, что времени отложения слоев с цыльцой широколиственных пород (всего 12%) соответствует повышение облесенности района, снижение роли Betula nana и B. humilis и лебедовых и возрастание роли разнотравья. Все это указывает на то, что эти отложения действительно были связаны с более благоприятными климатическими условиями, чем в предшествовавшее их образованию или в последующее время. Межстадиальный характер этого потепления (предшествовавшего одинцовскому межледниковью) достаточно ясен. Он, очевидно, отвечает межстадиалу в самом конце днепровского оледенения, аналогичному аллерёдскому межстадиалу последнего оледенения. Этот межстадиал мог бы быть назван деснинским (поскольку д. Глазово расположена в бассейне верхней Десны).

Хотя общее количество изученных разрезов отложений одинцовского межледниковья в настоящее время довольно значительно, было бы преждевременным пытаться выделить здесь зоны аналогично тому, как это сделано для лихвинского межледниковья. Поэтому в табл. 7 дано разделение только на те три основные стадии, которые были названы выше, а в пределах глазовского и рославльского оптимумов показано разделение наклиматические фазы, соответствующие началу потепления, наиболее теплому времени и концу потепления.

Верхнеплейстоценовые флоры

Флоры верхнего плейстоцена, выделяющиеся по признакам, характеризующим вторую группу флор (полное отсутствие вымерших видов, небольшое участие видов, относящихся к экзотическим флористическим элементам, и термофильных экзотов вообще и т. д.), известны из очень большого количества пунктов северо-западной части Русской равнины. Изучены они в общем достаточно полно, что позволяет уверенно использовать их в биостратиграфическом отношении.

Верхнеплейстоценовые флоры не однородны по своему составу и разделяются на две подгруппы. Первая из пих, отличающаяся большим участием экзотических видов, связана с отложениями межледниковой эпохи, во время климатического оптимума которой в развитии растительного покрова выделялись две резко дифференцированные фазы. Первая фаза — ксерофильная, когда ассоциации дубравного ряда распространялись далеко на север, вплоть до Ладожского озера, а ареалы таких видов, как Quercus pubescens Willd. и Acer tataricum L., на севере захватывали район Смоленска и Москвы; вторая — мезофильная, когда такие атлантические элементы, как Carpinus betulus L. и Tilia platyphyllos Scop., pacпространялись на восток вплоть до Костромского Заволжья. Это то межледниковье, которое на территории Европейской части СССР называется микулинским (рисс-вюрм Г. Ф. Мирчинка). Вторая подгруппа характеризуется очень небольшим участием термофильных экзотов и связана с отложениями межледниковой эпохи, во время климатического оптимума которой развивалась лесная растительность умеренно мезофильного склада. В процессе формирования ее не отмечается столь резко дифференцированных фаз. Флоры этой подгруппы известны еще из очень небольшого количества пунктов и изучены с полнотой, значительно уступающей изученности флор микулинского межледниковья. Но меньшее участие вофлорах этой подгруппы термофильных экзотических видов несомненно, что позволяет говорить о меньшей древности ее, по сравнению с микулинской флорой. С этим полностью согласуются условия залегания отложений, с которыми связаны эти флоры: в районе Смоленска (д. Нижняя.

			Йзу	ченные	pas	резы	Òтло́х	кени	й од	инцов	ского	межле	еднико	вья *					'		
Горпзо нт	Стадия и фа	18 4	Нуншкиери (Спрингис и Пер-	Деселе (Сприн- гис и Перкенс, 1960)	Редькино (ИГАН)	Красный бор (Пик, 1960а)	Новини (Шик, 1960а)	Яновская (ГУЦР)	Веломир (Шик, 1959)	Максименки (Шик, 1959)	Хмельники (Гузман, 1961)	Фелоровка (ГУЦР)	Сухой починок (Шик, 1959)	Кириллы (Шик, 1957)	Подруднянский (Шик, 1957)	Глазово (Гричун, Моносзон, Шик)	Матово (ГУЦР)	Совхоз Авангард (ГУЦР)	Ильинское (Гри- чук, 1948)	Бровна гора (Цепенко в Мах- нач, 1959)	Велута (Папенко и Махнач, 1959)
	1		18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
		Конец					1											1			
(0 B 50	Рославльский оптимум	Середина																			
межледниковье		Начало			\ \ \[
	Красноборское п пие	юхолода-															1) }
Одинцовское		Конец																			
Оди	Глазовский оптимум	Середина																			
		Начало																			
цепров- ское едниковье	Заключительная оледения	стадия																			
Цнепров- ское едниковь	Деспянский ме	жстадиал																			

^{*} См. примечание к табл. 6.

Боярщина) они прислонены к морене, перекрывающей отложения микулинского межледниковья, а в районе Москвы (несколько восточнее описываемой нами территории) они связаны с отложениями І надпойменной террасы 7. Эпоха, с отложениями которой связаны эти наиболее молодые плейстоценовые флоры термофильного склада, может быть названа вторым верхнеплейстоценовым межледниковьем. По своему положению в стратиграфической схеме оно соответствует молого-шекснинскому межледниковью А. И. Москвитина.

В табл. 8 приведен список показательных видов микулинского и второго верхнеплейстоценового межледниковий. Для сравнения в ней указаны и виды, характерные для фазы климатического оптимума голоцена.

Таблица 8
Показательные виды межледниковых флор верхнего плейстоцена и климатического оптимума голоцена

	<u> </u>	межледниковье	оптимум)
Osmunda cinnamomea L	+ + + + + + +		 +** + +

^{*} Встречаются не во всех разрезах.

Флоры микулинского межледниковья

Стратотипом для отложений микулинского межледниковья может быть признан разрез у с. Микулина (см. рис. 2, пункт 63). Погребенный торфяник, открытый в этом пункте (в боковых откосах так называемой Логовой улицы) в 1923 г. А. В. Костюкевич-Тизенгаузен, в дальнейшембыл изучен в палеоботаническом отношении В. С. Доктуровским (1930). В 1932 г. этот разрез демонстрировался экскурсии П Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода (Костюкевич-Тизенгаузен, 1932) и многократно упоминался в литературе (Мирчинк, 1930; Герасимов и Марков, 1939; Москвитии, 1950а и др.).

В 1959—1960 гг. в лаборатории Института географии Академии наук СССР был выполнен спорово-пыльцевой апализ образцов из двух расчисток, вскрывших межледниковые отложения и покрывающие их озерные осадки, относящиеся уже к началу валдайского ледниковыя (анализы Сун Сяндзюн). Эти расчистки были проведены на том же откосе Логовой улицы, как и демонстрировавшиеся экскурсии II Международной конференции. Результаты этих анализов приведены на рис. 10. Диаграмма, относящаяся

^{**} Только в западной части рассматриваемой территории.

^{***} В отложениях, несомненно относящихся к второму верхнеплейстоценовому межледниковью определений макроостатков не производилось, поэтому вопрос о присутствии или отсутствии этоговида остается пока открытым.

⁷ Некоторые из авторов этой работы, как уже отмечалось в предисловии, несогласны с выделением этого межледниковья (подробнее см. стр. $228-229.-Pe\theta$.).

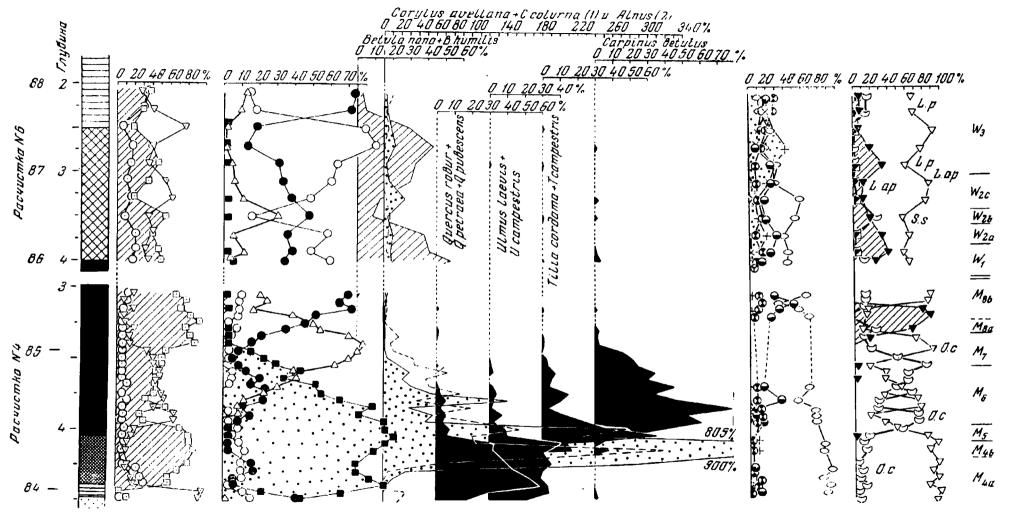


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза-озерно-болотных отложений микулинского межледниковья и верхневолжского межстадиала в с. Микулино (по Логовой улице). Анализы Сун Сян-цзюв

к расчистке № 4, вскрывшей толщу межледниковых отложений, представленных торфом гиттией и несками, дала исключительно отчетливую картину изменений растительного покрова за время почти всего межледниковья (на диаграмме В. С. Доктуровского (1930) отражена лишь вторая половина межледниковья, и диаграмма в целом не очень показательна). Она отражает все те особенности в истории формирования лесной растительности, которые ранее на основании изучения других разрезов с отложениями микулинского межледниковья считались характерными для этой эпохи. Для времени климатического оптимума отражено очень высокое содержание пыльцы широколиственных пород, исключительное обилие пыльцы лещины, а также ольхи. Хорошо выражена та последовательность во времени кульминации содержания пыльцы широколиственных пород, которая считалась наиболее характерным признаком микулинского межледниковья: здесь последовательно кульминируют дуб и вяз, затем лещина, потом лица и, наконец, граб. В отложениях второй половины фазы климатического оптимума появляется пыльца ели, достигающая максимума в слоях, относящихся к концу теплого времени. Дуб представлен здесь тремя видами (Quercus robur, Q. pubescens и Q. petraea), вяз — двумя (Ulmus laevis и U. campestris), липа — также двумя (Tilia cordata и Т. platyphyllos), граб — одним видом (Carpinus betulus). В слоях, относящихся к климатическому оптимуму, из числа определенных травянистых растений важно отметить такие виды, как Typha minima Funk. и, в особенности, Osmunda cinnamomea L.8

Спорово-пыльцевой анализ образцов из расчистки № 6, продолжающей вверх разрез озерно-болотной толщи, вскрытой расчисткой № 4 (с перерывом порядка 0,7—0,8 м), обнаружил присутствие в них пыльцы и спор таких представителей северной флоры, как Betula nana и Selaginella selaginoides. Присутствие этих видов указывает на то, что эти слои относятся уже к валдайскому ледниковью (на них мы остановимся ниже).

Начальные стадии микулинского межледниковья, не отраженные в разрезе на Логовой улице в с. Микулине, очень хорошо представлены в озерно-болотных отложениях, обнажающихся в береговом обрыве р. Каспли у д. Нижней Боярщины (см. рис. 2, пункт 62). По этому разрезу, хорошо известному в литературе опубликованы две спорово-пыльцевые диаграммы (Чеботарева, 1954⁹, Гричук М. П. и Гричук В. П., 1961). Кроме того, в лаборатории Института географии АН СССР была проанализирована еще одна серия образцов. Все эти диаграммы показывают, что в основании межморенной толщи лежат слои с преобладанием пыльцы березы, выше которых залегает горизонт с высоким содержанием пыльцы ели (нижний максимум). В этом горизонте отмечается высокое содержание пыльцы травянистых растений, в том числе полыней и лебедовых, присутствует пыльца эфедры и споры Selaginella selaginoides (L.) Link., что указывает на образование его в условиях еще холодного климата на рубеже московского ледниковья и микулинского межледниковья. Еще выше расположен горизонт, в котором сильно увеличивается содержание ныльцы сосны и появляется пыльца широколиственных пород (дуба п вяза), содержание которых кверху резко возрастает. Выше лежат торф и гиттии; спорово-пыльцевые диаграммы для этих слоев дают картину. апалогичную той, которая получена по разрезу торфов и гиттий у с. Микулина. Значительно меньшее, чем в отложениях у с. Микулина, содержа-

⁹ В статье Н. С. Чеботаревой название пункта дано неправильно. Разрез находится у д. Нижней Боярщины, а не у «с. Верхняя Боярщина» (д. Верхняя Боярщина расположена примерно на 15 км южнее).

⁸ Споры этого вида осмунды были найдены нами в разрезе у Пушкарей (рис. 2, пункт 59) и М. П. Гричук — в разрезе морских отложений у Ленинграда (пункт 40), О. П. Кондратене (1960) указывает их в разрезах Валакампяй (пункт 56), Буйгиджяй (пункт 57), Гайлюнай (пункт 89), Ратничя (пункт 90).

⁹ В статье Н. С. Чеботаревой название пункта дано неправильно. Разрез нахо-

пие пыльцы липы и граба в разрезе у д. Нижней Боярщины связано с местными условиями — приуроченностью погребенного торфяника к обширной котловине, почвенные условия которой не благоприятствовали проникновению этих древесных пород, не выносящих заболоченной ночвы. Аналогичную картину дает и расположенный поблизости разрез у д. Рясны (см. рис. 2, пупкт 61). В отложениях времени климатического оптимума здесь определены все те виды древесных пород, которые указаны для отложений у с. Микулина (а также Typha minima Funk.) Все это свидетельствует о несомненной принадлежности межморенных отложений Нижней Боярщины к микулинскому межледниковью. Полнота разреза у Нижней Боярщины (в нем отражено как начало, так и конец межледниковья) позволяет считать его вторым стратотицом микулинского межледниковья, в котором хорошо видны соотношения его осадков с моренными горизонтами.

Если разрезы у с. Микулина и д. Нижней Боярщины являются стратотицами для континентальных отложений микулинского межледниковья, то стратотицом для морских осадков этого времени следует считать разрез к юго-востоку от Ленинграда у с. Рыбацкого (см. рис. 2, пункт 38), данные по которому опубликованы М. А. Лавровой и М. П. Гричук (1960). Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза (рис. 11) отчетливо отражает все особенности в истории формирования растительного покрова, которые характерны для микулинского межледниковья.

Однако необходимо указать, что возраст моренных горизонтов, подстилающих и покрывающих морские слои в этом пункте, остается открытым. Сопоставление с диаграммой разреза на р. Мге (Знаменская, 1959) показывает, что здесь морские отложения лежат на ленточных глинах с явным размывом, чего нет в мгипском разрезе, в котором к тому же аналогичные образования залегают на значительно более высоких абсолютных отметках. Поэтому остается неясным, одновозрастны ли нижние ленточные глины и подстилающая их морена в разрезах на р. Мге и у с. Рыбацкого и к какому ледниковью относится нижняя морена в последнем пункте: к московскому или днепровскому. Верхняя морена отделяется от морской толщи песками в которых обнаружена флора перигляциального характера с участием таких ксерофильных элементов (эфедра и др.), которые указывают на приуроченность ее к криоксеротической климатической фазе оледенения, т. е. к второй половине ледниковой эпохи (Гричук М. П. и Гричук В. П., 1961). Верхняя морена разрезов у с. Рыбацкого и на р. Мге является последней верхпей мореной в районе Ленинграда, так как всюду на ней лежит покров ленточных глин, геохронологическое изучение которых показало окончательное отступание ледника, отложившего морену на мгински-микулинских слоях указанного района на р. Мге.

В настоящее время на описываемой нами территории (включая СССР и прилегающую часть Польши) известно 80 пунктов (см. рис. 2, пункты 37—118), в которых на основании данных спорово-пыльцевого анализа (дополненного во многих случаях результатами определений макроостатков) установлено наличие отложений микулинского межледниковья. В число этих разрезов входят только такие, на пыльцевых диаграммах которых, даже если они не полностью охватывают время межледниковья, вполне отчетливо отражены характерные для него черты (рис. 12). Этот общирнейший материал, распространенный хотя и не очень равномерно, но по всей северо-западной части Русской равнины, является надежной основой для разработки схемы дробного стратиграфического расчленения микулинского межледниковья. В настоящее время уже опубликованы две такие схемы, относящиеся к Белоруссии (Махнач, 1957) и Смоленской области (Шик, 1958а).

Исходя из анализа пыльцевых диаграмм упомянутых выше пунктов и учитывая уже имеющиеся схемы, мы разработали помещенную ниже

⁴ Рельеф и стратиграфия

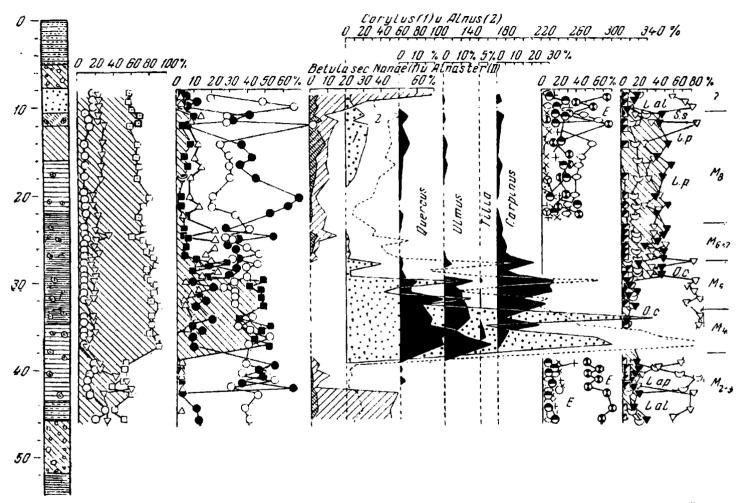


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза морских и пресповодных отлежений на юго-восточной окраиже Денинграда (с. Рыбацкое). По данным М. А. Лавровой и М. П. Гричук (1960)

схему детального стратиграфического расчленения микулинских отложений северо-западной части Русской равницы. Учитывая, что на таком пространстве зональная структура растительного покрова выявляется вполне четко (Гричук, 1950), в основу этой схемы мы положили степень участия в составе лесной растительности главных древесных пород, отраженную в составе спорово-пыльцевых спектров, а не смену лесных

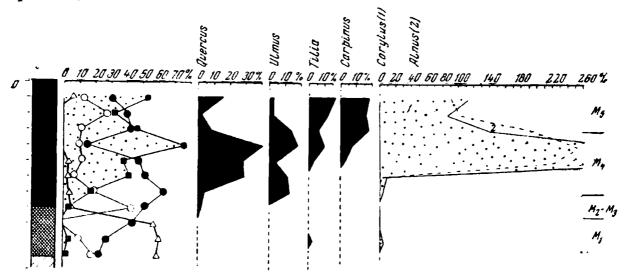


Рис. 12. Пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений микулинского межледниковья у д. Ильинское. По данным В. С. Доктуровского (1932a)

формаций (которые в разных частях территории были разными). Выделяемые преимущественно по максимумам содержания пыльцы тех или иных древесных пород, зоны можно принимать (в масштабе времени межледниковья) одновременными на всей территории. Зоны эти следующие:

М₁ — зона ели (нижний максимум ели) с небольшим участием березы и сосны. Зона переходная от конца московского ледниковья к началу межледниковья;

M₂ — зона сосны и березы (с небольшим участием ели) без широкодиственных пород;

М₃ — зона сосны и березы с примесью дуба, вяза и лещины;

М₄ — зона дуба и вяза; может быть разделена на две подзоны:

М_{4а} — максимум дуба и вяза с лещиной,

М_{4b} — максимум дуба и вяза с примесью лины (на западе также граба) и первая половина максимума лещины;

M₅ — зона липы с большим участием дуба, вяза и граба: вторая половина максимума лещины;

М₆ — зона граба с участием лицы, дуба, иногда вяза, лещины и ели;

М₇ — зона ели (верхний максимум ели) с примесью широколиственных пород;

М₈ — зона сосны с елью и березой (в юго-западных районах с примесью широколиственных пород); может быть разделена на две подзоны:

 M_{8a} — с преобладанием ели,

Мар — с преобладанием сосны (конец межледниковья).

На диаграммах многих разрезов выше зоны M_8 лежат слои с высоким содержанием пыльцы березы. В тех случаях, когда производился детальный анализ, здесь выявлялось большое участие пыльцы карликовой березы и присутствие спор тундровых видов плаунов, что заставляет относить эти слои уже к валдайскому ледниковью.

Выраженность максимума содержания пыльцы той или иной древесной породы, на основании которого выделяются зоны, в разных частях территории очень различна, но это не является препятствием для выделения той или иной зоны. Так, на значительной части Белоруссии очень слабо отражен нижний и верхний максимумы ели (зоны М₁ и М₇); максимум липы, столь резко выраженный в некоторых районах на юге и юго-западе территории, в северо-западной части Прибалтики (в Эстонии) и в районе Ленинграда выражен очень незначительно (см., например, диаграмму разреза мгинских отложений у Ленинграда — рис. 11).

Сопоставление выделенных нами зон с делением, предложенным в работах Н. А. Махнач и С. М. Шика, а также с широко известной схемой. Иессена и Мильтерса дано в табл. 9.

Имеющиеся материалы позволяют решить вопрос о «втором максимуме» широколиственных пород рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья.

Этот второй максимум широколиственных пород, установленный исследованиями Иессена и Мильтерса (Jessen, Milthers, 1928) в разрезах датских погребенных торфяников, затем в Белоруссии (Вознячук и Махпач, 1954), толковался многими специалистами как указание на второй климатический оптимум рисс-вюрмского межледниковья, а Л. И. Москвитиным (1950а) — как межстадиал в начале первого верхнеплейстоценового ледниковья.

Как известно, в настоящее время датские исследователи установили, что пыльца широколиственных пород в слоях, которые относились ко времени этого «второго оптимума» паходится в переотложенном состоянии в результате солифлюкционных процессов во время последующего оледенения (Andersen, 1957).

В ряде изученных в последние годы разрезов, в которых вскрыты слои, переходные от микулинского межледниковыя к эпохе оледенения, установлено присутствие пыльцы широколиственных пород в слоях, лежащих выше слоев, образовавшихся в «первый климатический оптимум» (т. е. настоящих межледниковых отложений). Однако оказалось, что во всех случаях эта пыльца найдена в отложениях, содержащих такие элементы тундровой флоры, как Selaginella selaginoides (L.) Link., Lycopodium pungens La Pyl., L. appressum (Desv.) V. Petr. и большое количество пыльцы Betula nana L. Очевидно, и здесь пыльца широколиственных пород находится во вторичном залегании. К числу таких разрезов на рассматриваемой нами территории относятся разрезы у с. Микулина (см. рис. 10), у д. Пушкари (см. рис. 2, пункт 59), у д. Нижней Боярщины (пункт 62) и у с. Рыбацкого (пункт 38).

Это, однако, еще не разрешает полностью вопроса о природе «второго максимума» в тех разрезах, в которых видовые определения пыльцы и спор травянистых растений не производились. Таких разрезов, по данным, приведенным Н. А. Махнач (Цапенко и Махнач, 1959) и другими исследователями, около 20. Анализ материалов по этим разрезам приводит к следующим выводам: в слоях, относящихся к «второму максимуму», отсутствует какая-либо закономерность в суммарном содержании пыльцы широколиственных пород (ее количество может достигать в одном разрезе 30%, а в соседнем — 1—2%); отсутствует какая-либо закономерность в порядке появления и исчезновения пыльцы отдельных широколиственных пород (т. е. то явление, которое очень отчетливо наблюдается в истории формирования растительного покрова всех межледниковий); состав спорово-ныльцевых спектров с пыльцой широколиственных пород в близко расположенных разрезах может быть настолько несходным, что реконструировать те формации в которых могли бы участвовать эти породы, не представляется возможным.

Сопоставление схем деления отложений микулинского (рисс-вюрмского) межледниковыя

Принятая схема	С. М. Шик (1958а)	Н. А. Махнач (1957)	W. Szafer (1953)	Jessen, Milthers (1928)
M ₈ — зона сосны и ели	14. Слон с преоблада- нием пыльцы березы	Приледниковая расти- тельность		n
	13. Слои с пыльцой сосны, ели и березы	Березово-сосновые леса		m ·
	12. Слои с вторым максимумом широко- лиственных пород	; (1) ; (1)	IV	l
	11. Слои с преоблада- нием пыльцы березы	Хвойные (сосновые)	1 V	i÷k
	10. Слои с пыльцой сосны, березы и гра-			
М ₇ — зона ели (верхний макс им ум ели)	9. Слон с верхним мак- симумом ели	Еловые и елово-грабо- вые леса	Ш	
М ₆ — зона граба	8. Слои с максимумом пыльцы граба	Грабовые леса		g
М ₅ — зона лицы (конец максимума лещины)	7. Слон с максимумом липы	Липово-грабовые леса	П	
—————————————————————————————————————	6. Слои с максимумом пыльцы ольхи и оре- шника	Липово-дубовые ле- са с орешником Дубовые леса		f
(начало максимумале- щины)	5. Слоп с максимумом пыльцы дуба	<u>Б</u> Дубовые леса		
М ₃ — зона сосны и березы с пироколист- венными породами	4. Слои с пыльцой сос- пы, березы и широ- колиственных пород	Хвойно-широколист- венные леса		d÷
M ₂ — зона сосны и бе- резы	3. Слоп с максимумом пыльцы сосны	Хвойные (сосновые)		
М ₁ — зона ели (ниж- ний максимум ели)	2. Слои с нижним мак-	леса	I	c
	1. Слои с преоблада- нием пыльцы березы		-	a +

Сопоставление всех этих данных заставляет нас прийти к выводу, что «второй максимум» широколиственных пород связан с разрушением межледниковых отложений в начальные стадии наступившего оледенения и с нереотложением содержащейся в них пыльцы во вновь образующихся осадках и что второго климатического оптимума в макулинское межледынковье не существовало.

Межстадиальные флоры начала валдайского оледенения

В ряде разрезов, в которых найдены флоры микулинского межледниковья, данными спорово-пыльцевого анализа охарактеризованы слои, относящиеся уже ко времени валдайского оледенения (слои, лежащие выше зоны Ма). При этом можно назвать значительное количество пунктов, где пад слоями с перигляциальной флорой, указывающей на значительное похолодание, отмечаются слои, отражающие следы небольшого улучшения климата. В качестве примера можно привести уже упоминавшийся разрез у с. Микулина (см. рис. 10). Здесь в торфянистой гиттии и в непосредственно лежащих на ней горизонтах глинистой гиттии, вскрытых расчисткой ${
m N}\!\!{
m 2}\,6$, отмечено большое количество пыльцы карликовой березы (40—50 %). Выше содержание пыльцы этого вида резко снижается, повыщается участие ныльцы ели и сосны. Общий состав спорово-пыльцевых спектров указывает, что степень облесенности района была больше, чем в предшествовавший отрезок времени. Потепление климата во время отложения этих горизонтов не было значительным, так как в них найдены и споры Selaginella selaginoides (отмечающаяся здесь же пыльца граба, липы и лещины несомненно является переотложенной). Еще выше содержание пыльцы ели снова сильно уменьшается, возрастает роль пыльцы карликовой березы, ноявляются тундровые виды плаунов (Lycopodium pungens и L. appressum).

Более репрезентативным является разрез у д. Пушкари, данные по которому отражены на рис. 13. Здесь над слоем торфа, который на основании данных спорово-пыльцевого анализа относится к микулинскому межледниковью, лежат пески с прослоями растительных остатков; в них по результатам анализа устанавливается та же картина, что и в разрезе у с. Микулина. Отделенные от межледниковых отложений горизонтом с высоким (до 54%) содержанием пыльцы карликовой березы, лежат слоч, в которых преобладает пыльца сосны и ели (при резком уменьшении содержания пыльцы березы). Северотаежный характер растительности во время образования этого горизонта хорошо подчеркивается присутствием спор Lycopodium complanatum L. (вид который севернее таежной зоны очень редко встречается только в лесотундре). Еще выше лежат слои, в которых таежные элементы исчезают, снова возрастает содержание пыльцы карликовой березы и появляются споры L. appressum (Desv.) V. Petr. и Botrychium boreale (Fr.) Mildf. Эти отложения перекрыты толщей морены, мощностью свыше 45 м, которая слагает здесь крупные моренные холмы, входящие в систему краевых образований в области максимального распространения валдайского оледенения.

Состав флоры в слоях, подстилающих и покрывающих межстадиальные отложения, ноказывает, что она относится к криогигротической, т. е. к первой климатической фазе ледниковой эпохи. Таким образом, приуроченность охарактеризованного в разрезах у Микулина и Пушкарей межстадиала ко времени, предшествовавшему максимальной стадии этого оледенения, обосновывается достаточно надежно (и по флористическим данным и по условиям залегания).

В других пунктах, где определений видового состава берез и других растений не производилось межстадиальные отложения выделяются на

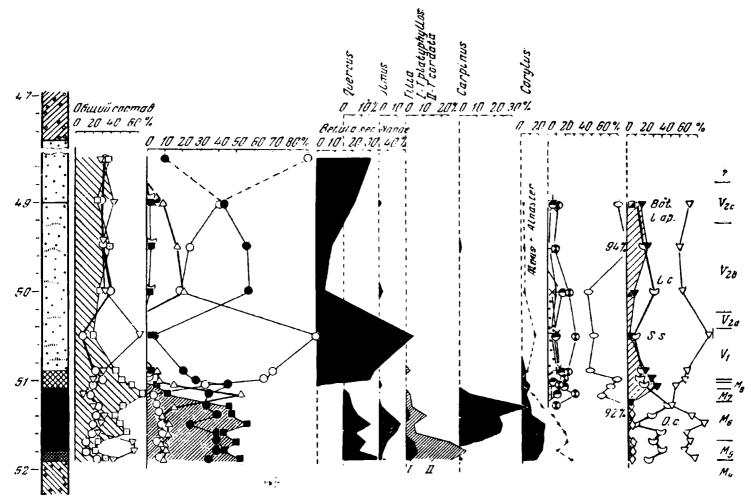


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерпо-болотных отложений микулпиского межледниковья и верхневолжского межстадиала, вскрытых скважиной у д. Пушкари. Анализы В. П. Гричука

основании изменений общего состава спорово-пыльцевых спектров и состава пыльцы древесных пород. В большинстве случаев такая интерпретация данных спорово-пыльцевого анализа не вызывает сомнений.

При недостаточной флористической изученности этого межстадиала в опорных разрезах отнесение к нему флор межстадиального характера, встреченных в других пунктах, может быть сделано уверенно только в том случае, если ясно соотношение вмещающих их осадков с отложениями микулинского межледниковья. В табл. 10 показапо 12 разрезов, в отношении которых это условие соблюдено. Из этих соображений приходится оставлять открытым вопрос об отнесении к нему слоев с флорой межстадиального характера, лежащих в разрезе на р. Большой Коше (рис. 2, пункт. 4) между мореной и отложениями лихвинского межледниковья. Хотя эти слои и отделяются от межледниковых осадков следами явного размыва, у нас нет никакого основания считать их образованиями, пеносредственно предшествовавшими первому верхнеплейстоценовому ледниковью, как это принимает А. И. Москвитин (1950а).

Анализ отрезков спорово-пыльцевых диаграмм этих разрезов, в части, охватывающей слои, соответствующие начальным стадиям валдайского одеденения и межстадиальному времени, показывает, что их можно разделить на следующие зоны и подзоны:

V₁ — зона березы с элементами тундровой флоры (начальная стадия валдайского оледенения);

 V_{2a} — зона сосны с березой (начало межстадиала);

 V_{2b} — зона сосны и ели;

 V_{2c} — зона березы и сосны (конец межстадиала);

V₃ — зона березы (начало максимальной стадии валдайского оледенения).

Данные по самым южным разрезам, таким, как у с. Ковшово (рис. 2, пункт 107) и у с. Кулаки (пункт 110), указывают на отсутствие в растительном покрове описываемой территории широколиственных пород. Спорадически встречающиеся пыльцевые зерна граба, орешника и других растений находятся во вторичном залегании или же являются продуктом дальнего заноса, так как в их составе, появлении и исчезновении отсутствует какая-либо закономерность (табл. 10).

Для обозначения первой межстадиальной эпохи после эпохи микулинского межледниковья А. И. Москвитин предложил название «верхневолжский интерстадиал» (Москвитин, 1950а). Л. Н. Вознячук (1960) предлагает для межстадиала, занимающего такое же стратиграфическое положение, название «тарасовский интерстадиал». Однако, учитывая то, что в разрезе у с. Тарасова (см. рис. 2, пункт 106) интерстадиальные образования палеоботанически охарактеризованы весьма неполно, а также необходимость следовать правилу приоритета, за этой эпохой следует сохранить название «верхневолжский интерстадиал».

Флоры второго верхнеплейстоценового межледниковья

Как уже указывалось выше, отложения этого межледниковья в палеоботаническом отношении изучены менее полно, чем отложения предшествующих межледниковых эпох. Не менее существенно и то, что они охарактеризованы пока еще в очень небольшом количестве пунктов. На описываемой нами территории мы располагаем данными по четырем разрезам; кроме того, имеются палеоботанические материалы еще по четырем пунктам, расположенным восточнее Москвы.

Наиболее полно изучен разрез в устье р. Балазны (рис. 2, пункт 119), около д. Нижней Боярщины, на расстоянии около 1 км от упоминавшегося

Характеристика вон	Лужскан Губа (Менакер, 1940)	Ленинград (Лав- рова и Гричук, 1960)	р Мга (Знамен- ская, 1959)	p. Kyńcapa (C3FV)	Рынгу (Огуіки, 1960)	р. Льняная (СЗГУ)	р. Граничная (Кац. 1956)	р. Полометь (Покровская, 1936)	Бежецк (Москви- тин, 1950а)	р. Черемуха (ИГАН)	Сопки (ГУЦР)	р. Большой Ту-дер (ГУЦР)	р. Большан Ду- бенка (Чеботаре- ва и др., 1961)	Сковорово (Че- ботарева и др., 1961)	р. Сижина (Че- ботарева и др., 1961)	Лошаково (Чебо- тарева и др.,
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
V ₂₀ — зона березы и сосны		<u> </u>	,									<u> </u>				
V _{2b} — зона сосны и ели	-															
V _{2a} — зона сосны с березой	1															
V ₁ — зона березы (с элементами тун- дровой флоры)				!												
М ₈ — зона сосны и ели b			 	<u> </u> 	<u> </u>	<u>j</u>	<u>'</u> 	<u> </u> 		<u>.</u> 	 	 	<u> </u> 	<u> </u> 		
М ₇ зона ели (верхний максимум)		$\lceil \rceil \rceil$														
М _в — зона граба						<u> </u>										
М ₅ — зона липы (конец максимума лещины)																
М ₄ — зона дуба и вяза (начало b]]	 		† 1] 				[1
М _з — зона сосны и березы с приме- сью широколиственных пород								Ť T								
М ₂ — зона сосны и березы								 	<u> </u>	<u> </u>						
М1— вона ели (нижний максимум)						-					•					

[•] См. прим. н табл. 6.

Характеристика бон	3yebo (FVIIP)	Центральный ле- сной заповедник (Соколов, 19496)	Kmrroc (Brem6- wna, Sobolewska, 1950)	Валакампяй (Кондратене, 1958)	Буиваджяй (Кондратене, 1958)	Дрисса (Цапенко и Махнач, 1959)	Пушкари (ИГАН)	Заполье (ГУЦР)	Рясна (Н.Я. Кап, С. В. Кап, Са- лов, 1958, и ИГАН)		Микуляно, Логовая улица (Сун Сян-цэюн)	Микулино, гора Мачеха (Н. Я. Кац, С. В. Кац, С. В. Салов, 1958)	Прилица (Н. Я. Кац, С. В. Кац, С.В. Салов, 1958)	Вертка (ИГАН)	Холм-Жирков- ский (ГУЦР)	Палкино (ГУЦР)
Y 6	53	54	55	56	57	58	59	60	61	621	63	64	65	66	67	68
V ₂₀ — зона березы и сосны	<u> </u>						<u> </u>		_	<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>				
V _{2b} — зона сосны и ели																
V _{2а} — вона сосны с березой																
V ₁ — зона березы (с элементами тун- дровой флоры)										1						
М ₈ — зона соспы и ели а				<u> </u>	<u> </u>			İ	<u> </u>			i I			-	
М ₇ — вона ели (верхний максимум)											<u> </u>					
М. — зона граба																
М ₅ — зона липы (конец максимума лещины)																
М ₄ — вона дуба и вяза (начало b максимума лещины) а																
М ₃ — зона сосны и березы с приме сью широколиственных пород	ι															
М2 — зона сосны и березы																
М1— зона јели (нижний максимум)			Ī				Ī								

	(ГУЦР)				1		ани-		Док. 932а)	VIIIP)	Пок- 1931)	I. H. Kau,	(Hok- 1931)	-	ATT A		-gora-	Uak ,	MEG. PPOB- H. H. H.
Характеристика зон	Высокое (Г	Непаново	(ГУЦР)	Митьково	("YILP)	Маслово (Лани лова, 1951)	р. Истра (Дани	лова, 1951)	Ильинское (Дон туровский, 1932а	Троицкое (ГУЦР)	Потылиха (Доктуровский, 1931)	Коренево (Н. Я. Кап и С. В. Кап, 1959)	Дрожжинь (туровский,	Павловское (Шик, 1958а)	Ступино (ГУЦР)	Мальцево (ГУЦР)	р. Корь (Чебота- рева, 1949)	Топорово (Шик 1958а)	Верхние Не кары (Докт ский, 1935, 1 Кац, С. В. В. 1956)
	69	7	70	71	t	72	73	3	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84
V ₂₀ — вона березы и сосны		1																	
V _{2b} — зона сосны и ели								Ī											
V _{2в} —зона сосны с березой				•			<u> </u>	j				- 	`		Ī	j	Ì		<u> </u>
V ₁ — зона березы (с элементами тун дровой флоры)	[•]									<u> </u>			 						
М ₈ — зона сосны и ели а		<u> </u>				·				<u> </u>				<u> </u>			i 	 I	1
М7— вона ели (верхний максимум)									-										
М ₆ — зона граба																			
М ₅ — зона липы (конец максимума лещины)																			
М ₄ — зона дуба и вяза (начало b максимума лещины) а				 															
М ₃ — зона сосны и березы с приме- сью широколиственных пород		i	-	<u>' </u>	<u> </u>	<u>. </u>								 -					
М ₂ — вона сосны и березы	<u> </u>		<u></u>	<u> </u>			<u> </u>					<u> </u>	<u> </u>	;- <u>`</u> -			-		<u> </u>
М1 — зона ели (нижний максимум)	Ī															-			

							,							(np	эдолис	
Характеристика вон	Швейцатит (Во- ro vko-Dluža- kowa, Halicki, 1957)	Нетесос(Зинкеви- чюте- Кондрате- не, 1957)	Яненис (Зинке- вичоте-Конд- ратене, 1957)	Максимонис (Bre- mówna, Sobolew- ska, 1950)	Гайлюнай (Кон- дратене, 1958)	Ратничя (Конц- ратене, 1958)	Jionomiposo (Bitner, 1957)	Sagume (Bitner, 1957)	Миклевщизна (Bitner, 1957)	Пунемунь (Dya- kowska, 1936)	Богатыревачи (Вознячук, 1960)	Жукевичи (Srodofi, 1950)	Копопки Лесни (Вого́wko- Dlu- żakowa, 1957)	Калиновка (Во- rówko-Dłużako- wa, 1957)	Черна Вся (Bit- ner, 1956)	Oranu (Bitner, 1956a)
	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
V ₂₀ — зона березы и соны																
V _{b2} — зона сосны и ели																
V _{2а} — зона сосны с березой																
V ₁ — зона березы (с элементами тун- дровой флоры)															ſ	
М ₈ — зона сосны и ели а		Í							<u> </u>	1						
М ₇ — зопа ели (верхний максимум)								<u> </u>		<u> </u>						
М ₆ — зона граба		[
М ₅ — зона липы (конец максимума лещины)																
М ₄ — зона дуба и вяза (начало <u>b</u> максимума лещины) а												-				
М ₃ — зона сосны и березы с приме- сью широколиственных пород																
М2— зона сосны и березы																
М ₄ — вона ели (пижний максимум)																

Характеристика вон	Блонево (Borów- kc-Dlużakowa, 1957)	Горошки (Bitner, 1954)	Хороша (Папен- ко и Махнач, 1950)	Нелидовичи (Ца- пенко и Махнач, 1959)	Вишневка (Ца- пенко и Махнач, 1959)	Тарасово (Цапен- ко и Махнач, 1959)	Ковтево (Цапен- ко и Махнач, 1959)	Мурава (Папен- ко и Мах [.] .ач, 1959)	Бродец (Цапенко и Махнач, 1959)	Кулаки (Цапен- ко и Махнач, 1959)	Дорошевичи (Цапенко в Мах- нач, 1959)	Рогачев (Моско витин, 1950а)	Выщин и Мацоры (Москвитин, 1950а)	Чериков (Цапен- ко и Махнач, 1959)	Дубровы (Шик, 1958а)	Лоев (Цапенко и Махнач, 1959)	Посудичи (Величию, 1961)	Мезан (ИГАН)
	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
V _{2с} — зона березы и сосны													<u> </u>					
V ₂ b— зона сосны и ели				 														
V _{2а} — зона сосны с березой							Ī											
V ₁ — зона березы (с элементами туп- дровой флоры)																		
M ₈ — зона сосны и ели b						1	j L											
М ₇ — зона ели (верхний максимум)	<u> </u>																	
М _в — зона граба																		
М ₅ — зопа липы (конец максимума лещины)																		
М ₄ — зона дуба и вяза (пачало <u>b</u> максимума лещины) а							 						<u> </u>					
М ₃ — зона зосны и березы с приме- сью пироколиственных пород																		
М2-зона сосны и березы							!											
М1 — зопа ели (пижний максимум)																		

разреза отложений микулинского межледниковья (пункт 62). Здесь были изучены старичные отложения, мощностью около 3.5 м, входящие в состав 1 надпойменной террасы.

Результаты спорово-пыльцевого анализа этих отложений приведены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 14). Эта диаграмма показывает, что-

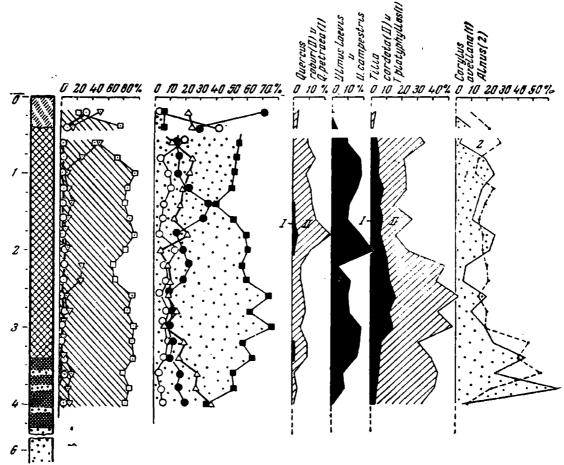


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза старичных отложений I надпойменной террасы времени второго верхнеплейстоценового межлединковья на р. Балазне. Анализы Е. А. Мальгиной и В. П. Гричука

накопление осадков в этой старице относится лишь к части времени климатического оптимума межледниковья. Высокое содержание пыльцы широколиственных пород (50—80%) указывает на большую роль в растительном покрове формаций широколиственных лесов, наряду с которыми, однако, сохранялись и ассоциации с участием ели, что резко отличает это межледниковье от предшествовавшего, микулинского (ср. с диаграммой разреза у с. Микулина, рис. 10). Обращает на себя внимание и отсутствие граба — этого характерного компонента лесной растительности эпохи микулинского межледниковья в его термогигротическую фазу, к которой приурочено и шорокое расселение липы.

Флористические особенности межледниковых отложений, вскрытых в разрезе на р. Балазне, по сравнению с отложениями микулинского межледниковья и с отложениями климатического оптимума голоцена показаны в приведенной выше табл. 8, для составления которой использованы данные по разрезу на р. Балазне, по расположенным поблизости разрезам отложений микулинского межледниковья у д. Боярщины и с. Микулина и по разрезу современного торфяника у д. Кошеватки. Одновременно с разрезом торфяника у д. Кошеватки был изучен и разрез голоценовых пойменных отложений около д. Волоты. Сходство одновозрастных отрезков спорово-пыльцевых диаграмм торфяника и голоценовых пойменных отло-

жений показывает, что особенности палеоботанической характеристики резреза 1 надпойменной террасы р. Балазны не связаны с какими-то особыми условиями образования спорово-пыльцевых спектров в аллювиальных отложениях. Несколько восточнее р. Балазны отложения с флорой сходного характера обнаружены в нижней части террасы р. Каспли у д. Волоты (см. рис. 2, пункт 120). Присутствие в этом пункте Quercus petraea Liebl. и Tilia platyphyllos Scop., отмеченных и в разрезе на р. Балазне, исключает возможность отнесения этих отложений к голопену.

Полностью отложения молодого верхнеплейстоценового межледниковья охарактеризованы в осадках, вскрытых скважинами в районе Татищевского озера (рис. 2, пункт 121). Отложения эти были проанализированы в 1937 г. М. И. Рынкевич, материалы которой опубликованы А. И. Москвитиным (1950а). Результаты пыльцевого анализа образцов из скважины № 983, проведенной в самом озере, показаны на рис. 15 и 16 10.

На диаграмме видно, что под 18-метровой толщей различных сапропелей, время накопления которых охватывает весь голоцен и аллерёд, и прослоем несков (в соседних скважинах мощность этой песчаной толщи превышает 17 м) лежит мощная толща супесей, сапропелита и других отложений, в которой имеется горизонт с флорой явно межледникового характера. В отражаемом диаграммой процессе формирования растительного покрова отчетливо проступают особенности, сближающие этот разрез с разрезом на р. Балазне: большое участие в лесных ассоциациях дуба и липы, менее значительная, чем в отложениях микулинского межледниковья, роль лещины и присутствие еловых ассоциаций в фазу климатического оптимума. Отличия от диаграммы разреза на р. Балазне, сводящиеся к тому, что здесь очень мала роль вяза и, паоборот, появляется пыльца граба (всего до 5%), а общее содержание пыльцы широколиственных пород несколько меньше, — пе имеют принципиального значения.

Отличия от процесса формирования лесов в микулинское межледниковье могут быть хорошо прослежены потому, что несколько южнее от Татищевского озера находится разрез у с. Ильинского, (см. рис. 2, пункт 74), изученный В. С. Доктуровским (1932а). Пыльцевая диаграмма этого разреза (см. рис. 12) отражает все те черты, которые типичны для микулинского межледниковья. Она показывает, что на Клинско-Дмитровской возвышенности, как и в других районах, с началом климатического оптимума ель быстро исчезла из состава лесов, граб появился одновременно с липой и вскоре стал существенным компонентом широколиственных формаций, лещина достигла исключительно большого распространения (содержание ее пыльцы превышает 250%). Таким образом, хотя мы не имеем возможности установить флористические различия межледниковых отложений Татищевского озера и микулинских отложений ближайшего района (как это имеет место в районе д. Нижней Боярщины), фитоценологические различия их достаточно ясны.

Диаграмме Татищевского озера аналогична диаграмма разреза верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых буровой скважиной у д. Максино (см. рис. 2, пункт 122). Их анализировала также М. И. Рынкевич. Эта диаграмма приведена в сильно схематизированном виде А. И. Москвитиным (1954а) ¹¹ и воспроизведена по материалам М. И. Рынкевич на рис. 17.

¹⁰ Эта диаграмма составлена заново по лабораторному журналу анализов, предоставленному нам для этой цели Комиссией по изучению четвертичного периода Академии наук СССР, в архиве которой хранятся материалы М. И. Рынкевич.

¹¹ А. И. Москвитин относил межледниковые отложения у д. Максино к лихвинскому межледниковью, однако данные пыльцевого анализа М. И. Рынкевич показывают, что никаких оснований к этому нет. Не дают таких оснований и условия залетания этих отложений — морены (а тем более двух моренных горизонтов) надымии нет.

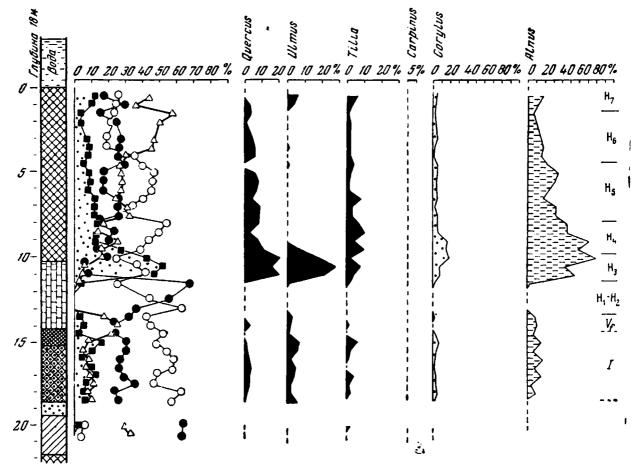


Рис. 15. Пыльцевая диаграмма озерных отложений, вскрытых скважиной № 983 в Татицевском озере (верхияя часть —голоцен и аллерёд). Апализы М. И. Рынкевич

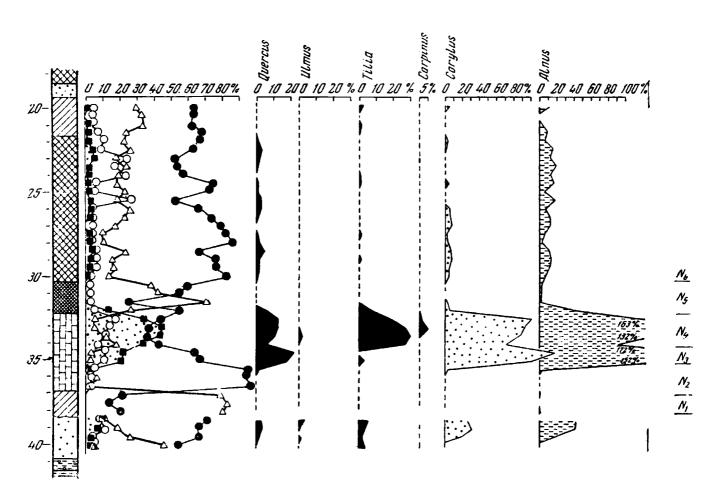


Рис. 16. Пыльцевая днаграмма озерных отложений, вскрытых скважиной № 983 в Татищевском озере (нижняя часть —второе верхнеплейстоценовое межледниковье).

Анализы М. И. Рынкевич

На такие же особенности в составе флоры и в процессе формирования растительного покрова второго верхнеплейстоценового межледниковья указывают палеоботапические данные по разрезу толщи известковых туфов у г. Елатьмы на Оке, изученном З. П. Губониной (1951). Диаграмма этого разреза, приведенная на рис. 18, отражает (для части межледниковья) резкое преобладание в растительном шокрове липы, представленной двумя видами (Tilia cordata и T. platyphyllos), пезначительное развитие дуба, вяза и лещины, присутствие граба лишь в виде примеси.

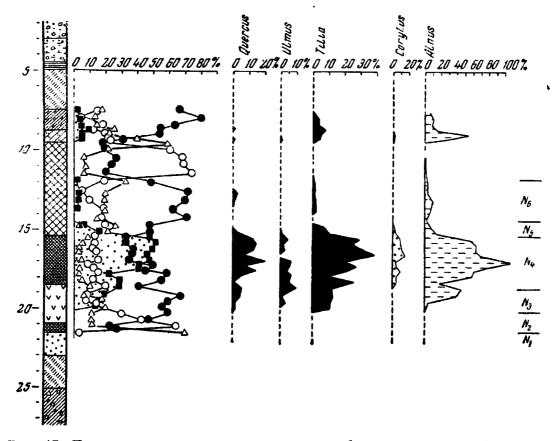


Рис. 17. Пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений второго верхнеплейстоценового межледниковья у д. Максино.

Анализы М. И. Рынкевич

А. И. Москвитин (1950а) указывает значительное количество разрезов, в которых, по его представлению, имеются отложения молого-шекснипского межледниковья. Однако некоторые из них, такие разрезы, как на р. Поломети, у д. Муравы, у г. Рогачева, относятся к микулинскому межледниковью. Другие же недостаточно охарактеризованы палеоботаническими материалами, что исключает возможность их использования для решения стратиграфических задач.

Хотя число изученных разрезов второго верхнеплейстоценового межледниковья и невелико, однако анализ их спорово-пыльцевых диаграмм позволяет наметить предварительную схему разделения этих отложений на зоны:

 N_1 — зона еди (нижний максимум);

 N_2 — зона сосны (и березы);

N₃ — зона сосны с дубом (и примесью других широколиственных пород);

N₄ — зона липы;

 N_5 — зона ели (верхний максимум);

 N_6 — зона сосны с елью.

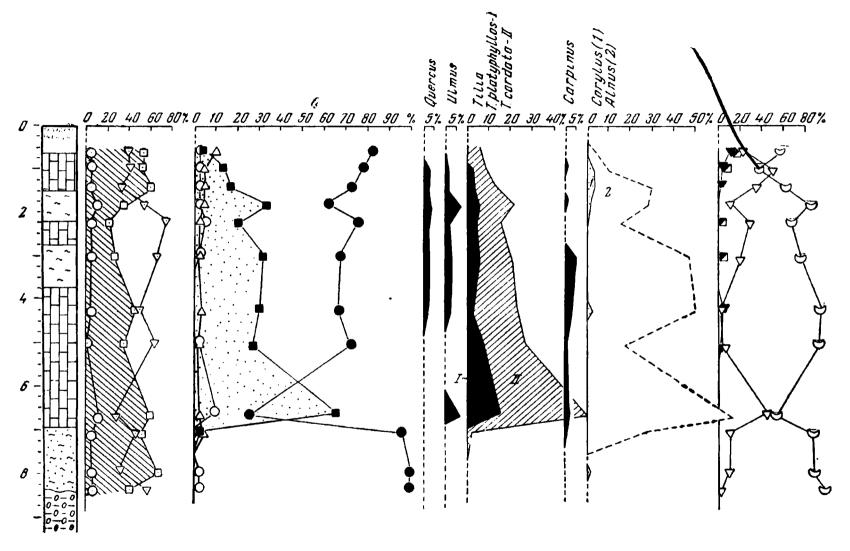


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза известковых туфов у г. Елатьмы времени второго верхнеплейстоценового межледниковья. Ацализы З. П. Губониной

В разрезе у д. Максино выше зоны N6 лежат слои с резким преобладанием пыльцы березы, которые, но-видимому, относятся уже к эпохе оледенения. Данные, полученные по разрезам Татищевского озера и у д. Максипо, очень полно характеризуют время второго верхнеплейстоценового межледниковья и показывают, что нет никаких оснований говорить о трех климатических оптимумах этой эпохи, как это допускает А. И. Москвитин (там же). Речь может идти лишь об одном оптимуме и двух потеплениях межстациального характера (если дальнейшие исследования подтвердят, что пыльца пироколиственных пород в зоне N6 находится не во вторичном залегании, а слои так называемого татищевского А. И. Москвитина действительно относятся к этому межледниковью).

Таблица 11 Изученные разрезы второго верхнеплейстоценового межледниковья *

	Балазна (Гричук)	Волоты, расчистка П (ИГАН)	Татищевское озеро **	Максино **	Елатьма (Гу- бонина, 1951)
Характеристика зон	119	120	121	122	
N ₆ — зона сосны с елью					
N ₅ — зона ели (верхний максимум)					
N ₄ — зона липы					
N ₃ — зона сосны с дубом					
N ₂ — зона сосны (и березы)					
N ₁ — зона ели (нижний максимум)					

[🏓] См. прим. к табл. 6. Без номера приведен разрез за пределами территории, показанной на рис. 2.

** По анализам М. И. Рынкевич.

Список изученных разрезов второго верхнеплейстоценового межледниковья приведен в табл. 11.

Межстадиальные флоры конца эпохи последнего оледенения

В настоящее время мы располагаем палеоботаническими материалами лишь по тем межстадиальным образованиям конца последнего оледенения, которые по своему стратиграфическому положению соответствуют аллерёду и бёллингу Западной Европы. Находки этих отложений на северо-западе Русской равнины довольно многочисленны, однако и в палеофитоценологическом и в флористическом отношении они изучены еще недостаточно (обстоятельная сводка материалов по аллерёду недавно дана А. Т. Артюшенко, 1959). Поэтому надежное выделение их вне территории, занятой позднеледниковыми трансгрессиями Балтики, возможно лишь при учете условий залегания (непосредственно под палеоботанически охарактеризованными отложениями голоцена).

В качестве типичного для этих позднеледниковых отложений можно привести разрез Габиауришкис (см. рис. 2, пункт 123), изучавшийся Г. Гроссом, П. Томсоном, а в последнее время Кабайлене (Кабайлене, 1958), по результатам анализа которой построена пыльцевая диаграмма (рис. 19). Если в датских и северогерманских разрезах отложения аллерёда и бёллинга выделяются по таким признакам, как смена безлесных формаций лесными и увеличение роли соспы, то диаграмма разреза Габиауришкис показывает, что на территории Литвы в это время происходило лишь увеличение облесенности и что при господстве формаций сосновых

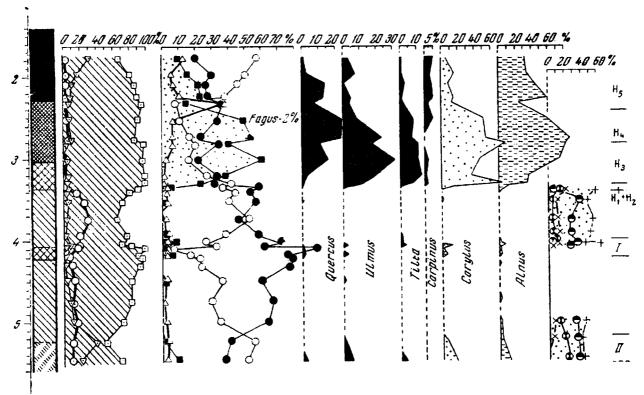


Рис. 19. Пыльцевая диаграмма пижней части разреза торфяника пос. Габиауришкие с аллерёдскими отложениями (по М. Кабайлене, 1958)

(и березовых) лесов здесь появлялись ель и широколиственные породы—дуб, вяз, липа и лещина (горизонты на глубине 4,07—4,25 и 5,25—5,50 м). Роль этих термофильных пород была, однако, во много раз меньше, чем во время климатического оптимума голоцена, отложения которого хорошо представлены в этом же разрезе (на глубине 1.5—3,4 м) ¹². Нижний слой с пыльцой широколиственных пород, который в этом разрезе мог бы быть отнесен к бёллингу, охарактеризован по данным анализа только одного образца, что явно недостаточно для каких-либо заключений.

Еще дальше к востоку, в районе Москвы, в разрезе Татищевского озера (см. рис. 15) под отложениями голоцена на глубине от 14 до 18 м, под слоями с нижним максимумом ели, лежат слои сапропелита с небольшим содержанием пыльцы широколиственных пород (до 12—14%) и ели. По стратиграфическому положению они должны быть отнесены к позднеледниковым образованиям, однако до проведения более детальных палеоботанических исследований следует, по-видимому, воздержаться от попыток их сопоставления с позднеледниковыми отложениями Западной Европы.

Учет данных по отложениям аллерёда представляет для нас интерес не только потому, что они указывают положение границы между плейстоценом и голоценом. Аллерёд и бёллинг являются типично выраженными

¹² В литературе есть указания на находки под голоценовыми отложениями слоев с солержанием до 28% пыльцы широколиственных пород (Гуделис, Кабайлене, 1958). Природа этих образований не ясна, и объяснения, которые приводят авторы (наличие особо благоприятных местных условий), не являются самыми вероятными.

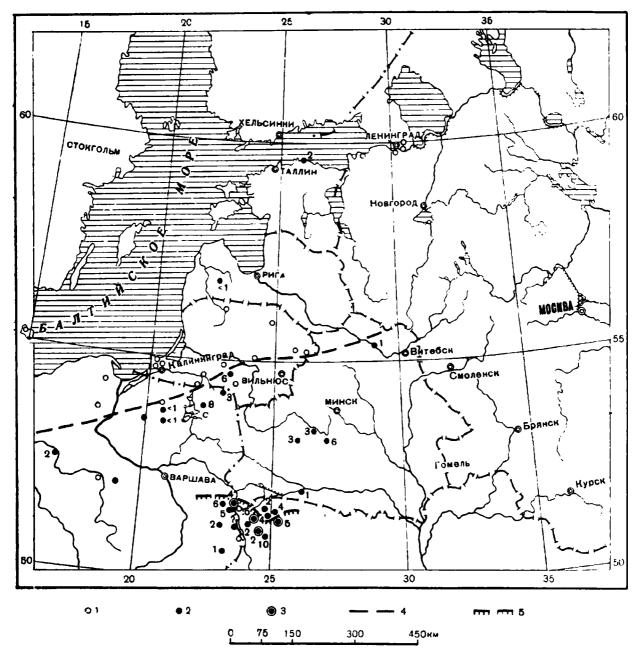


Рис. 20. Встречаемость пыльцы широколиственных пород в отложениях аллерёда: Цифры у пупктов находок показывают содержание пыльцы широколиственных пород (в %)

1 — пыльца широколиственных пород не найдена;
 2 — обнаружена пыльца дуба, вяза и липы;
 3 — найдена пыльца дуба, вяза, липы и граба;
 4 — северная граница распространения пыльцы дуба, вяза и липы;
 5 — то же, пыльцы граба

межстадиалами, поэтому палеоботанические данные по ним могут быть использованы как известный эталон для разделения межстадиальных и межледниковых образований.

Наибольший интерес в этом отношении представляет выяснение вопроса об области расселения широколиственных пород во время этих межстадиалов. Соответствующие данные отражены на карте (рис. 20), для составления которой использованы все имеющиеся в литературе данные о составе пыльцы в отложениях, относимых к аллерёду (в широком смысле слова, включая как аллерёд I, так и аллерёд II, т. е. бёллинг). Северная траница встречаемости пыльцы дуба, вяза и липы довольно уверенно фиксируется линией, проходящей севернее Познани, Вильнюса и Витебска. Для граба же эта граница проходит в юго-западной части бассейна р. Припяти, южнее т. Бреста. Поскольку в современных условиях Русской равнины пыльца широколиственных пород встречается только в пределах их ареала (Мальгина, 1950), можно предполагать, что эти линии определяют и границу расселения указапных пород в эпоху заключительного межстадиала эпохи последнего оледенения.

Голоценовые флоры

Голоценовые флоры соверо-западной части Русской равнипы хорошо охарактеризованы в результате изучения большого количества разрезов современных торфяников. Эти данные обобщены в работе М. И. Нейштадта (Нейштадт, 1957). Поэтому мы приводим здесь только те данные по этим флорам и в таком объеме, в каком это необходимо для сопоставления с охарактеризованными выше межледниковыми формами.

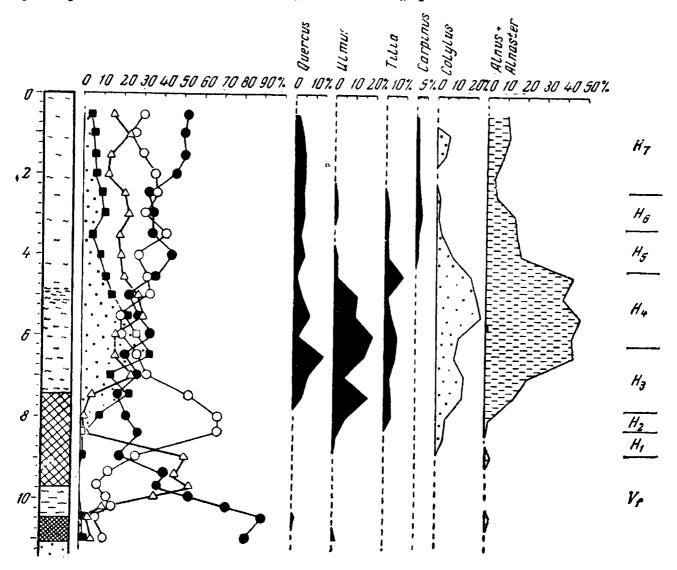


Рис. 21. Пыльцевая диаграмма разреза торфяника Оболь. По данным С. Н. Тюремнова (1951)

Флоры голоценовых отложений характеризуются полным отсутствием (даже во время последеникового климатического оптимума) каких-либо экзотических элементов или вымерших видов. Устанавливается лишь некоторое продвижение к северу и востоку границ ареалов наиболее термофильных видов современной флоры. Для истории формирования десного покрова в эту эпоху характерно одновременное появление таких широколиственных пород, как дуб, вяз, липа и лещина (в некоторых районах вяз появляется раньше других пород). Граб, а в самых западных районах—

бук, появляются лешь после климатического оптимума. В большей части районов среди пыльцы широколиственных пород преобладает пыльца вяза. В слоях, относящихся к фазе климатического оптимума, содержание пыльцы широколиственных пород в 3—4 раза больше, чем в современных слоях (имеются в виду слои, в которых фиксирован состав лесов, не измененных влиянием хозяйственной деятельности человека), и достигает в южных районах 40—50%, снижаясь на севере (в районе Ленинграда) до 10—12%. Содержание пыльцы орешника обычно не превышает 20—25%.

М. И. Нейштадт (там же) выделил ряд провинций с характерными особенностями процесса формирования лесов, однако на описываемой нами территории эти провинциальные различия не очень значительны. Основные черты этого исторического процесса хорошо отражает пыльцевая диаграмма (рис. 21) разреза торфяного болота Оболь, расположенного около г. Полоцка и изученного С. Н. Тюремновым (1951).

Наличие большого количества детально изученных разрезов позволяет дать схему дробного деления голоценовых отложений. Такие схемы известны для Швеции (А. Поста, Т. Нильсона, Д. Иверсена), для Германии (Ф. Фирбаса). В 1928 г. М. И. Нейштадт предложил схему зон для центрального района Европейской части СССР. Эта схема при ее упрощении (за счет объединения зон, имеющих промежуточный характер, с предшествующими пли последующими эонами) может быть использована для детального стратиграфического расчленения голоценовых отложений на всем северо-западе Русской равнины ¹³. Эти зоны следующие (в скобках проставлены номера зон М. И. Нейштадта):

Зона ели (нижний максимум); зона, непосредственно выше которой проводится граница между плейстоценом и голопеном (1 и 2) 14.

 H_1 — зона сосны (3 и 4);

H₂ — зона березы (5);

Н 3 — зона широколиственных пород (и начало максимума ольхи) (6 и 7).

Н₄ — зона ольхи (и конец максимума широколиственных пород) (8):

Н 5 — зона уменьшения широколиственных пород и увеличения ели (9);

Н 6 — зона ели (верхний максимум ели) (10);

Н 7 — зона сосны, березы и ели (11 и 12).

Количественная выраженность максимумов отдельных пород в различных районах рассматриваемой территории, конечно, различна, однако это не мешает выделению зон.

* * *

Приведенные данные показывают, что при использовании палеоботанических материалов для стратиграфического расчленения четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины, при относительной ограниченности ее размеров, мы можем идти двумя путями. Отложения могут быть датированы или на основании палеофлористических особенностей (по нахождению показательных видов) или на основании палеофитоценологических особенностей — путем сравнения со спорово-пыльцевыми диаграммами опорных разрезов. Вследствие независимости процессов изменения флоры и формирования растительного покрова особенно надежны стратиграфические выводы, полученные обоими путями.

¹³ Нам представляется это более рациональным, чем перенесение на рассматриваемую нами территорию (путем различных трансформаций) схем, разработанных для западных территорий, где история растительного покрова отличалась специфическими особенностями.

¹⁴ Вопрос о стратиграфическом положении зоны «нижней ели» не может считаться решенным. Наряду с данной трактовкой (которой придерживается К. К. Марков и многие другие исследователи), существует точка зрения, по которой эта зона считается начальной для голоцена (М. И. Нейштадт, В. К. Гуделис и др.).

Геоморфология, строение толщи четвертичных отложений и границы оледенений

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Запад Европейской части СССР в отношении стратиграфии четвертичных отложений является одной из наиболее изученных областей Советского Союза, и не случайно, что именно по данным, полученным для этой территории, строилась большая часть стратиграфических схем четвертичных отложений, которые впоследствии распространялись и на соседние территории.

Разнообразие наблюдаемых форм рельефа широкое развитие четких краевых форм рельефа былых ледниковых покровов позволяют именно здесь установить ряд палеогеографических особенностей ледникового времени, выяснить зависимость характера и строения ледниковых образований от древнего до четвертичного рельефа, а также составить представление о мощности льдов и особенностях их распространения во время различных оледенений.

СССР разделяется на три естественных района.

Северо-западную часть территории занимает район валдайского оледенения. По характеру рельефа и четвертичных отложений этот район резко отличается от более южных территорий. Самая северная часть района — Балтийский щит — представляет собой область сноса, где четвертичные отложения, представленные молодыми образованиями, в общем имеют малые мощности (большая мощность наблюдается в межгрядовых попижениях). Прекрасно выражены здесь водно-ледниковые формы (озы), а также краевые образования (например, гряда Салпаусселькя). По краю Балтийского щита от Белого моря до Финского залива протягивается полоса депрессий, занятая отложениями ингрессий голоценовых бассейнов. Она отличается мощной толщей четвертичных отложений, что, вероятно, связано с ее погружением.

Южная граница района проходит севернее г. Гродно, южнее г. Вильнюса и оз. Нарочь, через г. Лепель, т. Оршу, севернее Смоленска, через с. Пречистое, западнее г. Белого, через ст. Западную Двину, пос. Андреалоль, южнее г. Осташкова — через г. Вышний Волочек — с. Лесное — с. Пестово, и далее теряется в Молого-Шекснипской низине. Рельеф области валдайского оледенения характеризуется свежестью ледниковых и водно-ледниковых форм, обилием озер и слабым развитием гидрографической сети. Четвертичные отложения района южнее Балтийского щита представлены преимущественно отложениями валдайского оледенения, московской мореной, обнаруженной в древних долинах, и микулинскими межледниковыми отложениями. Последние в области валдайского оледенения известны более чем в 20 пунктах. Наличие микулинских отложений, перекрытых мореной валдайского оледенения и не покрытых ею, позволило-

уточнить границу этого оледенения, проведенную тлавным образом по гео-морфологическим данным.

Валдайские отложения характеризуются невыдержанностью отдельных горизонтов. Наибольшая мощность отложений (до 200 м и более) установлена в древних долинах, а также в зоне краевых образований. Наряду с этим встречаются участки (в Приильменской низине, к югу от оз. Волго и др.), где мощность валдайских отложений не превышает нескольких метров. Наиболее распространенным генетическим типом отложений является морена — валупный суглинок, обладающий наибольшей мощпостью: флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения имеют значительно меньшую мощность. Исключение составляют древние долины, где мощность озерно-ледпиковых слоистых песков достигает 100 м и более.

Стратиграфия валдайских отложений к настоящему времени разработана слабо из-за отсутствия достаточно полных налеоботанических данных. Условно, главным образом по геоморфологическим данным, в пределах валдайского оледенения выделяется ряд стадий (бологовская, едровская, вепсовская, крестецкая, лужская и салнаусселькя).

Южную часть территории занимает район, расположенный за границей валдайского оледенения, но в пределах границы московского оледенения. Последняя проходит через пос. Малориту, г. Пинск, южнее г. Мозыря, восточнее г. Гомеля. южнее г. Рославля, через города Киров, Калугу, восточнее г. Малоярославца, южнее г. Подольска. К югу от границы валдайского оледенения характер рельефа резко меняется. Прежде всего, обращает на себя внимание почти полное исчезновение озер, а ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа утрачивают ряд морфологических признаков; склоны их пологи и покрыты делювиальными плащами. Гидрографическая сеть хорошо разработана, в долинах рек имеется несколько надпойменных террас. Характерно почти повсеместное развитие покровных отложений.

Четвертичная толща построена здесь иначе, чем в пределах первого района. Широким распространением пользуется московская морена. Мощность ее, так же как и всей четвертичной толщи, испытывает сильные колебания, в зависимости главным образом от дочетвертичного рельефа. Большим распространением, наряду с микулинскими межледниковыми отложениями, пользуются отложения более древних межледниковый, пречмущественно одинцовского. Отложения лихвинского межледниковья известны в очень ограниченном количестве пунктов. Кроме московской морены, в этой области широко развита морена днепровского оледенения, а в некоторых местах (в древних долинах) сохранилась и более древняя — окская морена. Роль покровных отложений к югу заметно увеличивается.

Крайний юг исследуемой территории занимает район, фасположенный к югу от границы московского оледенения. Этот район обытно характеризуется эрозионным рельефом. Плоские водоразделы с почти не сохранившимися следами ледниковой аккумуляции прорезаны широкими долинами с хорошо выраженными террасами. Четвертичные отложения достигают большой мощности и состоят в значительной мере из осадков, связанных с оледенением только косвенно, — лёсса и лёссовидного суглинка. Морена, подстилающая эти образования, принадлежит днепровскому оледенению и по мощности составляет лишь незначительную часть всей толщи четвертичных отложений.

Прежде чем перейти к рассмотрению современного рельефа и стратиграфии четвертичных отложений запада Европейской части СССР, необходимо остановиться на рельефе поверхности и литологии архейско-протерозойских, палеозойских и мезозойских шород, которые оказали большое влияние на процессы четвертичного времени.

Породы архейско-протерозойского комплекса, слагающие Балтийский

щит, в одних местах покрыты четвертичными отложениями, а в других — выходят на поверхность. Они представлены изверженными и метаморфическими породами — гранитами, транодиоритами, мигматитами, габбродиабазами, порфиритами, раппакиви, метаморфическими сланцами, а также аркозами, кварцито-песчаниками, кварцитами и доломитизированными известняками. Среди этих пород выделяется несколько типов со строго определенным местоположением, валуны которых являются руководящими в четвертичных отложениях северо-запада Русской равнины. Это — кварцевый порфир на о. Сур-Сори, разновидности раппакиви в районе г. Выборга и на северо-восточном берегу Ладожского озера, шунгитовые сланцы, шокшинские кварциты в районе Онежского озера и другие, менее распространенные.

Южная часть Балтийского щита, занимающая северную окраину рассматриваемой территории, обладает невысокими абсолютными отметками поверхности архейских и протерозойских пород, новышающимися к северу (у границы области они достигают 60 м) и понижающимися к юго-востоку. Здесь развит грядовый рельеф (сельги), причем направление гряд совпадает с господствующим северо-западным простиранием основных геологических структур. Чехол четвертичных отложений обычно незначителен по мощности и приурочен к межгрядовым понижениям, вследствие чего на поверхности дочетвертичных отложений хорошо видны следы ледниковой экзарации, например, наблюдается общая сглаженность выходов коренных пород, развитие бараных лбов и курчавых скал. К югу поверхность кристаллических пород постепенно понижается до зоны флексурного прогибания, располагающейся в средней части Финского залива.

Эта зона вытянута неширокой полосой (5—20 км) в восточно-северовосточном направлении по центральной части Финского залива, пересекает Карельский перешеек (примерно по линии г. Приморск — оз. Суходольское), северную часть Ладожского озера, направляясь к междуречью Олонки и Свири. По имеющимся данным, абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород в этой зоне достигают на Карельском перешейке —60—90 м, а на Ладожско-Онежском перешейке —120 м; паиболее низкие отметки порядка — 200 м) приурочены к северной части Ладожского озера. К югу от зоны прогиба расположена кембрийская пизина. Большая часть области, охватывающая Латвийскую седловину, а на востоке — западное ограничение Подмосковной сипеклизы, сложена главным образом палеозойскими породами, среди которых известны отложения всех систем.

Кембрийские отложения выходят неширокой полосой севернее Балтийско-Ладожского уступа и представлены территенными песчано-глинистыми породами, объединенными в валдайскую и балтийскую серии; мощность их колеблется от 200 до 1000 м. Преобладающие в пределах балтийской серии так называемые синие глины нередко обусловливают характерный зеленовато-темно-серый цвет перекрывающих их ледниковых отложений.

Ордовикские отложения, залегающие под четвертичными отложениями только на западе области, представлены в основании песчано-глинистыми породами, которые вверх по разрезу замещаются карбонатными. Мощность их не превышает 200 м. Карбонатные породы ордовика обогащают ледниковые отложения карбонатным материалом и часто придают морене темносерый цвет.

Девонские отложения слагают обширную площадь в западной части рассматриваемой территории — в Приильменской и Псковско-Чудовской низинах и к югу от них и представлены отложениями среднего и верхнего отделов, суммарной мощностью до 700—800 м. Литологически это — терригенные карбонатные и пестроцветные песчано-глинистые породы прибрежноморского и озерноаллювиального генезиса, которые на юго-востоке сменяются карбонатными толщами. Ледниковые отложения в пределах

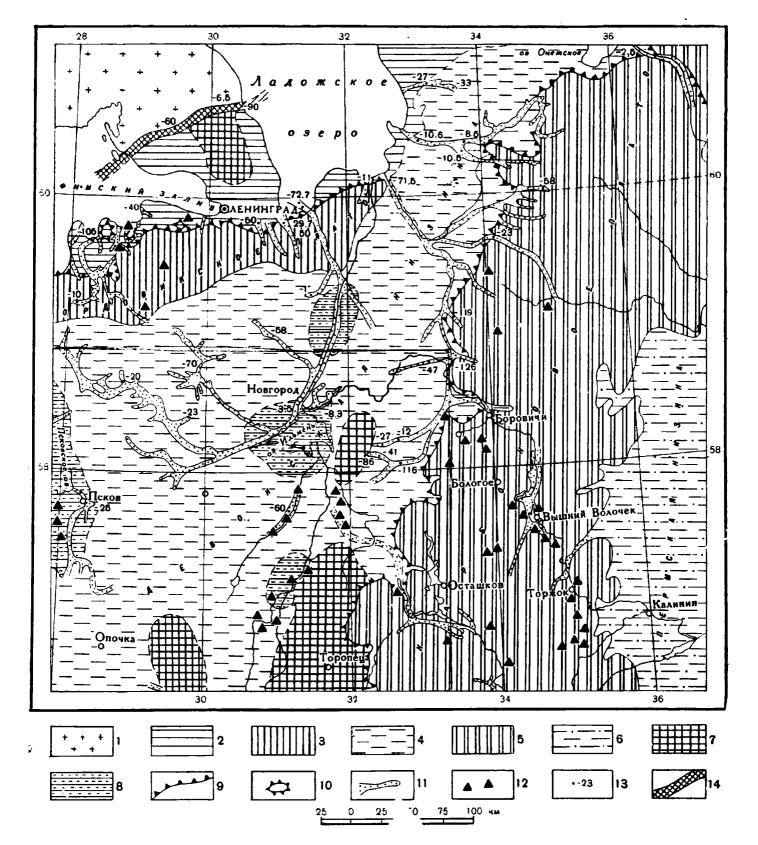


Рис. 22. Карта-схема рельефа поверхности дочетвертичных отложений северо-западной части РСФСР:

Условные обозначения: 1 — южная часть Балтийского щита; 2 — кембрийская низина; 3 — ордовикское плато; 4 — девонская низина; 5 — карбоновое плато; 6 — пермская низина; 7 — возвышенные участки поверхности дочетвертичных пород; 8 — впадины; 9 — денудационные уступы; 10 — останцы; 11 — лоледниковые долины; 12 — ледниковые отторженцы; 13 — абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород; 14 — прогиб на стыке щита и платформы выходов девона, как правило, сильно обогащены материалом девонских пород, который в большинстве случаев придает морене характерный краснобурый цвет.

Отложения карбона развиты в виде полосы меридионального направления, шириной от 150 до 230 км; мощность их составляет 350—400 м. Нижнекарбоновые отложения представлены песчано-глинистыми породами, включающими прослои и линзы огнеупорных глин, углей и бокситовых пород. Выше по разрезу наблюдается переслаивание песчано-глинистых и карбонатных пород, а средний и верхний отделы представлены уже известняками и доломитами с прослоями глин, образующими в рельефе резковыраженный уступ. Среди четвертичных отложений в юго-восточной части описываемой территории встречается значительное количество глыб — отторженцев карбоновых пород. Морены в пределах выходов карбона обогащены карбонатным материалом и имеют большей частью серый цвет.

Отложения пермской системы развиты в северо-восточной части территории (в пределах Вологодской и Ярославской областей) и представлены континентальными пестроцветными образованиями, местами с прослоями огипсованных известняков, доломитов и мергелей. Мощность отложений увеличивается к востоку до 400 м и более. Пермские породы придают моренам разнообразные цветные оттенки.

В юго-восточной части рассматриваемой территории (южнее лилии Смоленск — Москва), охватывающей юго-западную окраину Подмосковной синеклизы и северо-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины, развиты мезозойские отложения, представленные севернее широты г. Рославля главным образом песчано-глинистыми верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, общей мощностью по более 50—60 м. Они здесь сильно разрушены эрозией и деятельностью ледников и сохранились в виде изолированных останцов, а морены содержат большое количество материала, происходящего из мезозойских отложений, и часто имеют зеленоватый или черный цвет за счет нижнемеловых глауконитовых пород и черных юрских глин. Иногда в этом районе морена целиком состоит из смятых и переотложенных юрских пород. Южнее, на склоне Днепровско-Донецкой впадины, появляются верхнемеловые отложения, представленные писчим мелом, мергелями и опоками, и общая мощность мезозойских отложений довольно быстро возрастает до 100—150 м.

Для большей части территории развития налеозойских отложений характерен ступенчатый структурно-денудационный дочетвертичный рельеф. созданный в основном денудационными процессами, наложившимися на давно сформировавшиеся крупные тектонические структуры, только слегка омоложенные более поздними движениями. Основными элементами поверхности палеозойских отложений являются кембрийская, девонская и пермская низины, возникшие в полосе распространения податливых эрозии песчано-глинистых пород кембрия, девона и перми, а также платообразные возвышенности с уступами - ордовикское и карбоновое плато. совпадающие с площадями развития известняков ордовика и карбона (рис. 22). На севере рассматриваемой области, к югу от зоны прогиба, проходящего по стыку Балтийского щита и прилегающих к нему частей Русской платформы, расположена обширная кембрийская низина депудационного происхождения. Она выработана в нижнекембрийских песчаниках и глинах: на востоке низина сливается с девонской низиной, с севера ограничивается Балтийским щитом, а с юга — ордовикским уступом. На Карельском перешейке абсолютные отметки кровли коренных пород колеблются от -50 до 30 м, причем минимальные отметки характерны для егоюжной части -- для районов современной Приневской впадины. побережьев Ладожского озера и Финского залива. В центральной части Карельского перешейка поверхность кембрийских пород имеет абсолютные отметки 20. 30 м. Каких-либо данных, указывающих на тектоническое происхождение этого выступа в рельефе дочетвертичных пород, в настоящее время нет.

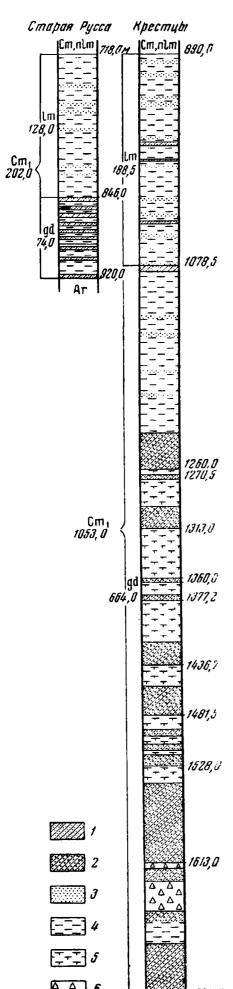
Кембрийские, а также ордовикские отложения на северо-западе имеют широтное простирание и наклонены на юг под углом 10—12°, а в юго-восточном направлении их простирание меняется и становится близким к меридиональному. По южному краю кембрийская низина ограничивается на западе Балтийско-Ладожским уступом — глинтом ордовикского плато; этот уступ, достигая у г. Кирова высоты 150 м, к востоку снижается (40 м у ст. Поповки).

Ордовикское плато представляет собой плоскую возвышенность бронированную известняками. Абсолютные отметки его поверхности составляют 40, 70 м, повышаясь к юго-западу до 150 м. Наиболее высокие отметки установлены севернее железной дороги Ленинграда — Таллин, у городов Капорье и Красногвардейск. По направлению к р. Волхову абсолютные отметки падают до 40—50 м, а вдоль древних долин рек Луги и Тосны — до 30 м. Для указанных отложений характерна региональная трещиноватость нород северо-восточного (70-80°) и северо-западного (300-320°) направлений. Трещины секут толщу в вертикальном направлении и заполнены осадками верхнего девона. Поверхность плато в южном и юго-восточном направлениях, плавно поднимаясь, постепенно переходит в девонскую низину. Обширная девонская низина имеет довольно неоднородную поверхность, характеризующуюся наличием значительных впадин, которые отвечают в современном рельефе Холмской, Ильменской и Грузинской котловинам, Псковско-Чудовской депрессии, а также повышений, соответствующих Бегловскому валу (район пос. Крестцы), Торопецким, Вязевским и Бежаницким высотам.

В целом для поверхности низины характерно возрастание абсолютных высот к югу и востоку. Наиболее низкие абсолютные отметки установлены в южном Приладожье (5—10 м); увеличиваясь к юго-востоку, они достигают близ карбонового уступа 120—130 м, а по южной окраине территории на повышенных участках низины, представляющих собой ступенчатые склоны древних водоразделов, превышают 140—150 м (район Торопецких высот). В настоящее время имеются данные, свидетельствующие об известной доле участия тектонических процессов в образовании такого рода повышений.

Неоднородность дочетвертичного рельефа девонской низины в значительной степени зависит как от пестроты слагающих ее пород, так и от особенностей ее тектонического строения. Основная ее часть расположена в области Латвийской седловины, характеризующейся спокойным, почти горизонтальным залеганием пород, которые западнее городов Пярну—Вильнюс падают на запад, а восточнее линии Псков — Полоцк — к востоку, обрамляют Подмосковную синеклизу.

Несколько восточнее Новгорода и Старой Руссы отмечается резкое погружение кристаллического фундамента, выраженное уступом, падение которого между Новгородом и г. Валдаем составляет в среднем 10—12 м/км, а на участке того же профиля между деревнями Вины и Старое Рахино (район пос. Крестцы) — 25 м/км. Наличие уступа в фундаменте обусловлено здесь разломом с вертикальным перемещением соседних блоков (крестецкий шов), к которому приурочено впедрение днабазов в толщу кембрийских осадков (рис. 23). Геофизические исследования позволили проследить этот разлом к юго-западу от г. Великие Луки, где он принимает широтное, а затем северо-северо-западное направление. Весьма интересно совпадение пространственного расположения зон разлома фундамента и уступа его поверхности у г. Крестцы, прослеживающееся по данным геофизических исследований вдоль Бегловского вала, Вязевских и Бежаницких высот и упомянутых выше древних водоразделов. Повышение



в рельефе поверхности дочетвертичных отложений в районе Бежаницких высот отделяет восточную часть девонской низины (Приильменскую), по оси которой выделяется цепь котловин — Холмская, Ильменская, Грузинская, — от ее западной части, на оси которой расположена Псковско-Чудовская депрессия.

Как установлено работами геологов Северо-Западного геологического управления, в ряде случаев котловины оказываются приуроченными к сводовым частям геологических структур типа куполов или валов. При общем пологом залегании верхнедевонских пород с углами падения 7—8′, т. е. пе превыпающими 2 м/км, наблюдаются участки полузамкнутых брахиантиклиналей или структурных мысов, по крыльям которых (Ильменская структура, установленная В. С. Кофманом) развита микроскладчатость в виде мелких брахиантиклипальных складок, осложняющих поверхность этих крыльев.

В районе Ильменской, а также Холмской и Грузинской (?) структур и на других участках девонской низины на месте антиклинальных структур развиты впадины рельефа дочетвертичных отложений, наследуемые и в современном рельефе. Поэтому теоморфологическую структуру этих участков можно рассматривать как обращенную. В этой связи следует отметить, что наличие обращенных морфоструктур, возникших на месте положительных теологических структур, характерно для территории девонской низины (Мещеряков, 1950).

Территория, расположенная к северу от Бежаницких высот, лока еще недостаточно изучена, однако древний водораздел, разделяющий западную и восточную ветви низины, вероятпо, продолжается и к р. Шелони, котя и имеет здесь (по данным отдельных скважин) меньшие абсолютные отметки (60, 80 м). По южному берегу оз. Ильмень и по р. Шелони в пределах девонской низины прослеживается денудационный уступ, образованный бурегскими известняками. Высота уступа достигает 12 м.

Рис. 23. Нижние части разрезов опорных скважив в г. Старой Руссе и пос. Крестиы, по Л. Н. Александровой и Е. А. Петровой

Условные обозначения: 1—песчаник мелкозернистый; 2— то же, крупнозернистый; 3— песок мелкозернистый; 4— глина; 6— туффиты; 6— диабаз. Цифры слева от колонок — мощность (в м), цифры справа — абсолютная высота (в му

На рассматриваемой территории часто наблюдаются гляциодислокации в виде складок с более или менее крутыми крыльями, часто осложненные разрывами. Такого рода дислокации хорошо выражены по южному побережью оз. Ильмень, где они представляют собой взбросы или надвиги в известняках верхнего девона (Ильменский глинт), обладающие незначительной амплитудой (до 2 м) и развитые на небольших площадях. Гляциодислокации в этом районе очень многочисленны: на площади 300 км² обнаруживается до 18 проявлений гляциотектоники.

Девонская низина ограничивается с востока карбоновым плато, представляющим собой равнину, сложенную известняками, поверхность которой слабо наклонена на юго-восток согласно падению слоев. Абсолютные отметки поверхности плато по линии г. Вышний Волочек — г. Валдай — с. Любытино достигают 180—200 м, а по линии пос. Андреаполь — г. Осташков превышают 200 м, повышаясь к югу от верхневолжских озер более чем до 280 м. Последние отметки являются максимальными для поверхности дочетвертичных отложений рассматриваемой территории. К востоку они понижаются до 120 м.

В современном рельефе чаще всего выражена верхияя, наиболее крутая (с падением $45-20 \ m/\kappa m$) часть склона.

В пределах этого уступа выходят песчано-глинистые и мергелистые породы.

Карбоновое плато отделяется от девонской низины ступенчатым карбоновым уступом, который представляет собой широкий (от 5 до 30 км) сильно выположенный склон, высотой до 70—80 м. На восток карбоновое плато постепенно понижается и переходит в общирную область с еще очень слабо изученным рельефом дочетвертичных пород, называемуюпермской низиной. Последпяя захватывает бассейны Мологи и Шексны и междуречье Мологи и Волги.

С юга к карбоновому плато примыкает обширная область с сильно расчлененным рельефом (рис. 24), имеющая довольно пестрое геологическое строение. Наиболее высокие участки с абсолютными высотами от 200 до 240 м и более) сложены мезозойскими отложениями, которые, однако, очень сильно размыты и сохранились в виде отдельных останцов, разделенных довольно обширными понижениями (с абсолютной высотой 160—180 м), сложенными карбоном. Самая южная часть района, где коренные отложения представлены в основном верхнемеловыми мергелями и опоками, в доледниковое время представляла, очевидно, сравнительно слабо расчлененное плато, в настоящее время изрезанное довольно густой сетью современных речных долин.

Описанный выше структурно-денудационный рельеф поверхности дочетвертичных пород расчленен глубокими долинами предположительно неоген-четвертичного возраста, обычно именуемыми древними или доледниковыми. В северной половине района лучше всего изучены древние долины, секущие карбоновый уступ. В области этого уступа глубина древнего эрозионного вреза достигает 200—300 м, а на ордовикском уступе — 100—150 м. Дно известных в пастоящее время древних долин обнаружено в отдельных скважинах на очень низких абсолютных отметках, например — 116 м (к юго-востоку от пос. Крестцы), — 126 м (у ст. Любытино). — 119 м (у пос. Неболчи). Эти абсолютные отметки характерны, вероятно, для днища меридиональной магистральной долины, расположенной вдоль карбонового уступа. Отличительной чертой древних долин, вскрытых в северной части карбонового уступа, является их громадная глубина. Имея обычно ширину 1-1.5 км (значительно реже -2-2.5 км), они достигают глубины 200-300 м, в то время как глубина современных долин на этой территории не превышает 20-50 м.

Самая крупная древняя долина, днище которой углублено по отноше-

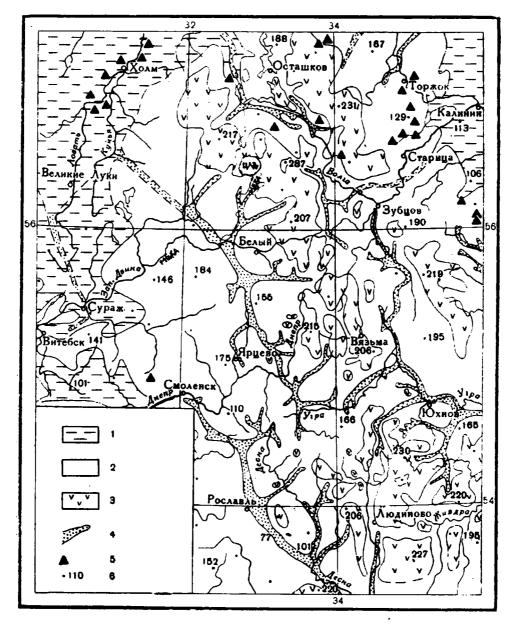


Рис. 24. Карта-схема рельефа поверхности дочетвертичных отложений западной части РСФСР

условные обозначения: I — участки древних низин с абсолютной высотой кровли дочетвертичных пород менее 120 м; I — участки с абсолютной высотой кровли дочетвертичных пород от 120 до 200 м; I — участки древних водоразделов с абсолютной высотой более 200 м; I — древние долины; I — ледниковые отгорженцы; I — абсолютные отметки поверхности дочетвертичных отложений. Составили С.М.Шик и Н.А. Корина

нию к древним водоразделам на 100 м и местами более, протягивается вдоль верхневолжских озер; сток по ней происходил на север. Справа и слева она имеет ряд притоков, наиболее крупные из которых протягиваются вдоль оз. Селигер, д. Жукопы, оз. Охват, верховий р. Волги.

В этой части района, кроме системы долин, секущих карбоновый уступ, намечаются по крайней мере еще две системы древних долин, одна из которых расчленяет южную часть ордовикского плато и примыкающую к нему область девонской низины, а другая — сечет ордовикский уступ. Днища древних долин первой системы имеют абсолютную высоту —58, —70 м (район г. Луги), второй —72, —105 м (на территории современной предглинтовой низменности, по побережью Ладожского озера и в устье р. Луги, впадающей в Финский залив).

В южной половине района, к югу от границы валдайского оледенения, по данным многочисленных скважин, пробуренных здесь при поисково-разведочных работах на уголь, вырисовывается довольно густая сеть древних долин (см. рис. 24), сформировавшихся в основном в доледниковое время и принадлежавших, как и современные речные долины этого района, к бассейнам Балтийского, Каспийского и Черного морей.

В области московского оледенения эти долины часто совершенно не соответствуют современным речным долинам; однако, и на тех участках древних долин, которые унаследованы современными реками, глубина врезания последних гораздо меньше, поэтому древние долины и на этих участках являются погребенными.

Южнее границы московского оледенения древние речные долины почти полностью унаследованы современными, которые врезаны до той же или даже большей глубины. Такое различие в истории развития долин определяется, очевидно, особенностями неотектоники. В то время как северная часть района в течение большей части плейстоцена испытывала значительное погружение, на юге преобладали движения противоположного знака. Возможно, эти неотектонические движения в известной степени определили и положение границы московского оледенения.

В южной части района выделяются четыре основные древние речные системы. Крупная речная долина начинается юго-восточнее г. Ельни и протягивается мимо городов Сафонова, Белого и Нелидова. Далее она. очевидно, сливается с одной из глубоких долин девонской низины. Большая часть этой долины совершенно не отражена в современном рельефе, лишь отдельные ее участки унаследованы современными долинами р. Угры (приток Оки) и р. Осьмы (приток Днепра). Наиболее низкие абсолютные отметки днища долины известны на Крайпем Севере (98 м). Верховье этой долины, принадлежавшей, очевидно, бассейну Балтийского моря, находится значительно южнее современного Черноморско-Балтийского водораздела, так же как южнее современного Каспийско-Балтийского водораздела лежит верховье долины, начинающейся в районе верхневолжских озер.

Крупная погребенная долина вытянута от Смоленска на юго-восток в направлении на г. Рославль, она унаследована современной долиной Десны; в области московского оледенения долины пра-Десны и ее притоков погребены под мощной толщей четвертичных отложений и почти не выражены в современном рельефе. Наиболее низкие абсолютные отметки днища этой долины (77 м) наблюдаются вблизи границы московского оледенения, южнее же они снова повышаются; возможно, это связано с неотектоническим поднятием южной части района, о котором говорилось выше.

В районе г. Ржева вырисовывается погребенная долина пра-Волги, соответствующая современной долине Волги только по общему направлению и отклоняющаяся от нее на значительное расстояние. Сток по этой древней долине осуществлялся, видимо, в том же паправлении, как и по современной Волге.

Вся юго-восточная часть района в доледниковое время, как и теперь, принадлежала бассейну р. Оки; однако конфигурация гидрографической сети сильно отличалась от современной, хотя значительные участки древних долин здесь унаследованы современными реками. Днища погребенных долин пра-Оки и ее притоков обычно лежат на обсолютной высоте 80—90 м, но в отдельных пунктах установлены и значительно более пизкие отметки (до 50 м).

Интересной особенностью района является то, что крупные отторженцы дочетвертичных пород оказываются приуроченными не только к склонам дочетвертичных плато, но и к древним, переуглубленным долинам, как, например, на р. Полисть у селений Кривец (рис. 25), Белебелка и на р. Ловать у г. Холм. Значительные по размерам отторженцы дочетвертичных

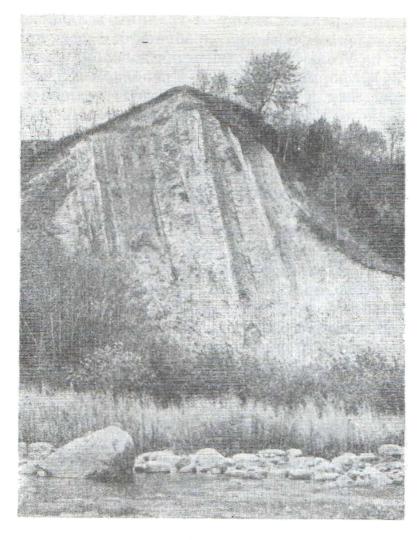


Рис. 25. Ледниковый отторженец ордовикских ортоцерратитовых известняков на р. Полисти у д. Кривец. Фото В. С. Кофмана

отложений встречены в погребенных долинах западнее г. Ельни, в районе г. Сафонова и в других пунктах. Особенно крупные отторженцы наблюдаются в северной части Брянской области, в районе ст. Сещинской. Здесь по обе стороны погребенной долины пра-Десны наблюдаются морены напора, имеющие характер гряд, длиной до 30 км и шириной до 6—8 км и представляющие собой огромные отторженцы мезозойских отложений (мощностью до 80 м), сорванные ледником со склонов древней долины и перемещенные на расстояние нескольких десятков метров (Шик, 1960б).

РАЙОН ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ 1

Рельеф

Резкий контраст между свежим гляцигенным рельефом области валдайского оледенения и менее выраженным гляцигенным рельефом, преобразованным под влиянием процессов эрозии и перигляциальной денудации вне пределов упомянутой области, издавна привлекал внимание многих исследователей (Марков, 1940а и б; Соколов, 1946 и др.). Эта особенность является важным геоморфологическим обоснованием границы валдайского оледенения. Рельеф общирной территории, расположенной в пределах гра-

¹ В этом разделе рельеф внешней зоны описан Н. С. Чеботаревой, рельеф основной краевой зоны М. Е. Вигдорчиком, И. В. Котлуковой, Д. В. Малаховским в Н. С. Чеботаревой, рельеф внутренней зоны и зоны ледниковой экзарации — назваучыми авторами, за исключением Н. С. Чеботаревой.

ниц этого оледенения, характеризуется хорошей сохранностью ледниковых и водно-ледниковых форм, множеством озер, молодостью гидрографической сети. Для пространственного расположения комплексов ледниковых форм в области валдайского оледенения характерна приуроченность их к тем или иным крупным элементам поверхности дочетвертичных пород. Южная часть Балтийского щита, кембрийская и девонская низины, ордовикское и карбоновое плато с уступами в значительной мере определили возникновение следующих четырех главных зон ледникового и водно-ледникового рельефа, выделяющихся на рассматриваемой территории: 1) внешней зоны, характеризующейся в большинстве случаев преобладанием зандровых и аккумулятивных озерно-ледниковых равнин. В этой зоне расположены краевые образования времени максимального продвижения валдайского медникового покрова; 2) основно<u>й крае</u>вой зон<u>ы, где преимущественно</u>-развиты сближенные пояса холмистоморенного и камового рельефа, разделяющиеся узкими полосами зандров; 3) внутренней зоны, в пределах которой широко развиты озерно-ледниковые абразионные и аккумулятивные равкины, и 4) зоны ледниковой экзарации и прерывистой ледниковой аккумуляции (см. прилагаемую карту четвертичных отложений).

Впервые о крупных зонах в рельефе северо-запада Русской равнины было сказано в работах Н. Н. Соколова (1946 и др.). Следует подчеркнуть, что для некоторых участков области валдайского оледенения подразделение на зоны до некоторой степени условно, так как в пределах каждой из выделенных зон, наряду с характерными для нее чертами, можно наблюдать элементы, свойственные соседним зонам.

Внешняя зона широкой полосой пересекает р. Чагодощу в ее среднем течении, включает Молого-Шекснинскую низину и направляется к истокам Уверы и Мсты. Далее эта зона, сильно сужаясь, протягивается на юго-запад к верховьям Волги, захватывает Межинскую низину и проходит по междуречью Западной Двины и Дпепра севернее Смоленска и Орши. Ширина зоны изменчива: от десятков километров в районо г. Осташкова и пос. Селижарова до 100 км и более в бассейнах Шексны и Мологи и в Межинской низине.

Внешняя зона отличается преимущественно равнинным рельефом. Преобладают зандровые и озерно-ледниковые равнины с абсолютными отметками 130—200 м и незначительными относительными превышениями (5— 10 м). Среди волнистых равнин, сложенных грубозернистыми флювиогляциальными отложениями, и выровненных пространств озерно-ледниковой аккумуляции встречаются участки моренных равнин, холмистоморенного рельефа и камов, образованных московским оледенением или представляющих собой краевые образования максимального продзижения валдайского ледника и последующих стадий отступания и наступания бологовской и едровской стадий, или фаз. Эти краевые образования обычно представлены лишь отдельными грядами конечных морен или пятнами холмистоморенного рельефа, сильно размытыми талыми водами ледника. Характер краевых форм и их роль в образовании рельефа внешней зоны меняются от места к месту и в значительной степени зависят от дочетвертичного рельефа. В качестве образований максимального продвижения валдайского ледника они представляют большой интерес, в связи с чем рассмотрены ниже более подробно, чем зандровые и озерно-ледниковые равнины.

На территории Литвы внешпяя зона представлена неширокой полосой холмистых зандров, примыкающих к краевым образованиям. К югу от зандров расположена маргинальная долина с двумя уровнями флювиогляциальных террас (Басаликас, 1957). В северной части Белоруссии впешняя зона выражена в виде зандровой равнины шириной 10—20 км, окаймляющей Северо-Белорусскую гряду. Характерно, что ни в Литве, ни в Белоруссии в этой зоне не отмечается моренных образований.

83

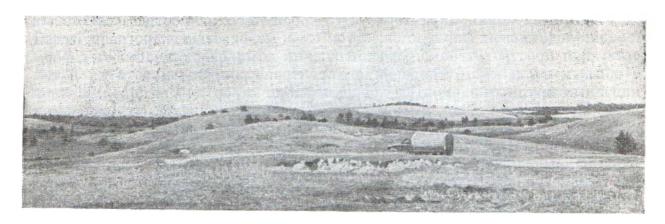


Рис. 26. Поверхность ковечноморенной гряды северо-западнее Орши. Фото Н. А. Корипой

Положение границы максимального распространения валдайского ледника на междуречье Западной Двины и Днепра у большинства исследователей не вызывает сомнения. Геологи (Мирчинк, 1928а; Костюкевич-Тизенгаузен, 1932, и др.) считают, что валдайский ледник во время своего максимального продвижения, находясь в активном состоянии, оставил в районах г. Орши, с. Бабиновичи, севернее г. Рудни и в других районах мощные конечные морены. Некоторые исследователи, в частности И. Н. Салов (1954, 1960), соглашаясь в целом с изложенной выше точкой арения, отмечают, что валдайский (калининский, как пишет И. Н. Салов) ледник в своей периферической части на территории северо-запада Смоленской области находился в пассивном состоянии, хотя и оставил здесь конечные морены. Однако, как подчеркивает И. Н. Салов, мощные краевые накопления, в частности между г. Рудней и с. Микулиным, представляют собой образование не только валдайского, но и московского ледника, причем главную роль в их образовании играл московский ледник. Максимальная мощность валдайской морены достигает на территории Смоленской области 10—12 м, а в периферической части оледенения — 1—3 м (Салов, 1960).

Таким образом, до последнего времени оставалась пеясной рельефообразующая роль валдайского ледника во время его максимального продви-

жения в этом районе.

Полевые исследования, в которых принимали участие и авторы этой работы, позволяют уточнить вопрос о характере краевой зоны валдайского ледника на Двинско-Днепровском междуречье, в частности о конечных моренах в районе ст. Рудня — с. Микулино.

На междуречье Западной Двины и Днепра, в отличие от Литвы и северной Белоруссии, в районе г. Орши, среди общирных зандровых пространств наблюдается несколько параллельных конечноморенных гряд, описанных еще Г. Ф. Мирчинком (1928б). Гряды имеют в плане форму дуг и сложены мореной и грубозернистыми гравийными песками. Пересекая окружающую низину, они поднимаются над ней на 30-60 м (рис. 26). Гряды представляют собой краевые образования ледникового языка, продвигавшегося по широкому понижению в дочетвертичном рельефе вдоль современной долины р. Лучесы (отметки поверхности коренных пород составляют здесь 100—110 м над ур. м.) от г. Витебска в юго-восточном направлении. Активность этого языка, судя по мощности отложений консчноморенных гряд, была значительной. (В конечной морене у с. Бабиновичи мощность валупного суглинка не менее 30 м.) Направление движения льда определяется по рытвинным озерам и озам. Низина, прорезаемая р. Лучесой, сложена маломощной (5-10 м) основной мореной, покрытой песчаными отложениями зандров более поздней фазы (мощность их юго-западнее Витебска составляет всего несколько метров).

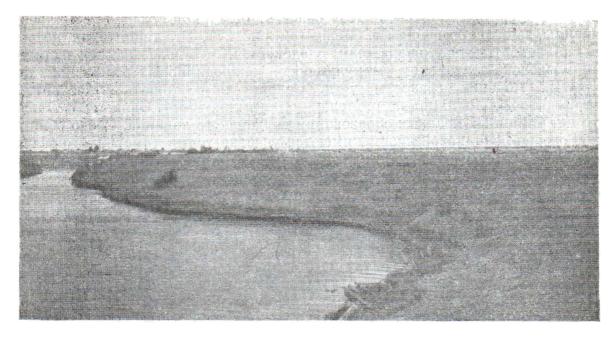


Рис. 27. Межипская озерно-ледниковая равнина. Фото Н. А. Кориной

Восточнее, между Витебском и Смоленском, валдайский ледник во время его максимального распространения спускался почти до г. Рудни — с. Микулино, где, однако, он не оставил следов активной деятельности: ни гляциодислокаций, ни конечных морен, хотя последние и описывались здесь некоторыми исследователями (например А. В. Костюкевич-Тизенгаузеном, 1932 и др.). Полевые исследования, а также просмотр аэрофотоматериалов по этому району позволили выявить ошибочность мнения о наличии здесь копечных морен и озов. Формы рельефа, принимаемые за конечные морены и озы, в действительности оказались узкими водоразделами между сетью коротких ложбин, привязанных к наиболее крупной ложбине, в которой до сих пор сохранился ряд озер — Рутавечь, Глобай и др.

Весьма своеобразен рельеф ложбин, особенно крупных, являющихся, видимо, доледниковыми (см. стратиграфию); в них дольше всего задерживался лед и поэтому они имеют сложный рельеф мертвого льда (камы, камовые террасы, термокарстовые воронки и т. д.). После таяния льда по ним осуществлялся сток талых ледниковых вод, направленных на юго-восток, вдоль современной р. Березины, в сторону долины р. Днепра.

Моренные плато сложены в основном отложениями московского олепенения. Характерно, что валдайская морена, хорошо дитируемая здесь благоларя наличию двух разрезов с микулинскими и межделниковыми отложениями у с. Микулино (Логовая улица или Панская гора и гора Мачеха), описание которых приведено ниже, обладает незначительной мошностью $(0.4-3 \, \text{м})$, сильной глинистостью и малым количеством обломочного материала. Эти особенности валдайской морены в окрестностях с. Микулина, обусловленные, видимо, большой ролью воды во время ее накопления, послужили для некоторых исследователей основанием для сомнений в ледниковом генезисе этих отложений и даже отрицания валдайского оледенения на этой территории (Чеботарева, 1949). Таким образом, можно констатиговать, что рельеф краевой зоны максимального продвижения валлайского ледника на междуречье Западной Двины и Днепра отличается значительным разнообразием: для одних районов (например района г. Орши) характерны формы рельефа, связанные с активным льдом, в других (район г. Рудни - с. Микулино) образование рельефа связано с наличием мертвого льда.

Северо-восточнее расположена область общирной озерно-ледниковой низины, занятой бассейном р. Межи (см. рис. 27). Эта территория, несомненно, захватывалась валдайским оледенением, что доказывается наличием московско-валдайских (микулинских) межледниковых отложений, покрытых мореной (разрезы у д. Селище на р. Аржать — Москвитин, 1950а и гора «Прялица» на р. Меже — Кац и др., 1958). Однако здесь почти нет типичных краевых образований валдайского ледника. Среди обширной озерно-ледниковой низины имеются участки холмистоморенного рельефа, камов и озов, развитых преимущественно по берегам рытвинных озер (Сошно, Чичатское и др.). Продвижение валдайского ледника в Межинскую низину было обусловлено довалдайским рельефом. Разница высот между Смоленско-Московской возвышенностью и пизиной по кровле отложений московского оледенения превышает 100 м. Валдайский ледник занимал всю низину и остановился на северо-западном склоне Смоленско-Московской возвышенности, где на отметках 201—220 м имеются зандры. После отступания ледпика с территории Межинской низины к северо-западу здесь образовался общирный приледниковый бассейн.

К северу от Межинской низины продвижению валдайского ледиика препятствовал карбоновый уступ, который тянется почти меридионально от г. Нелидова к пос. Андреаполю. Здесь наблюдается совмещение краевых зон максимального продвижения ледника и более молодых зон, а также резкое сужение внешней зоны. Последняя представлена узким долинным зандром, протягивающимся вдоль верховьев современной долины Западной Двины.

Дальше к северо-востоку, в районе верхневолжских озер (район пос. Пено) в пределах внешней зоны, по данным Г. С. Третьякова (личное сообщение), широко распространены зандровые и озерно-ледниковые равнины, осложненные ложбинами стока, а также песчаный холмистый рельеф, примыкающий к краевым формам и являющийся разновидностью зандров. Образование холмистого рельефа было обусловлено таянием погребенных глыб мертвого льда. Холмы, слагающие полосы песков, имеют, как правило, эллипсовидную форму, расположены беспорядочно или собраны в гряды, ориентировка которых соответствует направлению полос песка. Высота холмов колеблется от 2—3 до 15—20 м. Наиболее резкая всхолмленность рельефа выражена около внешпего края Валдайской возвышенности. К югу и юго-востоку холмы сменяются зандрами.

Ложбины, встречающиеся в пределах полос песка, нередко вытянуты на $10-20~\kappa m$, чаще же встречаются небольшие отрезки ложбин, засыпанных на большей части своего протяжения песками. В наиболее глубоких частях их расположены узкие озера или цепи озер. Они представляют собой довольно глубокие (до 15-25~m) впадины, то с крутыми, то с пологими склонами. Местами современная гидрографическая сеть унаследовала древние ложбины стока, часто она пересекает их.

Узкие, вытяпутые ложбины-озера (Охват, Трестино, Баталы и др.) имеются и в пределах зандровых равнин. Они, по-видимому, являются реликтами ложбин стока ледниковых вод. Изменение направления стока можно проследить по отложениям ряда потоков.

В районе оз. Пено сток ледниковых вод, по данным Г. С. Третьякова, происходил в двух направлениях: на восток — в сторону долины р. Волги и на юг — в сторону бассейна современной Западной Двины. По-видимому, ледниковые потоки текли некоторое время в область бассейна Западной Двины. Позднее направление стока изменилось, и талые воды стали стекать, в основном, на восток — в крупную впадину, занятую верхневолжскими озерами.

Зандровые равнины в этом районе распространены широко, например, в верховых Западной Двины и по долице Куди. Они занимают понижен-

ные участки с абсолютными высотами 220—230 м. Поверхность зандров на большей части их площади плоская или пологоволнистая и сильно заболоченная. Грапулометрический состав песков, слагающих зандры, различен в разных участках зандровых полей. Наиболее грубые пески встречаются в районах слияния конусов выноса ледниковых потоков. В восточной части запдрового поля, расположенного по р. Куди, и в южной части зандрового поля в бассейне Западной Двины развиты наиболее мелкозернистые разности песков.

Озерно-ледниковая равнина занимает обширные пространства в низовьях р. Жукопы, впадающей с юга в оз. Волго. Абсолютные отметки равнины колеблются от 210 до 220 м. На равнине выделяются в виде удлиненных островов приподнятые гряды моренных холмов. Местами поверхность ее становится пологоволнистой или даже всхолмленной, колебания высот на таких участках достигают 10 м. Это связано, по-видимому, с одной стороны, с неровностями дна озерного бассейна (моренными грядами, перекрытыми озерными осадками, которые не были полностью нивелированы толщей отложившихся озерно-ледниковых осадков), с другой стороны,— с эоловыми процессами.

Озерно-ледниковая равнина сложена с поверхности тонкозернистыми, хорошо отсортированными, горизонтально-слоистыми песками, мощность которых достигает 10—12 м. Под ними залегает толща ленточных глин, тонкозернистых песков и супесей. В районе р. Жукопы в рельефе коренных пород имеется крупная впадина, в которой неоднократно находился озерный бассейн. Меньшие по площади равнинные участки, представляющие собой днища ледниковых озер, известны в низовьях р. Глубочицы, впадающей в оз. Селигер, а также выше по течению р. Жукопы. В областях развития песчаных отложений встречаются формы рельефа, созданные эоловыми процессами. К ним относятся валообразные холмы, сложенные мелкозернистыми, хорошо отсортированными неслоистыми песками.

Продвижение валдайского ледника в верховьях Волги также находилось в тесной зависимости от дочетвертичного рельефа, в котором основное место занимало карбоновое плато, имеющее здесь абсолютные отметки 200 м и более; к востоку от г. Осташкова наблюдается повышение плато (максимальная отметка в 235 м установлена у д. Репище). Край плато рассекается превней гидрографической сетью. К одной из наиболее крупных и разветвленных древних долин приурочены верхневолжские озера (Стерж, Пено, Волго и др.), а также верховья Волги (в окрестностях пос. Селижарова). Раньше резкое понижение дочетвертичных пород в окрестностях Селижарова объясняли наличием крупной впадины (В. А. Котлуков, личное сообщение). Восстановление дочетвертичного рельефа стало возможным только теперь благодаря большому количеству буровых скважин. В междуречье Волги и Песочни (южнее пос. Селижарова) наблюдается свежий рельеф ледниковых и водно-ледниковых форм валдайского оледенения, который был изучен в 1958 г. Здесь распространены гряды, различные по своей морфологии и геологическому строению, холмы, разделенные замкнутыми понижениями, а также ложбины разного масштаба. Территория с таким рельефом охватывает в целом полосу, шириной около $10-12~\kappa M$, где максимальные высоты достигают почти 300~M над ур. M, а относительные превышения высот составляют 80-100 м. Полога тянстся от пиротного отрезка р. Песочни по направлению к устью левого притока Волги — Малой Коши. Рельеф этой полосы несомненно представляет собой единый генетический комплекс.

Основное место здесь занимают гряды, характерным признаком которых является крутосклонность. Поверхность гряд неровная, осложненная замкнутыми понижениями и холмами. Различаются гряды с очень неправильным очертанием, в плане хорошо ориентированные, вытянутые вало-

подобные и подковообразные гряды, обращенные раскрытой стороной на северо-запад. Внутри подков обычно отмечаются заболочепные участки, связанные посредством коротких ложбин с большой ложбиной, тянущейся вдоль гряд с дистальной стороны. По внешней стороне полосы с грядово-холмистым рельефом протягивается полоса с песчаным холмисто-западинным рельефом, образование которого связано с мертвым льдом, сменяющаяся зандровой равниной.

Для четвертичных отложений этого участка характерна большая мощность (до 100 м), а также частая смена литологического состава. Скважина, заложенная на одном из склонов гряды у с. Рябцева, обнаружила чрезвычайно пестрое строение четвертичной толщи: разнозернистый песок с гравием и галькой неоднократно сменяется прослоями сплошных валунов и гальки (в 58-метровой толще четвертичных отложений отмечаются пять прослоев валунника, три горизонта валунного суглинка и т. д.). В другой гряде в четвертичной толще, мощностью 65 м, наблюдаются три горизонта валуниика и четыре горизонта валунных суглинков, а также многочисленные прослои разнозернистых песков. Морфология гряд и их геологическое строение свидетельствуют о том, что они представляют собой конечные морены. Несомненно также паличие озов. В пределах описываемого участка намечаются две гирлянды гряд, которые, вероятно, отмечают собой этапы отступания края ледника. Исключительно хорошая сохранность описанных форм рельефа резко отличает этот район от более южных районов и позволяет связывать образование его рельефа с валдайским оледенением в фазу его максимального распространения. В пользу валдайского возраста этой краевой полосы говорит также и характер долины Волги на отрезке пос. Селижарово — д. Повадино, резко отличающейся от расположенных ниже отрезков долины отсутствием речных террас и наличием зандровых террас, а также широким распространением по бортам долины камоподобных и озоподобных образований. Ниже д. Повадино долина Волги имеет вид типичной эрозионной глубоко врезанной долины с поймами и двумя падпойменными террасами, связанными с зандровыми террасами. Для доказательства валдайского возраста этой краевой полосы важны также разрезы на р. Большой Дубенке и в карьере у д. Сковорова (описанные в следующем разделе) с межморенными межледниковыми отложениями, спорово-пыльцевые диаграммы которых имеют все характерные черты микулинского межледниковыя, а возраст верхней морепы этого района устанавливается как валдайский.

Западнее Вышнего Волочка по рекам Цпе и Шлине широко распространены зандры, восточнее же простирается озерно-ледниковая равнина, соответствующая бологовской и едровской стадиям отступания валдайского ледника, выделяемых Н. Н. Соколовым (1960) и нами. Озерно-ледниковая равнина приурочена к более низким абсолютным отметкам поверхности коренных пород (около 100 м), чем зандры. Краевые образования максимального распространения валдайского ледника (бологовской и едровской стадий) здесь почти полностью размыты.

В районе с. Лесного внешняя зона представлена широкой полосой зандров, окаймляющих территорию с холмистоморенным рельефом. Среди зандров имеются отдельные участки сглаженного холмистоморенного рельефа или даже четко выраженные гряды, но с очень пологими склонами, папример, к востоку от с. Лесного.

В бассейнах Мологи и Шексны сформировались озерно-ледниковые и зандровые аккумулятивные равнины, обусловленные понижениями и впадинами пермской низины. Молого-Шекснинская низина во многих местах оконтуривается хорошо выраженным уступом коренного берега древнего озера с относительной высотой до нескольких десятков метров. Поверхность низменности, имеющая абсолютные отметки от 100 до 130 м, пред-

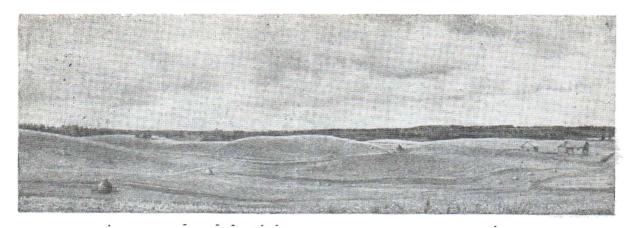


Рис. 28. Холмистоморенный рельеф у с. Ескина в районе верхневолжских озер. Фото Н. А. Кориной

ставляет собой систему четырех террас. Наибольшую площадь занимают две нижние террасы с абсолютными высотами 100—107 и 110—114 м. Они сложены горизонтальнослоистыми пылеватыми песками, под которыми в обширной депрессии коренных пород, относящихся к татарскому ярусу перми, залегает толща моренных суглинков. После работ А. И. Москвитина (1947), А. И. Спиридонова и Н. А. Спиридоновой (1951) и А. М. Архангельского (1956) следует считать доказанным существование озерного водоема на месте Молого-Шекснинской низменности, а также озерное происхождение террас.

В тех местах, где на ровной поверхности карбонового плато имелись существенные выступы устойчивых пород (известняков), в пределах описываемой территории формировались отдельные краевые ледниковые формы бологовской и едровской стадий (например, конечноморенные гряды, приуроченные к выступу известняков подольского яруса на междуречье Песи и Чагодощи в районе ст. Хвойной).

Основная краевая зона образует огромную дугу, шириной до 100 км и более (у ст. Удомли до 160 км). На Валдайской и на Вепсовской возвышенностях эта дуга-обращена выпуклой стороной к юго-востоку, а в районе Великих Лук — к югу. Она вытянута на юго-запад от восточного побережья Онежского озера, окаймляет Белое озеро, идет к ст. Пестово и у г. Боровичи охватывает Мстинскую впадину, направляется к ст. Бологое, к Осташкову и городам Торопец и Великие Луки, переходя далее на территорию Белоруссии и Литвы. Максимальные абсолютные высоты в пределах этой зоны достигают 280 м и более, составляя в среднем 150—200 м.

В краевой зоне прекрасно выражен весь комплекс краевых ледниковых и водно-ледпиковых аккумулятивных форм, причудливо сочетающихся друг с другом. Преобладает холмистоморенный рельеф (рис. 28), широко развиты камы; зандровые равнины занимают небольшие участки; отложения талых вод не образуют здесь общирных зандровых или озерно-ледниковых равнин, как во внешней зоне, а слагают многочисленные озы или террасы по ложбинам стока ледниковых вод (рис. 28 и 29).

Для основной краевой зоны характерно широкое развитие озер, преимущественно мелких, которые распределены более или менее равномерно по всей ее территории. Озера приурочены к котловинам между холмами, древним долинам, выраженным в современном рельефе, и к понижениям среди равнинных участков. Обычно озера проточные, чаще всего сток происходит через мелкие ручьи и реки. Форма озер округлая, за исключением тех, которые приурочены к древним долинам (верхневолжские Волго, Пено, Вселуг, Стерж, а также Селигер). Последние, как правило, имеют узкие извилистые очертания и направление, перпендикулярное простира-



Рис. 29. Камы крестецкой стадии в районе ст. Горушки у д. Немчинова Гора. Фото И. В. Котлуковой

нию Валдайской гряды. Глубина этих озер достигает 30-40 м (Капшозеро), тогда как глубина озер, развитых в понижениях между холмами, равна 3-5 м. Площадь озер колеблется в среднем от 3 до 8 км², но некоторые из них достигают очень больших размеров, например оз. Селигер (270 км²).

Основная краевая зона валдайского ледника в своей северо-восточной части, между южным побережьем Онежского озера и оз. Селигер, приурочена главным образом к карбоновому уступу. Последний представлял собой наиболее значительное препятствие на пути ледника в периоды стадиальных и осцилляторных подвижек и неоднократно задерживал его продвижение. В местах, где уступ разрезается крупными доледниковыми долинами (Мстинской, Селижаровской впадинами), валдайский ледник, используя эти понижения, продвигался несколько дальше.

К юго-западу от г. Валдая основная краевая зона отходит от карбонового уступа к северу и приурочена к выступам отложений девона, представленных толщей песков, глин и известняков. В районе пос. Андреаполя и г. Нелидова, там, где карбоновый уступ поворачивает на юг, распространение ледника зависело от рельефа поверхности девонских отложений, имеющей по сравнению с карбоновым плато везде более низкие отметки (100-150 м). Валдайская возвышенность по праву считается классической областью развития ледниковых и водно-ледниковых форм, созданных во время валдайского оледенения. Именно на этой территории Н. Н. Соколовым (1946, 1960 и др.) впервые были выделены пояса краевых образований, возинкшие в течение последовательных стадий отступания валдайского ледника. Краевые образования этих стадий впоследствии были прослежены сотрудниками Северо-Западного геологического управления к северо-востоку и юго-западу от Валдайской возвышенности и названы бологовской, едровской, вепсовской и крестецкой стадиями. Наиболее выдержанной по простиранию является краевая зола вепсовской (валдайской по Н. Н. Соколову, 1960) стадии (рис.30). Краевые образования этой стадии составляют главный водораздел между бассейнами Каспийского в Балтийского морей и имеют абсолютные высоты от 180 до 250 м, а иногда

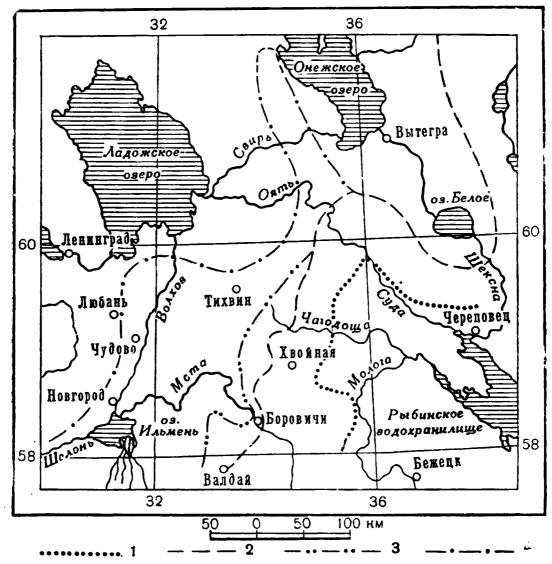


Рис. 30. Схема положения края ледника в различные стадии валданского оледенения:

1 — едровская стадия;
 2 — вепсовская;
 3 — крестецкая;
 4 — лужская. Составили
 М. Е. Вигдорчик, И. В. Котлукова, Д. Б. Малаховский,
 3. Ю. Саммет

и более (до 300 м). В пределах описываемой зоны краевые образования этой стадии тянутся от Белозерской и Кирилловской гряд к истокам Капши и Ояти, проходят восточнее г. Боровичи и оз. Пирос и протягиваются через города Валдай и Осташков к г. Великие Луки. Особенностью расмоложения краевых образований этой стадии является то, что от Онежского озера до г. Осташкова опи развиты на поверхности карбонового плато вблизи верхней бровки карбонового уступа (Кирилловская гряда, Тихвинская гряда, Вепсовская возвышенность и т. д.).

Характерным для основной краевой зоны является рельеф одного из участков Венсовской возвышенности в междуречье Паши и Ояти. Этот рельеф, сформированный в течение венсовской и крестецкой стадий, представляет собой чередование холмов и гряд различной величины и ориентировки с ложбинами и понижениями, часто занятыми озерами или заболоченными. Относительные превышения в большинстве случаев составляют 20—30 м. Встречаются отдельные холмы или группы холмов, высотой до 50 м. Размеры холмов в поперечнике от 0,5 до 2—3 км, крутизна склонов достигает 10—15, реже 20—25°. Гряды имеют длину до 2—3 км, ширину 0,2—0,3 км; крутизна их склонов 10—20°. Расчлененность рельефа усиливается ручьями и реками, использующими ложбины и попижения между холмами (рис. 31).



Рис. 31. Холмистоморенный рельеф на Вепсовской возвышенности. Фото В. С. Кофмана

К образованиям вепсовской стадии в тех местах, где склон карбог плато наиболее пологий, примыкает вплотную комплекс ледниковых крестецкой стадии, который также составляет здесь основную кразону. Крестецкие краевые образования, представленные в основном мистоморенным рельефом (рис. 32, 33), занимают склон карбонового то, не достигая его бровки. Абсолютная высота их характеризуется низкими отметками, обычно они составляют 110—150 м и лишь в от ных случаях превышают 200 м.

Граница последней крестецкой стадии окаймляет девонскую ни с юго-запада и юго-востока. Она огибает почти со всех сторон Судом возвышенность, в виде широкого языка протягивается к г. Великие и дальше идет к северу от г. Боровичи к г. Бокситогорску и с. Щуго: Севернее широты 60° граница становится неотчетливой и сливается с ницей вепсовской стадии.

Среди ледниковых форм крестецкой стадии оледенения выделя: гряды конечных морен, оконтуривавшие положение ледниковых язы Извилистость полосы краевых образований этой стадии обусловлена рефом поверхности коренных пород, так как по эрозионным впади вдающимся в карбоновое плато (отвечающим современным Белозерс Мстинской, Полометской, Селижаровской низинам), языки льда про гались далеко на юго-восток. Для краевых образований вепсовской и стецкой стадий характерно также широкое развитие своеобразных фрельефа — столообразных возвышенностей, возникших на месте озер водоемов в зоне мертвого льда, сложенных в основании мореной и прин тых с поверхности тонкодисперсными глинами (рис. 34).

На севере рассматриваемой территории. в бассейне рек Андомы и тегры (восточное Прионежье), в основную краевую зону, помимо обраваний крестецкой и вепсовской стадий, вероятно, входит комплекс к вых форм более поздней, лужской стадии, что объясняется близос карбонового уступа к берегу Онежского озера.

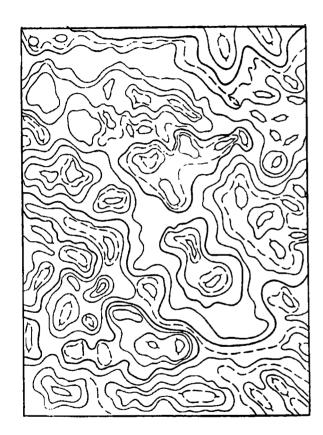


Рис. 32. Холмистоморенный рельеф в зоне краевых образований крестецкой стадин валдайского оледенения.
Составил М. Е. Вигдорчик

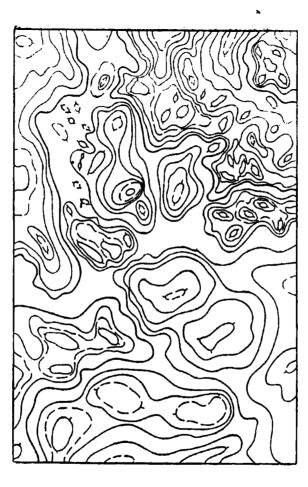


Рис. 33. Камы среди холмистоморенного ландшафта в зоне краевых образований валдайского оледенения.

Составил М. Е. Вигдорчик

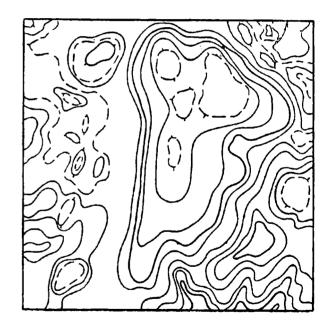


Рис. 34. Столообразная возвышенность, сложенная безвалунными глинами, возпикшая на месте локального водосма в зоне мертвого льда (область валдайского оледенения).

Составил М. Е. Вигдорчик

В районе г. Осташкова в основной краевой полосе, кроме комплекса ледниковых форм рельефа вепсовской и крестецкой стадий, представлены и более ранние едровские и белоговские образования, что объясняется наличием к востоку от Осташкова высоких отметок карбонового плато.

Таким образом, в основной краевой зоне в пределах Валдайской и более северных возвышенностей, там, где она состоит из ряда сближенных комплексов стадиальных образований, последние различаются по приуроченности к определенным элементам рельефа коренных пород (склоп карбонового уступа, его бровка, поверхность плато), по абсолютной высоте, а также по полосам флювиогляциальных отложений, которые окаймияют с дистальной стороны каждую краевую холмисто-грядовую зону.

Возможность выделения последовательных стадий валдайского оледенения на Валдайской возвышенности, кроме геоморфологических данных (наличие ряда краевых зон ледника, отделенных друг от друга зандрами или озерно-ледниковыми равнинами), подкрепляется наличием мощных (до 20—30 м) межморенных озерных отложений между моренами едровской и вепсовской, вепсовской и крестецкой, крестецкой и лужской стадий. Однако полученные для этих отложений в бассейне верхнего и среднего течений Мсты, Капши, Ояти и Поломети палеоботанические характеристики, как правило, отличаются однообразием на протяжении всего разреза и не позволяют судить о климатических изменениях, происходивших во время этих интервалов.

Следовательно, на основании имеющихся данных мы можем констатировать наличие перерывов в распространении валдайского ледника и последующие его наступания, но определить характер этих интервалов (межстадиал, межледниковье) пока не представляется возможным.

Западнее Валдайской возвышенности в районе г. Великие Луки валдайский ледник продвинулся, очевидно, из-за отсутствия препятствий на его пути, значительно дальше на юг, чем в бассейне Западной Двины. Основная краевая зона представлена здесь образованиями двух стадий, которые можно сопоставлять с крестецкой и вепсовской стадиями центральной части Валдайской возвышенности.

Данные о геологическом строении Витебской возвышенности, полученные в самые последние годы, подтверждают огромную рельефообразующую деятельность валдайского ледника в период остановки его на склоне обширной Западно-Двинской низины, отражающей доледниковый рельеф этой территории. Работами В. И. Пасюкевича (личное сообщение) в 1958 и 1959 гг. под 40—50-метровой толщей морены в пределах Витебской возвышенности у д. Пушкари и Сапцы обнаружены межледниковые отложения, которые на основании анализов В. П. Гричука отнесены к микулинскому межледниковью. В других местах этой возвышенности мощность валдайских отложений достигает почти 100 м. Таким образом, Витебская возвышенность, поднимающаяся над Западно-Двинской низиной на 120—130 м, а над окружающими моренными равнинами примерно на 100 м, является образованием валдайского оледенения. Следует подчеркнуть, что образование этой возвышенности произошло не во время максимального распространения валдайского ледника, а в последующую стадию его продвижения.

Западнее основная краевая зона валдайского ледника представлена Литовской и Северо-Белорусской (Швенченско-Нарочанской) грядами, сопоставляемыми литовскими и белорусскими исследователями (Басаликас, 1957; Цапелко и Махнач, 1959) по времени их образования с Мазурским и Сувалкским поозерьями, соответствующими бранденбургской и померанской стадиям вислинского оледенения Германии.

Преобладающим типом рельефа Литовской и Северо-Белорусской гряд являются холмисто-котловинные и грядово-котловинные краевые моренные образования с очень большим количеством озер, среди которых много рыт-

винных. В самое последнее время (Басаликас, 1957; Кондратене, 1960) появились данные о межстадиальных отложениях на р. Ула, лежащих на бранденбургской морене и перекрытых мореной померанской стадии (у с. Крикштонис) или же зандрами этой стадии (у селений Антавиляй и Ула).

В Латвии вепсовской стадии соответствует, по всей вероятности, Средне-Латвийская возвышенность, в Эстонии развиты краевые образования крестецкой стадии, представленные холмистоморенными образованиями возвышенности Ханья.

Внутренняя зона. К западу и северу от основной краевой зоны находится внутренцяя зона последнего оледенения, включающая обширные низины — Приильменскую и Псковско-Чудовскую, разделяющий их меридиональный пояс возвышенностей (Бежаницкой, Судомской и Лужской). впадины Финского залива, а также Ладожского и Онежского озер, Карельский и Онежско-Ладожский перешейки.

Большую часть территории занимает Приильменская низина, ограниченная с востока, юга и юго-запада абразионным уступом, выработанным по дистальному краю приледникового водоема, проксимальный край которого был образован льдом. Уступ создан в моренных холмах и камах крестецкой стадии, чем и определено его пространственное расположение. В связи с этим абразионный уступ в одних случаях (например, в районе так называемой Мстинской впадины, близ г. Тихвина и в других местах) подступает к денудационному карбоновому уступу почти вплотную, а в других — отходит от последнего на сотни километров (район т. Луки). Ширина абразионного уступа колеблется в среднем от 1,5 до 15 км; абсолютные отметки понижаются к низине с 150, 130 до 100, 90 м. Вдоль этого уступа (ската по Н. Н. Соколову, 1946, и др.) хорошо выражены абразионные и аккумулятивные террасовые ступени озерно-ледникового бассейна, иногда приуроченные к выступам устойчивых дочетвертичных пород (например, известняков в районе г. Тихвина). Эти ступени прослеживаются к западу от г. Валдая до г. Великие Луки, к востоку от г. Лодейного Поля, в пределах Мстинской впадины и в других местах. Там, где ступени удалось проследить, отмечена приуроченность их к определенным уровням: 150—140, 135—130, 115—110, 100 и 90 м. Местами уступ расчленен глубокими долинами (по рекам Поломети, Янони, Пчевже, Тудори и др.), по которым во время отступания ледника от уступа происходил сток талых вод в приледниковое озеро. При выходе этих долин в низину возникли древние дельты, сложенные флювиотляцивными осадками (рис. 35). По западному склону Торопецких высот имеется несколько ярусов таких дельт, связанных с указанными выше уровнями озерно-ледникового водо-

Основными чертами Приильменской низины является выровненный рельеф, обилие крупных болот и общее понижение ее поверхности к северу от 100, 90 м (по окраинам низины) до 10 м. Уклоны поверхности незначительны — от 1 до 3 м/км, по склонам крупных котловин, расположенных по оси низины (Холмской, Ильменской и Грузинской), они увеличиваются до 5-6 м/км.

Современная поверхность Приильменской низины повторяет в целом поверхность девонской низины, вплоть до унаследования впадин, которые возникли в дочетвертичном рельефе в результате разрушения сводовых частей положительных геологических структур. Современная поверхность низины образовалась в условиях отступавшего приледникового водоема. На повышенных участках, тяготеющих к окраинам низины, моренные равнины были абрадированы, а в котловинах и пониженных участках дочетвертичного рельефа, приуроченных к ее центральной части, образовались аккумулятивные озерно-ледниковые равнины (рис. 36).

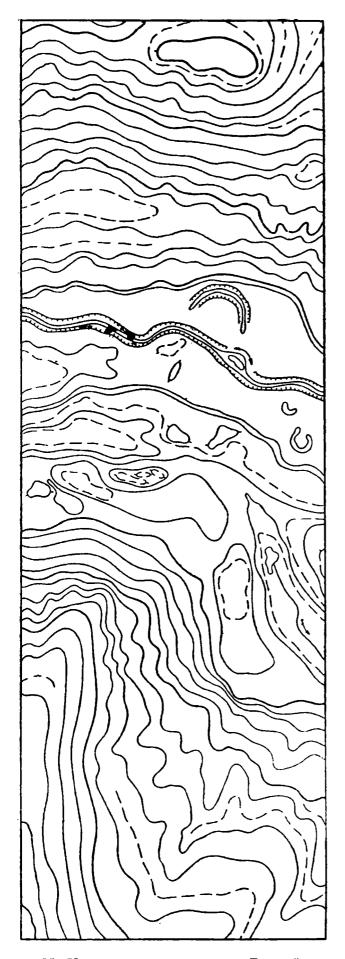


Рис. 35. Участок долипы реки на Валдайской возвышенности, где древняя долина выражена в современном рельефе. В центральной части рисупка видны дельты потоков, стекавщих в озерно-ледпиковый водоем.

Схема. Составил М. Е. Вигдорчик

В пределах Приильменской низины уже давно известны разобщенные участки камов, размытые конечные морены в виде скоплений валунов и цепи преимущественно маргинальных озов, отмечающих положение края льда отступавшего ледника. Озы почти повсеместно сопровождаются ложбинами, которые в большинстве случаев унаследованы современными реками (рис. 37). Такого рода взаимосвязь хорошо выражена по рекам Полисти, Редии и некоторым другим (Приловатская низина), Малой и Большой Ниши, Маяты (западная окраина Бегловского вала), по р. Шелони и в верховьях р. Волхова.

Изучение береговых линий поздне- и послеледникового водоема указывает на последовательное сокращение его размеров до современных очертаний оз. Ильмень. Стадии сокращения водоема в пределах низины отмечены на уровнях 86, 72—70, 60—58, 46—45, 36, 33— 32, 28 и 25—23 м.

Террасы магистральных рек территории: Ояти, Паши, Мсты, Ловати и Шелони образовывались по мере понижения уровня этого водоема. В продольном профиле долин этих рек установлено до шести-семи уровней террас (рис. 38). Высокие террасы поочередно выклиниваются в местах пересечения долинами рек древних береговых линий озерно-ледникового бассей-Они представляют флювиогляциальные или озерно-ледииковые террасы; голоценовыми являются только самые низкие террасы. На ряде участков долин современных рек сохранились древние дельты, прорезаемые этими реками. соответствующие положению определенных уровней озерноледникового водоема — базисов эрозпи рек ледникового времени. В качестве примера можно упомянуть одну из древних

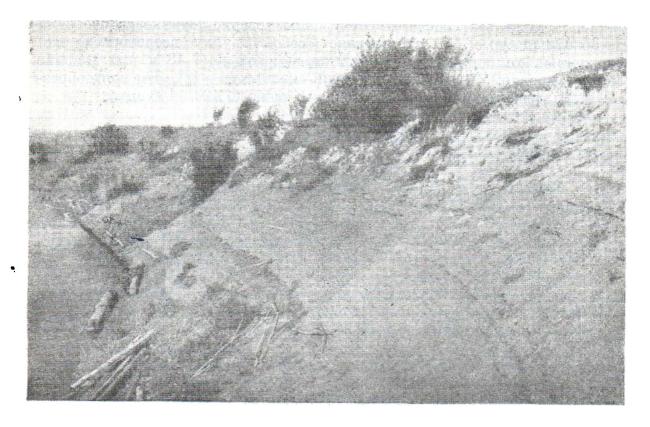


Рис. 36. Обнажение озерно-ледниковых глин на р. Меже (Межинская озерноледниковая равнина). Фото Н. А. Корпной

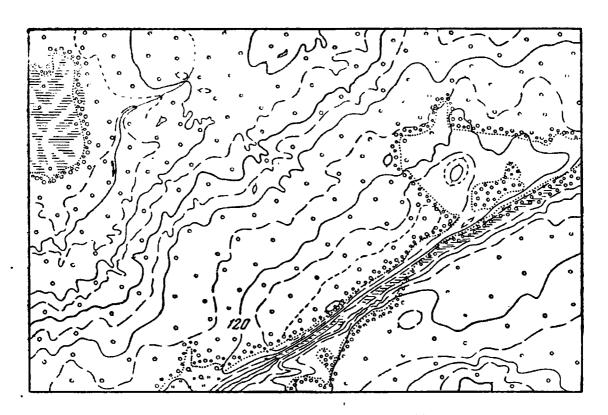


Рис. 37. Маргинальные ложбины па валдайском уступе (бассейн среднего течения р. Ловати). Составила Н. А. Корина Сплошные гоонзонтали через 10 м

дельт Ловати, расположенную на участке нижнего течения реки, в ее долине. Эта дельта соответствует уровню озерно-ледникового водоема 36-35 м над ур. м. и представляет собой группу веерообразно расположенных холмов, длиной до 1,5 км, высотой до 4-8 м, при ширине холмов в среднем 40-60 м и крутизне склонов $11-13^\circ$. Эти грядообразные холмы расширяются вниз по течению реки до 120-140 м.

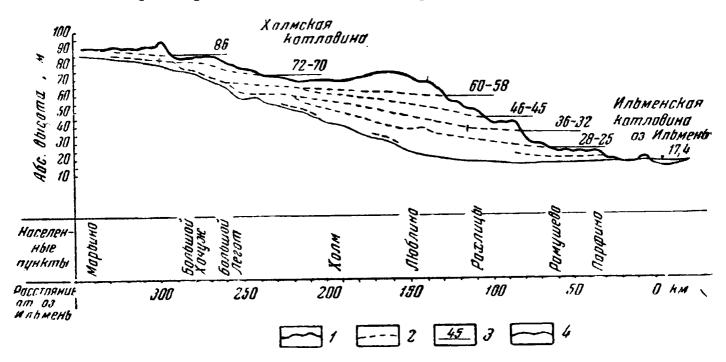


Рис. 38. Схематический продольный профиль долины р. Ловати. Составил М. Е. Вигдорчик:

Условные обозначения: 1 — коренной берег; 2 — уровни террас; 3 — уровни поздне- и послеледникового озера; 4 — продольный профиль водной поверхности

Древние доледниковые долины погребены и в современном рельефе обычно не выражены. Наличие их установлено многочисленными буровыми скважинами в районах г. Новгорода, д. Поддорожья, пос. Крестцы и в других местах. Интересной особенностью территории Приильменской низины является приуроченность крупных отторженцев пород кембрия, ордовика и карбона к участкам древних долин, пересекающих впадины поверхности дочетвертичных отложений в Холмской котловине, по рекам Полисте и Робе, Холове. Это объясняется, видимо, задержкой продвижения льда бортами древних долин.

Ограничивающая Приильменскую низину с запада цепь возвышенностей, насаженных на выступы в рельефе ворхнедевонских пород, расположенных в области тектонического контакта, составляет меридиональный пояс краевых ледниковых образований, характеризующихся сложным чередованием ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа. Абсолютные высоты составляют здесь местами 300 м и более (максимальные отметки имеют Бежаницкие высоты). Высота краевых образований в Псковской области и Эстонии достигает 220 м над ур. м., на Онежско-Ладожском перешейке — 300 м, в пределах же Волховской низины абсолютные отметки их едва достигают 70 м. Южная и главным образом западная части пояса — Вязевские, Бежаницкие, Судомские высоты — образовались течение вепсовской и крестецкой стадий отступания ледника на стыке двух ледниковых языков: ильменского (ловатского) и псковско-чудовского, что видно на ориентировке комплекса краевых образований. Северная ветвь пояса краевых образований (так называемые Лужские высоты), вытянутая к ордовикскому плато, возникла позднее, в лужскую стадию оледенения. Особенностью этой стадии является преобладание камов и камовых конечных морен, т. е. вытянутых полос камовых холмов, ориентированных вдоль бывшего края ледника (см. Краткое полевое руководство..., 1957), образующих полосы, ширина которых варьирует от 2—3 до 70 км при максимальных относительных высотах до 70 м, обычно же составляющих 25—30 м. Протяженность камовых конечных морен достигает пескольких десятков километров (Липовые горы близ г. Луги). По данным Э. Ю. Саммета, расположение и форма холмов объясняются наличием древних доледниковых долии, протягивающихся в общем в широтном направлении и обусловивших образование крупных параллельных краю ледника трещин, превративших край ледникового покрова в область мертвого льда (район Тихвина, древняя долина р. Паши).

льда (район Тихвина, древняя долина р. Паши).

К западу от меридионального пояса краевых образований, слагающих Бежаницкие — Лужские высоты, расположена Псковско-Чудская впадина. Рельеф ее возник в таких же условиях, как и в Приильменской низине. Он характеризуется развитием озерно-ледниковых и аккумулятивных равнин, среди котсрых возвышаются камы и озы, а также холмистоморенные участки, сильно сглаженные водами озерно-ледниковых бассейнов (юго-восточнее г. Пскова). Так же как и в Приильменской низине, современная поверхность повторяет основные черты поверхности верхнедевонских пород, представленных переслаивающимися песками, глинами и известняками.

Между Псковским и Ладожским озерами граница лужской стадии валдайского оледепения совпадает с современным водоразделом бассейнов Финского залива и оз. Ильмень, проходя от северного побережья Псковского озера к пос. Струги Красные, городам Луге, Любани, Новой Ладоге. Краевые формы рельефа этой стадии (камы и преимущественно маргинальные озы) приурочены к району, расположенному несколько южнее древнего водораздела, вытянутому в широтном направлении от северного побережья Чудского озера к Ленинграду. По-видимому, в последние этапы дсятельности валдайского ледника наличие таких препятствий, как глинт и этот древний водораздел, оказалось достаточным, чтобы остановить продвижение его к югу. Далее граница стадии проходит вдоль р. Сяси, затем направляется на северо-восток к междуречью Свири и Ояти, где краевыми образованиями стадии слагаются южные отроги Олонецких высот, имеющие северо-восточное простирание, и примыкающая к ним в среднем течении р. Свири полоса с холмистоморенным и камовым рельефом, вытянутая в северо-западном направлении.

Современный рельеф Онежско-Ладожского перешейка тесно связан с дочетвертичным рельефом наличием выступа дочетвертичных пород, разделяющего две крупные впадины тектопического происхождения — Опежскую и Ладожскую. Последние в ходе убывания валдайского ледникового покрова обусловили образование двух ледниковых языков. В соответствии с этим распределились краевые образования лужской стадии. В центральной части Онежско-Ладожского перешейка они распадаются на две параллельные полосы — западную и восточную, которые имеют здесь меридиональное направление. Таким образом, эти полосы окаймляют соответственно Ладожскую и Онежскую депрессии. Ширина их местами достигает 40-60 км; формируются они из ряда узких полос, состоящих из камов, маргинальных озов и участков холмистоморенного ландшафта. Доля участия форм рельефа, образование которых связано с мертвым и пассивным льдом, весьма значительна. Более мелкие из этих полос то сближаются, то расходятся, но везде сохраняют основное направление, повторяющее очертания депрессий, которые они окаймляют.

В южном и юго-восточном Прионежье краевые образования лужской стадии (юго-восточная лопасть онежского языка) входят в основную краевую зону, причленяясь к образованиям крестецкой стадии в непосредственной близости к карбоновому уступу (бассейн р. Вытегры). Краевые

образования лужской стадии прослеживаются и в Эстонии в виде камовых возвышенностей Отепя и Карулаской и друмлиновых полей.

Карельский перешеек разделяется на ряд геоморфологических районов: Приневскую низину, Центральную Карельскую возвышенность и Вуоксинскую низину.

Приневская низина представляет собой серию плоских озерно-ледниковых абразионных и аккумулятивных террас, среди которых выступают отдельные камы, высотой до 45 м. Абсолютные отметки поверхности низины колеблются в пределах 0-30 м, понижаясь к Финскому заливу. Низина унаследовала предглинтовое понижение в кембрийской низине, поверхность которой имеет здесь абсолютные отметки -40, - 50 м. Поверхность кембрийских пород повышается в центральной части перешейка, где абсолютные отметки ее достигают 25, 30 м. К этому повышенному участку их поверхности приурочена Центральная Карельская возвышенность (максимальные абсолютные отметки 140—180 м), представляющая собой моренную равнину, сильно расчлененную речной сетью. По ее окраине расположена полоса камов. От Вуоксинской низины к Финскому заливу и Ладожскому озеру вытянута полоса озерно-ледниковых террас, а вдоль Финского залива — морские террасы. Вуоксинская низина (абсолютные отметки 0—50 м) приурочена к понижению в рельефе дочетвертичных пород, соответствующему зоне прогиба Балтийского щита. Она образовалась в условиях, близких к условиям Приневской низины, и представляет собой преимущественно аккумулятивную озсрно-ледниковую равнину.

Образование ледникового и водно-ледникового рельефа Карельского перешейка происходило в самые последние этапы валдайского оледенения в так называемую стадию салпаусселькя, краевые образования которой представлены камами, расположенными главным образом по окраинам Центральной Карельской возвышенности. Этой же стадии, возможно, соответствует эстонская северо-западная зона краевых образований.

Зона ледниковой экзарации и перерывистой ледниковой аккумуляции занимает северное побережье Ладожского озера. Дочетвертичные отложения представлены здесь кристаллическими породами архея и протерозоя. Поверхность этих пород характеризуется холмисто-грядовым рельефом, наклонена на юго-восток, к границе кристаллического щита и платформы. Четвертичные отложения занимают понижения поверхности дочетвертичных пород; к этим же понижениям приурочены и аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа, среди которых преобладают озы и камы. На выступах кристаллических пород хорошо заметны следы ледниковой экзарации: ледниковые шрамы, сглаженные склоны, бараньи лбы. Гряды, сложенные кристаллическими породами, которые иногда называют сельгами, чередуются с озами, камами, небольшими участками аккумулятивных равнин. Для всей территории характерно изобилие узких вытянутых озер с причудливой береговой линией. Озера соединяются порожистыми реками. Побережье Ладожского овера характеризуется сильной извилистостью береговой линии, наличием шхер и фиордов; мелкие заливы имеют лопастную форму. В современном рельефе этой зоны заметна северо-западная ориентировка озер, гряд, долин, соответствовавшая направлению движения ледника.

Рассмотренный в этом разделе рельеф ледниковых и водно-ледниковых образований, отличающихся на всей рассмотренной территории исключительно хорошей сохранностью форм, в настоящее время условно относится к различным стадиям валдайского оледенения, на основании его определенного пространственного положения, наличия разного числа моренных горизонтов, прослеживающихся как однородные геологические тела на больших расстояниях, а также межморенных толщ, разделяющих моренные горизонты. Условность отнесения краевых образований к тем или иным

стадиям объясняется отсутствием четкой палеоботанической характеристики межморенных отложений. С этим же связана невозможность более дробных подразделений краевых зон, соответствующих осцилляциям или фазам. Возможно, что впоследствии будут найдены разрезы озерно-болотных, аллювиальных и других отложений с межледниковым характером спорово-пыльцевого спектра, залегающих между моренами, относимыми в настоящее время к разным стадиям валдайского оледенения, что даст возможность поставить вопрос о более молодом межледниковье, нежели микулинское, и более молодом оледенении, нежели валдайское. Следует подчеркнуть, что это становится теперь более актуальным, в связи с новыми данными В. П. Гричука (приведенными в предыдущем разделе). Однако трудности выделения нового межледниковья и нового ледниковья связаны не только с отсутствием разрезов с соответствующей спорово-пыльцевой характеристикой в области, расположенной к северу от границы валдайского оледенения, но и с невозможностью дифференцировать рельеф этой достаточно хорошо изученной области по степени его сохранности, т. е. выделить краевые образования ледника, которые могли бы принадлежать различным оледенениям (валдайскому и более молодому). Указанное обстоятельство неоднократно подчеркивалось крупнейшими знатоками рельефа Северо-Запада СССР — К. К. Марковым (Герасимов и Марков, 1939; Марков 1940 а и б), Н. Н. Соколовым (1946, 1960) и другими.

Стратиграфия плейстоцена²

Четвертичные отложения района представлены главным образом образованиями ледниковых эпох: моренами, отложениями ледниковых рек и озер. Значительно меньше распространены аллювиальные и озерно-болотные межледниковые отложения. Послеледниковые отложения выражены озерными, болотными, а на севере — морскими отложениями. Изучение стратиграфии плейстоценовых отложений сильно затрудняется тем, что межледниковые отложения в палеоботаническом отношении изучены пока что в небольшом количестве пунктов, расположенных к тому же преимущественно в периферических частях района.

Наиболее полное строение толщи плейстоценовых отложений и наибольшие мощности отложений отмечаются в глубоких древних долинах (например, в древних долинах, прорезающих карбоновый уступ). В них можно предполагать наличие даже нижнечетвертичных отложений. Вне подобных понижений наиболее древними отложениями являются отложения московского оледенения, а основная часть четвертичной толщи состоит из отложений валдайского оледенения (рис. 39-40).

Ниже приводятся индексы к рис. 39-40, 43, 51 и 53: h, alQ_{13} + alQ_{11} — современные аллювиальные и болотные отложения и древнеаллювиальные отложения надпойменных террас; $lglQ_{111}$ — озерпо-ледниковые отложения после- и позднеледниковых бассейнов; $fglQ_{111}$ v — флювиогляциальные отложения различных стадий валдайского оледенения; $glQ_{111}^{lz}v$ —
то же, лужской стадии; $glQ_{111}^{in}v$ — то же, крестецкой стадии; $glQ_{111}^{in}v$ —
то же, вепсовской стадии; $glQ_{111}^{in}v$ — то же, едровской стадии; $glQ_{111}^{in}v$ —
то же, бологовской стадии; $glQ_{111}^{in}v$ — морена валдайского оледенения нерасчлененная; lgl, l, alQ_{111} — межстадиальные отложения валдайского
оледенения; al, h, l, Q_{111} mik — аллювиальные и озерно-болотные отложения микулинского межледниковья; m, $lQ_{111}mik$ — морские и озерные отло-

² В этом разделе стратиграфия послемикулинских (валдайских) отложений нанисана Э. Ю. Самметом, О. М. Знаменской и Е. В. Рухиной, остальной текст принадлежит Н. С. Чеботаревой.

жения микулинского межледниковья; $glQ_{II}m$ — морена московского оледенения; fgl, $lglQ_{II}m$ — $Q_{III}v$ — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения, залегающие на морене московского оледенения; $al, h, lQ_{11}od$ аллювиальные и озерно-болотные отложения одинцовского междедниковья; $fgl, lglQ_{11}dn-m$ — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения, залегающие между моренами московского и днепровского оледенения; $glQ_{11}dn$ — морена днепровского оледенения; al, h, $\hat{l}Q_{11}l$ — аллювиальные и озерно-болотные отложения лихвинского межледниковья; fgl, lglQok — $Q_{\mathrm{II}}dn$ — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения, залегающие между моренами днепровского и окского оледенений; $glQ_1 ok$ — морена окского оледенения; fgl, $lglQ_1ok$ — флювиогляциальные и лимногляциальные отложения окского одеденения; prO_{1} II — покровные и лёссовидные суглинки.

Повышенная мощность четвертичной толщи отмечается в пределах краевых полос, маломощный четвертичный покров — в пределах равнин, сложенных основной мореной, и аккумулятивных озерно-ледниковых и зандровых равнин. Поскольку расположение последних тесно связано с дочетвертичным рельефом, строение и мощность четвертичной толщи также обнаруживают тесную от него зависимость.

Для большей части территории возможно выделение отложений, по крайней мере, трех оледенений — днепровского, московского и валдайского, а для некоторых районов и самого древнего — окского оледенения 3.

Отложения самого древнего окского оледенения выделяются в Межинской низине и в районе верхневолжских озер. Большое количество находок окской морены известно в Белоруссии (Цапенко и Махнач, 1959), Литовской ССР.

Большой интерес для изучения стратиграфии четвертичных отложений, в частности отложений окского оледенения, представляет разрез скважины у д. Вертки Смоленской области, расположенной на пойме р. Конеды, которая прорезает Межинскую низину. Скважина пробурена одной из партий Геологического управления центральных районов, описана С. М. Шиком. Абсолютная отметка ее устья около 196 м. Скважиной вскрыты следующие слои.

1. Почва	0,20 4
галькой	1,35 м
glQ _{IIIv} 3. Суглинок буровато-коричневый тонкопесчанистый, довольно тяжелый, с гнездами и сильно деформированными прослоями светло-серой супеси, представляющей собой отторженцы озерно-лед-	
никовых отложений	2,6() .46
ка встречаются гравий и мелкая галька glQ _{II} m 5. Суглинок буровато-серый, песчанистый, известко-	7,35 m
вистый, неоднородный, с гравием и галькой	5,65

³ И. В. Котлукова и другие геологи Северо-Западного геологического управления считают, что в доледниковых долинах, вскрытых в северной части Валдайской возвышенности, в районе городов Тихвина, Боровичи и других, самыми древними четвертичными отложениями являются отложения московского оледенения. При имеющихся в настоящее время данных вряд ли возможны иные стратиграфические построения.

glQ_{II} m	6.	Песок серый мелкозернистый известковистый, не-	
		однородный, с гравием и галькой	1,95 м
*	7.	Суглинок коричневато-серый, песчанистый, извест-	•
		ковистый неоднородный, с гравием и галькой;	
		в нижней части суглинок приобретает коричнева-	
		то-бурый цвет	12,35 м
>	Q	Глина красновато-бурая, жирная, пластичная, вяз-	12,00 3
•	0.	кая, с деформированными прослоями светло-серой	
		супеси, с гравием и галькой	0 EE
io od	0		0,55 м
iQII ou	9.	Песок серовато-желтый тонкозернистый (местами	
		переходит в супесь), сильно известковистый, слю-	
		дистый, однородный, тонкослоистый с прослоя-	
		ми (до 2 мм) коричневато-серой жирной глины;	
		в нижней части встречаются гравий и валуны	3,00 м
glQ _H dn	1 0.	Суглинок вверху коричневато-серый, пиже зелено-	
		вато-серый, песчанистый, известковистый, неодно-	
		родный: с гравием и галькой преимущественно	
		местных пород	2,00 м
1Q ₁₁ 1	11.	Суглинок серый, тонкий, сильно известковистый,	
		одпородный, с единичным гравием и мелкой галь-	
		кой; местами с тонкой горизонтальной слоисто-	
		стью; встречаются растительные остатки и мел-	
		кие раковины и вкрапления вивианита	2,00 .4
glQ ₁ or	12.	Суглинок зеленовато-серый, песчанистый, плотный,	,
-		пеодпородный с гравием и щебнем, почти	
		исключительно осадочных пород.	1,55 "

Ниже залегают девонские отложения.

Таким образом, скважина вскрыла четыре горизонта морены, разделенные древнеозерными отложениями. Спорово-пыльцевой апализ, проведенный В. П. Гричуком, показал, что древнеозерные отложения накапливались в межледниковья, хотя полученные для них диаграммы не имеют характерных особенностей, которые позволили бы произвести датировку отложений по палеоботаническим данным. Однако стратиграфическое положение этих горизонтов между моренами дает возможность достаточно определенно датировать самый нижний из них лихвинским межледниковьем, средний — одинцовским, а верхний — микулилским межледниковьем.

Морена окского оледенения в Межинской низине встречена на глубине около 40 м, зато в других местах, например в районе верхневолжских озер (у погоста Илья Пророк, близ пос. Селижарова) она обнажается в береговом обрыве (р. Большой Коши), где представлена красно-бурым очень илотным несортированным суглинком, обогащенным большим количеством крупных валунов. Мощность морены здесь не известна, так как она уходит под урез реки.

Между окской и днепровской моренами в бассейне Западной Двины и в верховьях Волги обычно залегают пески (серые, желтые, бурые) различного гранулометрического состава, иногда с гравием, галькой и валунами. Генетически эти межморенные отложения разнообразны: среди них имеются аллювиальные, флювиогляциальные, озерно-ледниковые отложения. Более редко встречаются озерно-болотные отложения, хотя именно они представляют наибольший интерес для определения возраста отложений. К лихвинскому межледниковью, помимо упомянутых отложений, вскрытых скважиной у д. Вертки, можно отнеститакже отложения из обнажения у погоста Илья Пророк близ с. Большой Коши. Этот разрез известен в литературе давно. Его изучали А. Ю. Дитмар (1871), А. Б. Миссуна (Missuna, 1909), К. К. Марков (1939), В. Г. Хименков (1943), А. И. Москвитин (1950а). Однако положение озерно-болотных

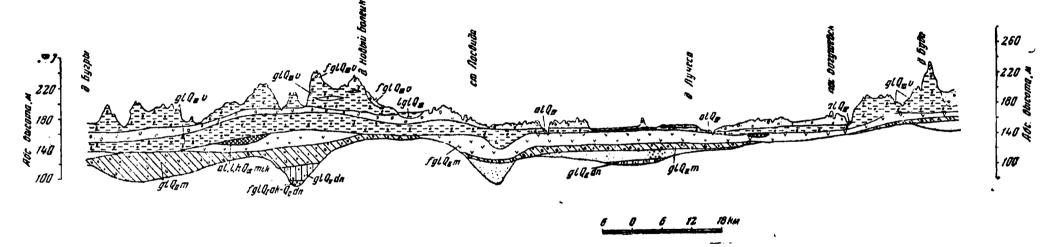


Рис. 39-40. Сводный разрез четвертичных отложений по линии: д. Бугры (восточнее г. Невеля) — д. Новый Болецко-пос. Богушевск — д. Буда (западнее г. Орши).

отложений в стратиграфической колонке четвертичных отложений верхней Волги до самого последнего времени представлялось неясным вледствие разноречивости описания условий их залегания (по данным одних исследователей— под мореной, по данным других — под песками), а также различной интерпретации палеоботанических данных, впервые полученных Г. А. Благовещенским по сборам К. К. Маркова (1939).

На геологическом профиле обнажения, построенном нами на основании ряда расчисток, видно, что выше озерно-болотных отложений почти по всему обнажению залегает морена, имеющая очень незначительную мощность. Однако местами морена вследствие размыва отсутствует (рис. 41). Разные исследователи изучали, видимо, различные части большого обрыва, в связи с чем в их описаниях и появились разпогласия.

Принимая во внимание, что изученное обпажение расположено вблизи границы валдайского оледенения, данные озерно-болотные отложения по условиям залегания можно было бы датировать как одинцовские или микулинские. А. И. Москвитин относит их даже к верхневолжскому интерстадиалу. Однако, как увидим ниже, палеоботаническая характеристика этих отложений, полученная М. А. Недошивиной и И. А. Корчагиной, не подтверждает ни одного из этих предположений.

На отрезке спорово-пыльцевой диаграммы разреза у погоста Илья Пророк (см. рис. 6), соответствующем интервалу глубин 8,5—9,6 м, наблюдается присутствие пыльцы широколиственных пород — до 15%, представленной пыльцой дуба, липы, вяза, граба и орешника; характерно присутствие пыльцы пихты — до 25%. Кроме того, здесь были найдены семена альдрованды и клена. Таким образом, эти отложения, несомненно, межледниковые. Однако сопоставление спорово-пыльцевой диаграммы этих отложений со спорово-пыльцевыми диаграммами, типичными для микулинского межледниковья, показывает их существенные отличия, прежде всего по значению пыльцы широколиственных пород во время оптимума межледниковья (всего 15%, вместо 50—80% и более). Здесь широколиственные леса не доминировали, а только принимали участие в составе хвойных лесов, среди которых большую роль играла пихта. Обращает на себя внимание очень небольшое количество пыльцы орешника. Перечисленные особенности этого разреза характерны для лихвинского ледниковья.

О сложности геологического строения четвертичной толщи в окрестностях с. Большой Коши свидетельствует разрез (рис. 42) в устье р. Большой Коши (Сышучая Гора).

Морена днепровского оледенения не имеет сплошного распространения и на значительной части территории, особенно в северной части района, отсутствует. Она сохранилась преимущественно в более низких участках погребенного рельефа и обычно лежит на дочетвертичных породах. Буровыми скважинами эта морена вскрыта в районе верхневолжских озер, у оз. Селигер, в бассейне р. Жукопы, где она залегает в погребенных долинах у подошвы уступа Валдайской возвышенности, а также в некоторых других районах.

Различия современной орографии Смолейско-Московской возвышенности и прилегающей низменности бассейна р. Межи определились главным образом за счет покрова днепровской морены (рис. 43). Мощность этой морены на Смоленско-Московской возвышенности достигает 30—40 м, что, видимо, обусловлено задержкой днепровского ледника перед дочетвертичной возвышенностью. В бассейне р. Межи мощность днепровской морены не превышает 10 м. В бассейне верхней Волги она колеблется от 0,5 до 30 м, ее средняя мощность 5—7 м.

Между днепровской и московской моренами обычно залегают водно-ледниковые отложения периода отступания дпепровского и наступания московского ледников. Лишь в нескольких скважинах в

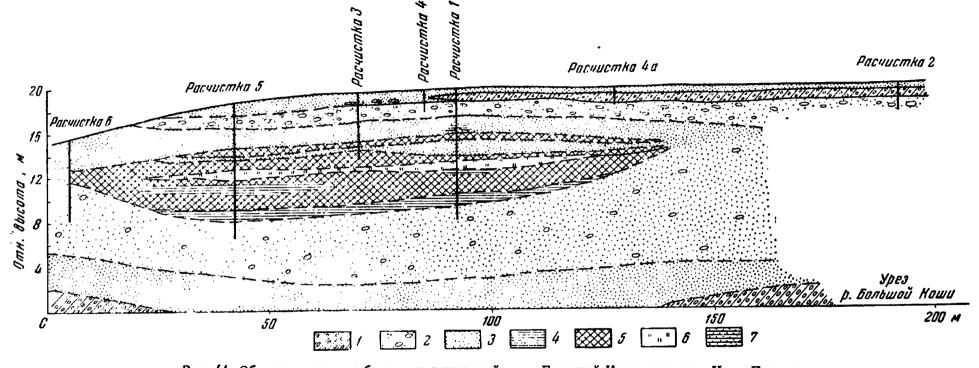


Рис. 41. Обнажение озерно-болотных отложений на р. Большой Коше у погоста Илья Пророк Условные обозначения: 1 — валунный суглинок; 2 — песок с гравием и галькой; 3 — тонковернистый песок; 4 — глина; 5 — гиттия; 6 — торф;

7 — глины, переслаивающиеся с песками и супесями

верховьях Волги, в Межинской низине, на междуречье верховьев Днепра и Западной Двины предположительно выделены отложения одинцовского межледниковья. Так, папример, по данным В. И. Пасюкевича (личное сообщение), скважиной у д. Сапцы, расположенной на Витебской конечноморенной гряде, было вскрыто два горизонта озерно-болотных отложений. По заключению В. П. Гричука, верхний горизонт, залегающий на глубине

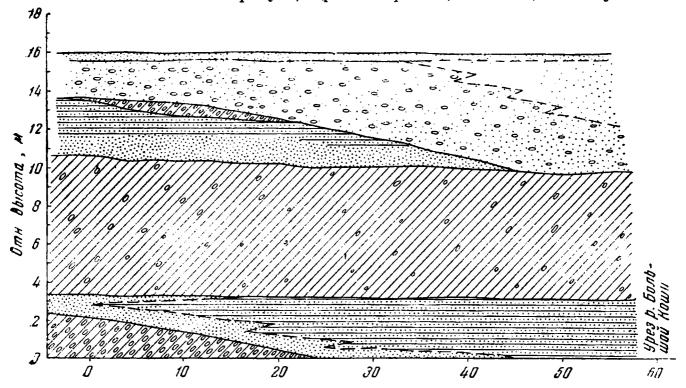


Рис. 42. Обнажение Сыпучая Гора на левом берегу р. Большой Коши близ с. Большой Коши.

Условные обозначения см. на рис. 41

54,3 м, накапливался во время микулинского межледниковья, а нижний, относящийся к интервалу глубин 79,5—86,7 м,— в одинцовское. Видимо, к этому же интервалу следует относить осадки, залегающие под сложнопостроенной толщей валунных суглинков и супесей в окрестностях с. Микулина.

В большинстве случаев весь этот комплекс разнородных по времени и составу межморенных осадков расчленить не удается. По-видимому, в его составе преобладают флювиогляциальные и озсрно-ледниковые отложения. Большая роль отложений, залегающих между днепровской и московской моренами, выявляется в толще четвертичных отложений, выполняющих древние долины. Г. С. Третьяков (личное сообщение) проследил фациальную изменчивость этих осадков в пределах погребенных долин в верховьях Волги. В их краевых частях, на склонах долин, они представлены в основном песками, нижняя часть разреза обогащена грубообломочным материалом. По направлению к внутренним частям долин заметно возрастает роль мелкозернистых песков, переслаивающихся с ленточными глинами. Во внутренних частях долин преобладают ленточные отложения.

Морена московского оледенения распространена почти на всей территории, которую занимал валдайский ледник. Она залегает или на днепровскомосковских водных отложениях, или на более древних четвертичных образованиях, иногда — непосредственно на коренных породах, так, например, в скважинах у д. Сапцы и д. Пушкари, приуроченных к Витебской гряде, в ряде других мест северо-западной части Смоленской области и восточной Белоруссии московская морена лежит на отложениях девона.

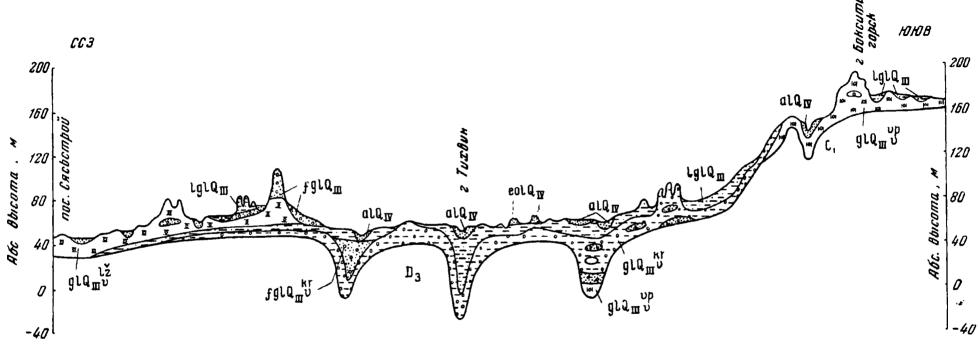


Рис. 43. Сводный разрез четвертичных отложений по линии г. Бокситогорск — пос. Сясьстрой (составил Э. Ю. Саммет). Условные обовначения см. на рис. 40

В верховьях Волги (в окрестностях пос. Селижарова), в бассейне Западной Двины (по р. Западной Двине около г. Сураж и между городами Сураж и Велиж, по рекам Каспле, Аржать и другим), в Приильменской низине по р. Ловати и ее притокам, в районе с. Микулина, а также в очень многих других местах московская морена выходит на дневную поверхность. Подошва этой морены испытывает значительные колебания. Так, например, на Смоленско-Московской возвышенности она лежит на абсолютных высотах 190—240 м, а в низине бассейна р. Межи — на высотах 160—170 м, в долинах рек Каспли и Западной Двины — на еще более низких отметках.

В составе московской морены преобладают грубые валунные суглипки, супеси и глины, нередко с прослоями и линзами песков различной мощности. Мощность морены испытывает сильные колебания: от 3-20 до 25-30 м и более, что связано, видимо, с приуроченностью ее к различным элементам ледникового комплекса (равнине основной морены, конечным моренам и т. д.). В ряде случаев отложения московского ледника представлены несколькими прослоями валутных суглинков или супесей, разделенными песками флювиогляциального типа. Для ледниковых отложений московского ледника характерно большое количество отторженцев, различных по размерам и составу. Большая часть их находится за пределами распространения валдайского ледника, но вблизи его границы. Не исключено, что некоторые из них связаны с валдайским оледенением. Характерна приуроченность отторженцев к склонам древних доледниковых плато (отторженец карбоновых известняков, включенный в морену, у с. Ранцева, южнее пос. Селижарова, крупный отторженец песков, давно разрабатываемых для стекольного производства, у д. Репище северо-восточнее Селижарова

Микулинские (московско-валдайские) межледниковые отложения вобласти валдайского оледенения обычно залетают под валдайской мореной, за исключением тех мест, где она отсутствует, обычно вследствие размыва. Микулинские отложения представлены как континентальными, так и морскими отложениями. Большая часть континентальных микулинских отложений относится к озеро-болотным и лишь незначительная часть — к аллювиальным. Они представлены глинами серых тонов, обогащенными органическим веществом, гиттиями (глинистыми, торфянистыми и другими) или торфяниками, ипогда песками. Мощность микулинских отложений различна, но, как правило, она не превышает нескольких метров и изредка достигает 10—15 м (в скважине у нос. Селище на р. Аржать — 14 м).

В настоящее время известно более 20 разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями. Они встречены в различных геоморфологических условиях — в пределах озерно-ледниковых или моренных равнин, в краевых зонах ледника. Пять разрезов отложений этого межледниковыя известны на Валдайской возвышенности. Разрез межледниковых отложений на р. Поломети близ ст. Дворец изучен давно (Соколов, 1936, и др.), его спорово-пыльцевая диаграмма отражает только начало микулинского межледниковья от зоны M_2 до зоны M_{4a} (см. табл. 10, разрез 44). Недавно И. А. Котлуковой в поколе террасы р. Льняной были открыты межморенные торф и гиттии межморенные торф и гиттии микулинского межледниковья (см. табл. 10, разрез 42, зоны M_1 — M_{4a} . В северной части Валдайской возвышенности, в пределах древней долины, которая унаследована р. Куйсарой, скважиной были вскрыты межледниковые отложения, представленные темной глиной, торфом и песком с растительными остатками, залегающие под валунным

4 Анализ был произведен повторно В. П. Гричуком

⁵ Анализы произведены Н. Д. Агаповой (Лаборатория Северо-Западного геологического управления).

суглинком мощностью 19,7 м. Образцы озерно-болотной толщи были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу 6. Было установлено, что ее накопление происходило в течение большей части микулинского межледниковья, начиная с березово-сосновой зоны и кончая зоной господства смешанного дубового леса, когда развитие орешника достигало максимума (см. табл. 10, разрез 40, зоны — M_2 — M_{4b}).

Большой интерес представляют два новых разреза, содержащие микулинские межледниковые отложения, обнаруженные при геологической съемке, проводившейся Геологическим управлением центральных районов в 1957 г. на р. Большой Дубенке (впадающей с юга в оз. Волго) и в карьере у оз. Сковорова. При описании рельефа области валдайского оледенения указывалось, что эти обнажения находятся внутри границы «свежих» краевых образований ледника. То обстоятельство, что в этих разрезах микулинские межледниковые отложения перекрыты мореной, подтвердило принадлежность краевых образований на водоразделе Волги и Песочни валдайскому леднику и позволило уточнить его границу в этом районе.

Обнажение на правом берегу р. Большой Дубенки, в 2 км от ее устья, близ д. Сосноватки, вскрывает строение участка моренной равнины. В од-

ной из расчисток здесь прослеживаются следующие слои.

1. Супссь желтовато-серого цвета, тонкая, без ясной слоистости	0,60 м
2. Суглинок красно-бурый, песчанистый, несортиро- ванный, с гравием, галькой и валуна ми— мо-	
рена	0,55 м
2,5 м. Ясным четким контактом отделяется от нижележащего	
3. Пески светлые, почти белые, очень тонкие По простиранию вверх по реке их мощность увели-	0,08 м
чивается	
структурная; контакт с нижележащим слоем рез-	
	0,40 m
5. Гиттиевая глина темно-серого цвета, почти черная; несколько песчанистая с растительными остат-	0.00
ками	0,60 ж
6. Торф черный, плотный, с массой растительных остат-	1,00 м
7. Суглинок голубовато-серого цвета, песчанистый, плотный, несортированный с большим количе-	•
ством обломочного материала. Видимая мощность	0,50 м
	 Суглинок красно-бурый, песчанистый, несортированный, с гравием, галькой и валунами — морена

Недалеко от этого имеется другое обнажение, также вскрывающее межледниковые гиттии и торф с плодами водяного ореха, перекрытые двухметровой толщей морены.

Спорово-пыльцевой анализ озерно-болотных отложений на р. Большой Дубенке ⁷ показал, что накопление этих осадков началось во время оптиму-

⁶ Анализы Э. С. Плешивцевой (Лаборатория Северо-Западного геологического

⁷ Анализ отложений этого разреза, так же как и разреза карьера у д. Сковорова, произведен М. А. Недошивиной (Лаборатория Геологического управления центральных районов).

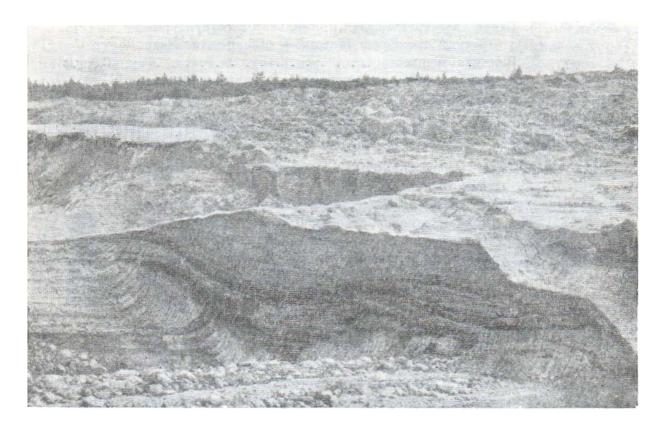


Рис. 44. Межлединковый торфяник в карьере у д. Сковорова. Фото Л. Р. Серебрянного

ма московско-валдайского (микулинского) межледниковья, с периода развития дубово-вязовых лесов, а закончилось во время максимального развития ели (см. табл. 10, разрез 49, зоны M_{4a} — M_7). Вышележащие голубовато-серые глины, к сожалению, апализу не подвергались и, видимо, поэтому данные спорово-пыльцевого анализа не отразили конца межледниковья.

Карьер у д. Сковорова расположен также на моренной равниие валдайского одеденения, окаймленной крупнохолмистым моренным рельефом. С поверхности моренная равнина, так же как и в окрестностях д. Сосноватки, перекрыта отложениями флювиогляциальных потоков времени отступания этого ледника. В результате деятельности последних валдайская морена подверглась сильному размыву и не имеет сплошного распространения. В северной стенке карьера поверх межледниковых отложений в 1957 г. В. П. Гричук наблюдал остатки валдайской морены, сохранившейся в ледниковых клиньях. В других стенках этого же карьера поверх межледниковых отложений обнажались маломощные пески, обогащенные обломочным материалом. Межледниковые озерно-болотные отложения у д. Сковорова приурочены к попижению в московской морене, выполненному озерно-ледниковыми песками и глинами (рис. 44). Расчистка в карьере вскрыла следующие слои.

fglQ111 v	1. Песок желтый мелкозернистый, с гравием и галькой	0,50 4
hQ _{III} mik	2. Торф	0,30 м
lQ _{III} mik	3. Гиттия серая, тонкослоистая	2,00 м
*	4. Суглинок светло-серый, песчанистый, переходит в нижней части в тонкозернистый песок	
	Видимая мощность	0,5 м
	слоем	

glQ_H m	5. Глина зеленовато-серая, оскольчатой структуры с		
	редким гравием и галькой — озерно-ледниковая.		
	Видимая мощность	0,5	M
	В юго-западной части карьера эти глины переходят	·	
	в морену.		

Скважина в 0,6 км к северо-востоку от д. Сковорова, вскрыла следующие отложения.

$fgQl_{III}$ v	1. Песок серовато-желтый, мелкозернистый, кварце-	
IQ_{III} mik	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	0,40 м
	тонкая, жирная, вязкая, плотная; контакт с ни- жележащим слоем резкий	0,95
bQ _{III} mik	3. Торф коричневого цвета, на воздухе быстро чернеет, илохо разложившийся; в подощве слоя торф	
	(мощностью $0,25$ м) плотный, желтоватый	1,70 м
lQ _{III} mik	4. Глина серовато-коричневая, местами темно-корич- певая, тонкоплитчатая, очень плотная, участками неправильно тонкослоистая (что обусловлено	
	разным цветом). На глубинах 3,40—3,55 и 4,00—	
	4,15 м наблюдается значительная насыщенность	
	органическим веществом. Пройденная мощность	س 1,10

Спорово-пыльцевые анализы межледниковых отложений у д. Сковорова (рис. 45), проведенные по двум взаимно дополняющим друг друга разрезам (расчистка в карьере и скважине), отражают межледниковую эпоху от начала климатического оптимума до нового шохолодания (см. табл. 10. разрез 50).

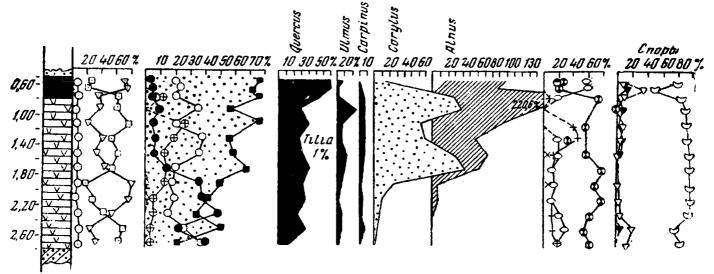


Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных отложений в карьере у д. Сковорова

Разрез с микулинскими межледниковыми отложениями находится также близ д. Килешина (к северу от пос. Селижарова) и приурочен к левому берегу р. Сижины, прорезающей зандровую поверхность с абсолютными отметками 210 м, смыкающуюся с моренным рельефом севернее г. Осташкова. Спорово-кыльцевая диаграмма торфа и плотных голубовато-серых глин в разрезе н р. Сижине (рис. 46, см. также табл. 10, разрез 51) отражает только начало климатического оптимума межледниковья — с максимумом дуба (до 75%) и лещины (170%). Однако этот небольшой отрезок благодаря четкой выраженности зоны дуба и орешника настолько характерен, что отнесение разреза к московско-валдайскому (микулинскому) межледниковью не может вызывать сомнения.

Давно известен разрез с междедниковыми отдожениями (Костюкевич-Тизенгаузен, 1932 и др.) в с. Микулине по Логовой улице (Папская гора), рисс-вюрмский возраст которых, определенный В. С. Доктуровским (1932б), ни у кого не вызывал сомнения. По наименованию этого селения А. И. Москвитин назвал межледниковье, следовавшее за московским оледенением, микулипским. Этот разрез также имеет большое значение для уточнения границы максимального распространения валдайского ледника

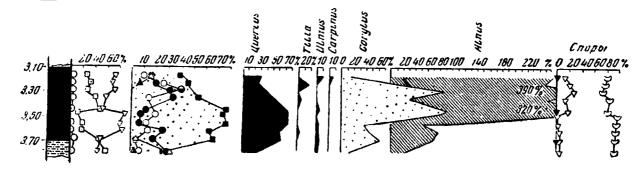


Рис. 46. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений микулинского межледииновья из обнажения на р. Сижине.

на междуречье Западной Двины и Днепра. В 1958 и 1959 гг. он был детально изучен сотрудпиками Института географии Академии наук СССР. Результаты спорово-пыльцевого анализа межледниковой толщи (выполненного Суп Сян-цзюн) приведены на рис. 10. Недавно педалеко от этого разреза Д. И. Погуляевым был обнаружен и другой разрез (Гора Мачеха). изученный впервые Н. Я. Кацем и др. (1958).

Выходы микулинских межледниковых отложений приурочены к обоим склонам широкой ложбины, с очень сложным рельефом, обусловленным мертвым льдом (камы, озы, камовые террасы и другие формы), а также с озерами, сохранившимися на ее днище до сих пор.

Наличие разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями в этом районе облегчает расчленение верхней части толщи плейстоценовых отложений, строение которой представляет большой интерес для выяснения спорного вопроса о характере краевых образований валдайского ледника в окрестностях с. Микулина (являлись ли опи образованиями активного или мертвого льда).

Строение толщи четвертичных отложений в этом районе видно из описании разреза по данным скважины, заложенной у церкви, недалеко от бровки склона ложбины. Абсолютная отметка устья скважины 210 м, относительная высота — около 30 м (над урезом р. Рутавечи, протекающей по ложбине) 8. Скважиной вскрыты следующие слои.

glQ _{III} v	1. Почва	0,80 м
10	ный, с редкими гравием и мелкой галькой	0,90 se
glQ_{II} m	3. Супесь красновато-бурая, грубая, с редкой галькой	
	п гравнем	1,65 м
fglQ _{II} m	4. Песок серовато-желтый, тонко- и мелкозернистый,	
	слабо глинистый, с редким гравием и галькой	3,50 м
»	5. Песок бурый, разнозернистый, с большим содержа-	
	нием зерен гравия (до 30-35%), известковистый,	•
	с галькой и валунчиками	7,00 м

⁸ Скважина пробурена В. И. Пасюкевичем (Витебская партия Белорусского Главного геологического управления) осенью 1959 г., описана И. Н. Саловым (1960). Индексировка разреза произведена Н. С. Чеботаревой.

glQ _{II} · n	6. Супесь коричневато-бурая, с гравием, галькой и ва- лунами, известковистая, плотная, с прослоями	
	гравийных песков и плотных суглинков, с неяс-	
	ной слоистостью	8,50 .4
fglQ _{II} n	а 7. Пески бурые, разнозернистые, с большим количест-	•
	вом гравийных зерен, известковистые, с редкой	
	галькой	8,50 м
glQ _{II} ¶n	а 8. Супесь коричневато-бурая с сероватым оттенком,	•
	известковистая, плотная, с гравием, галькой и	
6.10	и валунами	9,50 AU
igiQ _{II} wn	9. Пески светлые, разнозернистые, с редким гравием	3,50 M
giQ _{II} n	п 10. Супесь темно-коричневая, известковистая, плотная,	
	с гравием, галькой и валунами, преимуществен-	
1 210 0	но известняка и доломита	10,00 m
	d 11. Супесь светло-серая, известковистая, тонкослоистая	2,00 sv
*	12. Супесь серовато-коричневая, известковистая, не-	9.50
»	ясно слоистая, с гравием и галькой	2,50 se 1,50 se
»	14. Пески разнозернистые, в верхней части мелко- и сред-	1,50 .46
"	незернистые, ниже — крупнозернистые с гра-	
	вием и галькой, преобладают гравий и галька	
	доломита и известняка	13,00 M
»	15. Супесь светло-серая, тонкослоистая с прослоями се-	•
• - •	рого и плотного, тонкослоистого суглинка	20,00 m
glQ _{II} di	п 16. Супесь коричневая, с гравием и галькой, известко-	
	вистая	1,00 m
»	17. Пески светло-серые разнозернистые с гравием, галь-	
	кой и валунами, известковистые, с большой при-	4 70
	месью доломитовой муки	1,50 m
»	18. Супесь коричнево-бурая, известковистая, с гравием	0 FO
n.	и галькой доломита и кристаллических пород 19. Супесь серая с зеленоватым оттенком, доломитовая.	2, 5 0 м
19,	тэ. Супесь серая с зеленоватым оттенком, доломитовая. Пройденная мощность	2,00 AE
	трождония мощнооть	2,00 38

Из описания скважины видно, что толща четвертичных отложений в районе с. Микулина имеет мощность около 100 м. Подошва ее находится на абсолютной отметке 112 м. На соседних территориях к этим отметкам приурочены днища древних долин; вероятно, и микулинская ложбина доледникового происхождения.

Четвертичная толща построена сложно: здесь 7 горизонтов валунных и гравийно-галечных суглинков и супесей, однако вряд ли возможно каждый из них связывать с самостоятельным оледенением, поскольку они разделены, как правило, песками типа флювиогляциальных. Следует иметь также в виду, что аналогичное строение четвертичной толщи наблюдается во многих обнажениях (например, в оврагах у озер Глобай и Рутавечь), причем каких-либо отличий различных горизонтов валунного суглинка (или супеси) друг от друга не отмечается.

Для расчленения четвертичной толщи представляют интерес отложения горизонтов 11—15, залегающие между валунными супесями. Эти межморенные отложения представлены тонкими супесями озерного и аллювиального генезиса, общеи мощностью 2,6 м, разделенными 13-метровой толщей более грубых песков. Палеоботанические данные этих отложений отсутствуют.

Следует подчеркнуть, что датировка верхней морены в разрезе скважины, несмотря на маломощность горизонта 2 и отсутствие каких-либо отложений, разделяющих этот и нижележащий горизонты, вполне обоснована,

поскольку валдайская морена в разрезах с межледниковыми отложениями обладает теми же характерными чертами, отличающими ее от более древней морены этого района, что и в разрезе скважины. В качестве особенностей валдайской морены можно указать на красновато-коричневый цвет, обогащение глинистыми частицами, а также очень малое количество обломочного материала.

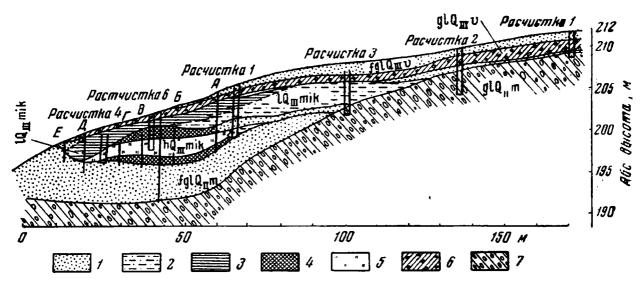


Рис. 47. Условия залегания озерно-болотных отложений микулинского межледниковья в с. Микулине, по Логовой улице (разрез Панская гора). Составил В. П. Гричук. Условные обозначения: 1— пески и супеси; 2— суглинки; 3—глины; 4— гиттии и гиттиевые глины; 5— торф; 6— глины краснобурые (морена валдайского оледенения); 7— глина с валунами (морена московского оледенения)

Микулинские межледниковые отложения выполняют понижение в поверхности московской морены, контуры которого прослеживаются и в современном рельефе 9. Поскольку валдайский ледник не оставил здесь мощных накоплений, особенности рельефа, сформированного московским ледником, сохранились до настоящего времени. Для иллюстрации сказанного приводим описание нескольких расчисток обнажения в с. Микулине по Логовой улице (Панская гора). Расчистка 1 заложена на склоне ложбины (ближе к бровке) (рис. 47). Здесь обнажаются следующие слои.

$\operatorname{fglQ}_{\mathbf{III}} \mathbf{v}$	1. Супесь цалево-желтая с более глинистыми пропласт-	
	ками; благодаря изменению цвета наблюдается	
	горизонтальная слопстость. Нижний контакт	
	карманообразный	0,85-1,15m
glQ _{III} v	2. Глина красно-коричневая, довольно хорошо сорти-	
	рованная, жирная, комковатой структуры с ред-	
	кими зернами гравия и еще более редкой галькой.	
	Контакт ровный	0,45-0,75 M
${f fglQ_{III}V}$	3. Песок мелкозернистый с гравием	0,45 .18
IQ _{III} mik	4. Глина зеленовато-серая, тонкая, плотная, однород-	
	ная, внизу заметна горизонтальная слоистость	(1,80 m
*	5. Суглинки светло-коричневые, очень тонкие, места-	
	ми с горизонтальной слоистостью	1,65 ле
»	6. Супесь серая, довольно грубая, с редкой галькой, с	
	с маленькими линзами песка	1,05 м

⁹ Подобные же соотношения современного рельефа с рельефом времени московского оледенения отмечены К. К. Марковым (1939) для окрестностей с. Галича Костромской области (разрезы микулинских межледниковых отложений в овраге Балчук у д. Лобачи).

lQ _{III} mik	Постепенно переходит в следующий горизонт 7. Суглинок серовато-черный, с примесью песка, го-	
*	ризонтально-слоистый, с прослоями оторфован- ного песка	0,65 м
,	кий. Пройдено	1,50 m
	энной расчисткой не были вскрыты межледниковые горые обнажаются на 2,1 м ниже бровки склона равскрыты:	
lQ _{III} mik	1. Глина серая разных оттенков в разных местах: от голубовато-серой в левой части расчистки до буровато-серой — в правой; тяжелая, безвалунная, плотная, структурная. По контакту со слоем 2 становится торфянистой и приобретает темнобурый цвет	1,20 м
hQ _{III} mik	2. Торф темно-коричневый, книзу становится черным, сверху уплотпенный; в верхней части рассыпчатый, в нижней — плитчатый. Содержит очень много растительных остатков (были найдены орехи Corylus avellana, L., Brasenia и др.) По пеясному	·
lQ _{HI} mik	контакту переходит в следующий слой 3. Гиттия буровато-черная очень плотная, плитчатая	1,15 ле
*	с растительными остатками	0,35 м
	прослоями голубовато-серых глин	0,25 m
	го между старым и новым кладбищем геологическое «бины совсем иное. Здесь обнажаются следующие слои	
fglQ _{III} v		
• •	ная корпями растений, впизу становится более	0.40
glQ _{III} v	глинистой	0,10 m
glQ _{III} v	глинистой	0,10 m 0,40 m
	глинистой	•
	глинистой	0,40 м
glQ _{II} m	глинистой	0,40 м

¹⁰ Этот слой описан по скважине.

Приведенные данные наглядно выявляют условия залегания микулинских отложений и их соотношение с подстилающими и покрывающими

породами.

На южном склоне микулинской ложбины имеется другой разрез (гора Мачеха) с микулинскими отложениями (Кац и др., 1957), представляющий собой полную аналогию разреза Панской горы. Это было подтверждено данными отряда Института географии Академии наук СССР, которым в 1958 г. была заложена скважина педалеко от указанного разреза на террасовидной площалие между старой и новой дорогами на г. Рудню. Скважина вскрыла следующие слоп.

fglQ _{III} v	1. Супесь палевая, тонкая	0 —0,35 м
glQ_{HI} v	2. Глина краспо-коричневая, плотная, с редкой галь-	
	кой	0,35-0,70 m
lQ _{III} mik		
	ком, безвалунный, ожелезненный	0,70—2,25 m
»	4. Суглинок голубовато-серый, местами ожелезненный	2,25—2,60 m
»	5. Супесь серая, грубая	2,60-2,75 m
X	6. Гиттия зеленовато-серая	2,75—3,25 m
»	7. Гиттия темно-серая, почти черная	3,25—4,00 m
hQ _{III} mik	8. Торф, на глубине 4,50 м с древесиной	4,00-5,78 m
lQ _{III} mik	9. Сапропель	5,78—5,90 м
»	10. Песок	5,90—6,00 m

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза горы Мачехи, полученная Н. Я. Кацем и С. В. Кац, прекрасно сопоставляется с диатраммой разреза Панская гора — Логовая улица (см. табл. 10, разрез 63, зоны M_{42} , V_{2c}).

Исключительно большой интерес представляют разрезы скважин, заложенные на Витебской конечноморенной гряде (у д. Пушкари, д. Сапцы) Витебской возвышенности 11, а также на Северо-Белорусской гряде у г. Дрисса (Цапенко и Махнач, 1959). Микулинские можледниковые отложения, представленные гиттией, торфами и песками, вскрыты скважиной у д. Пушкари под однообразной толщей красно-бурого валунного суглинка мощностью 47 м, а у д. Сапцы под 54-метровой толщей валдайской морены, состоящей из четырех горизонтов валунного суглинка, разделенных маломощными прослоями песка, возможно, представляющими собой линаы, включенные в морену.

Особенно интересны результаты спорово-пыльцевого апализа разреза у д. Пушкари (см. табл. 10, разрез 59). Полученная для него спорово-пыльцевая диаграмма (см. рис. 13) отражает не только вторую половину микулинского межледниковья, но и последующее резкое похолодание, которое, видимо, можно сопоставить с первым надвиганием валдайского ледника, значительно меньшим, чем последующее, и не отраженным поэтому в современном рельефе.

Скважиной в г. Дриссе (Северо-Белорусская гряда) на глубине 33,54-35,84 под валуппыми несками вскрыты гиттии и озерные мергели (см. табл. 10, разрез 58, зоны $M_{4b}-M_6$). Их накопление происходило во время оптимума микулинского межледииковья (Цапенко и Махнач, 1959).

Песть разрезов микулинских отложений известно в Двинско-Касплянской и Межинской низинах и два — в Приильменской пизипе. Разрезы, вскрытые реками Касплей и Западной Двиной, дают представление о строении Двинско-Касплянской низины. Наибольший интерес представляют разрезы у д. Рясна и д. Нижней Боярщины, как наиболее полные.

¹¹ Керн скважин у деревень Пушкари и Сапцы был обработап в лабораториях Института географии Академии наук СССР и Геологического управления центральных районов.

Разрез у д. Рясна показан на рис. 48, в апалогичных условиях залегают межледниковые отложения в разрезе у д. Нижней Боярщины. Спорово-пыльцевая диаграмма последнего, как это видно из табл. 10, отражает все межледниковье со всеми типичными зонами развития растительности (разрез 62). На диаграмме разреза у д. Рясна (см. табл. 10, разрез 61) также отражено почти все микулинское межледниковье, отсутствует только последняя зона.

Река Межа у д. Ковали вскрывает разрез (гора Прялица), позволяющий судить о строении Межинской низины. Здесь обнажаются следующие слои ¹².

		Почва	0,40 m
fgl, $lglQ_{III}v$	2.	Пески светло-желтые, мелкозернистые, с гравием	
		и редкой галькой	3,40 м
>>	3.	Песок светло-коричневый, мелкозернистый, глини-	
		стый, влажный	0,30 м
ígl, lglQ _{III} v	4.	Песок серовато-коричневый, крупнозернистый, с гра-	
		вием и галькой	0,20 м
${ m glQ}_{ m III} { m v}$	5.	Суглинок коричнево-бурый, вязкий, с гравием, галь-	
		кой и валунами (диаметр валунов до 1 м)	1,40 м
${ m lglQ}_{ m III}$ v	6.	Песок коричнево-бурый, мелкозернистый, с про-	
		слоями ленточного суглинка	0,30 м
»	7.	Пески светло-желтые, мелкозернистые, тонкослоистые	2,50 м
fglQ _{III} v	8.	Пески светло-серые, среднезернистые, слоистые,	
		с гравием	1,00 м
»>	9.	Гравий желтовато-серый, с крупнозернистыми пе-	
		сками и редкой галькой	0,20 м
		Суглинок темно-серый, слюдистый, плотный	0,20 м
I, hQ _{III} mik	11.	Гиттпя темного цвета, торфянистая, суглинистая,	•
		рассыпающаяся на комки, с обильными расти-	
		тельными остатками	1,80 м
»	12 .	Гиттия, светлее окрашенная, суглинистая, с бедны-	
*		ми растительными остатками	0,60 м
	13.	Суглинок серый, плотный, снизу с известковыми	
		конкрециями	0,55 M

По данным спорово-пыльцевого анализа накопление озерно-болотных отложений (слои 10—13) происходило в микулинское межледниковье; диаграмма отражает почти все межледниковое время, за исключением последней зоны (см. табл. 10, разрез 65).

В Приильменской низине разрезы древних озерных и болотных отложений известны со времени работ И. В. Даниловского (1931), однако палеоботаническое исследование этих отложений было проведено только в самые последние годы в лаборатории Геологического управления центральных районов по сборам сотрудников Института теографии Академии науж СССР. В разрезе у д. Сопки близ г. Холма нами были описаны следующие слоп.

$\mathrm{glQ}_{\mathrm{III}}$ v	1. Суглинки красно-бурые, с гравием и галькой. Гра-	
	ница со слоем 2а, резкая	1,75 м
IQ _{III} mik	2a. Пески желтые, мелкозернистые, горизонтально- слоистые, постепенно переходят в следующий	
	горизонт	0,98 м
»	б. Пески серовато-желтые, тонкозернистые, глинистые,	0,00 20
,	плотные, с неясной горизонтальной слоистостью	0, 6 2 м

¹² Описание разреза дано по И. Н. Салову (см. Кап и др., 1957), спорово-пыльцевые анализы производили Н. Я. Кап и С. В. Кап.

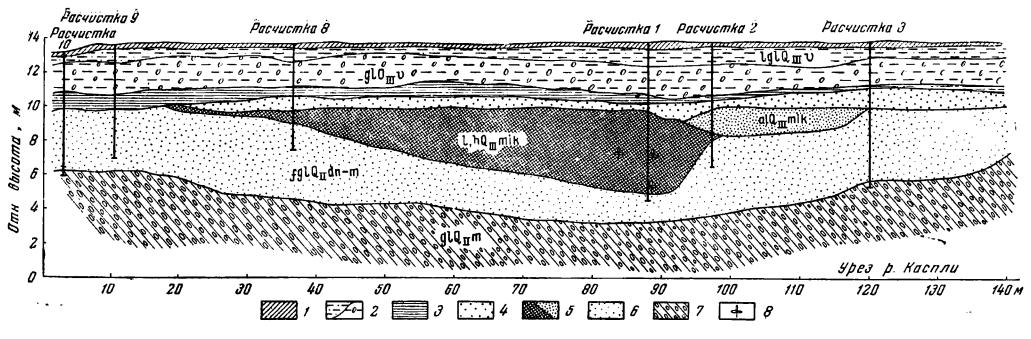


Рис. 48. Разрез отложений микулинского межледниковья на левом берегу р. Каспли у д. Рясна. Составила Н. С. Чеботарева. Условные обозначения: 1— почва; 2— озерно-ледниковые и ледниковые отложения валдайского оледенения (lgl, glQ_{III}vd); 3— ленточные глины валдайского оледенения (lgl Q_{III}vd); 4— водно-ледниковые отложения валдайского оледенения (fgl Q_{III}vd); 5— озерно-болотные и аллюв зальные отложения микулинского межледниковья (l, hQ_{III}mih); 6— водно-ледниковые отложения московского оледенения (fgl Q_{II} m); 7— ледниковые отложения московского оледенения (glQ_{II} m); 8— растительные остатки

$Q_{II_{\overline{I}}}$ mik	в. Пески серые, тонкозернистые, глинистые, плотные	0,07 м
»	3. Глины синевато-серые, очень плотные, с прослойка-	
	ми зеленовато-серой глины толщиной 1 см	0,45
${ m glQ}_{ m II}$ m	4. Глины красновато-коричневые, очень плотные, с гра-	
	вием и галькой. Видимая мощность	$0,50$ μ

Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза отражает несколько типичных для микулинского межледниковья зон развития растительности во время накопления слоя 3 (см. табл. 10, разрез 47, зоны M_2 — M_6).

Другой изученный нами разрез находится на левом берегу р. Большого Тудера и у д. Борисова (близ г. Холма). Здесь вскрываются следующие

киножопто.

lgIQ _{III} v	1 Супесь коричневая, тонкая, неслоистая	0,25-0,30 se
»	2. Пески, в верхней части розовато-желтые, с прослоя-	
	ми более светлых песков, горизонтальнослоистые;	
	ниже белые, тонкозернистые, кварцевые, влаж-	
	ные	1,8 -2,0 se
${ m lglQ}_{ m III} { m v}$	3. Глины красные, пластичные, ленточного типа	2,00 m
$\mathbf{glQ_{III}} \ \mathbf{v}$	4. Супесь красная с галькой, валунами (морена)	2,50 AE
lQ _{III} mik	5. Пески голубовато-серые, тонкозернистые, глинистые,	
	с пятнами ожелезненного песка	0,50 ss
На 0,5	м ниже слоя 5 по данным ручной скважины просл	еживаются:

$1Q_{III}$ mik	6. Суглинок темно-серый, местами песчанистый, книзу	
	постепенно переходит в почти черный, пластич-	
	ный суглинок	1,90 se
»	7. Гиттия черная, глинистая, пройдена на	0,20 16

В 100 м выше и в 400 м ниже по реке у уреза воды наблюдаются выходы голубых и красных глин девона, на которых лежит морена.

Спорово-пыльцевая диаграмма (см. табл. 10, разрез 48) отразила только две зоны развития растительности микулинского межледниковья (M_6 и M_7), однако они настолько типичны, что не позволяют сомневаться в принадлежности этих отложений к указанному межледниковью (во время зоны M_6 содержание пыльцы граба превышало 80%, а пыльцы орешника — достигало 80%).

Морские межледниковые отложения, относящиеся к микулинскому межледниковью, получившие название мгинских, широко распространены в окрестностях Ленинграда. На р. Мге, прорезающей Приневскую озерноледниковую равнину, еще с 20-годов (Потулова, 1921) известен разрез межморенных темных глин с морской фауной. Он был повторно изучен О. М. Знаменской (1959). Ниже приводятся далные ее описания.

IdlO v	4 M	4.00
$\operatorname{IglQ}_{\mathrm{III}} \mathbf{v}$	1. Песок желтовато-серый, среднезернистый	1,80 ne
»	2. Глина светло-серая, слюдистая, ленточная	4,00 m
$\mathrm{fglQ}_{\mathrm{HI}} \mathrm{v}$	3. Песок серый, мелкозернистый, глинистый, с галькой	
	кристаллических пород	1,20
${ m glQ_{III}} \ { m v}$	4. Валунный суглинок буровато-серый, плотный, с мел-	
	кими валунчиками кристаллических пород (верх-	
	няя морена)	3,30 .10
$\mathrm{fglQ}_{\mathrm{III}} \mathbf{v}$	5. Песок серый, среднезернистый, глинистый, с галь-	`
	кой кристаллических пород	1,10 se
$\mathbf{mQ_{III}}$ mik	6. Глина зеленовато-черцая, песчанистая, с прослойками	
	песка, с запахом сероводорода, распыленным	
	вивнанитом и морской фауной	9,85 м

lgl + m		
Q_{II+III}	7. Глина темно-серая, илотная, с тончайшей полосча-	
•	той слоистостью	2,30 100
$lglQ_{II} \; m$	8. Песок светло-серый, тонкозернистый, с ленточной	-
	слоистостью	1,80
lglQ _{II} m	9. Глица серая, плотная, ленточная	7,50
glQ _{II} m	10. Валупный суглинок зеленовато-серый, плотный, с	
	мелкими валунчиками крис таллических п ород	
	(пижняя морена)	1,30
Cm	11. Синяя глина	

В морских глипах, залегающих между двуми моренами, В. Скороходом и М. А. Лавровой определена фауна, среди которой наряду с арктической формой Joldia (Portlandia) arctica Gray. обнаружены бореально-субарктические формы (Tellina calcarea Chem.), бореальные (Mytilus edulis L., реже Littorina litorea L.) и единично бореально-лузитанские (Cardium edule L.). В этих глинах встречены также обрывки морской травы (Zostera marina L.). Диатомовые, по Е. А. Черемисиновой (см. Знаменская, 1959), появляются в глинах с полосчатой слоистостью и в большом количестве содержатся в морских отложениях (слои 6 и 7).

Для определения возраста морских глин решающую роль сыграл спорово-пыльцевой анализ морских и озерно-ледниковых глин общей мощностью 12 м, проведенный М. П. Гричук. Полученная диаграмма является типичной для микулинского межледниковья и отражает его почти полностью, отсутствует лишь первая зона, знаменующая начало межледниковья (см. табл. 10, разрез 39, зоны $M_2 - M_8$).

Скважиной у с. Рыбащкого (Ленинград), расположенного также в пределах Приневской равнины, вскрыта 43-метровая толща аналогичных морских глин, залегающих между моренами. Мощность верхней морены около 3 м, выше нее залегают ленточные глины пятиметровой мощности. Спорово-пыльцевые анализы морских глин были проведены также М. П. Гричук. Полученные результаты подтвердили установленный ранее возраст мгинских глин (см. табл. 10, разрез 38). Диаграмма этого разреза отличается полнотой (см. рис. 11), она прекрасно сопоставляется с другими диаграммами меринских глин и с континентальными отложениями этого межледниковья, а также с морскими отложениями того времени, получившими в Западной Европе название эмских.

Изучением мгинских глин на южном побережье Балдийского моря в районе Лужской губы, залегающих in situ между моренами, занимался Б. З. Менакер 20 лет назад. Спорово-пыльцевой анализ этих глин был проведен в то же время И. М. Покровской (Менакер, 1940). Несмотря на большие интервалы между проанализированными образцами, принадлежность морских глип к микулинскому межледниковью и в этом районе не вызывает сомнения (см. табл. 10, разрез 37).

Подводя итог характеристике отложений микулинского межледниковья, достаточно широко распространенных в области, захваченной валдайским оледенением, следует отметить, что некоторые спорово-пыльцевые диаграммы (разрезы 53, 59, 63, 87, 95 и др.) отражают не только межледниковье, но и последовавшее за ним похолодание, которое, по-видимому, должно быть связано с первым наступлением льдов валдайского оледенения. Однако этот период, судя по диаграммам, был пе очень продолжительным. Вслед за пим наступило потепление, также нашедшее отражение в диаграммах, а затем новое похолодание, перешедшее затем в максимальную фазу валдайского оледенения. Особенно четко это видно по диаграмме разреза у д. Пушкари.

Приведенные данные, по мнению Н. С. Чеботаревой, недостаточны для

решения вопроса о палеогеографической обстановке микулинского межледниковья в целом. Еще со времени работ Йессена и Мильтерса (Jessen, Milthers, 1928) существует предположение о сложных вдиматических изменениях конца микулинского (эмского) межледниковья. Этой же точки зрения придерживаются Н. А. Махнач (см. Цапенко и Махнач, 1959) и пекоторые другие исследователи. Недавно был произведен повторный спорово-пыльцевой анализ опорных разрезов рассматриваемого межледниковья (Andersen, 1957). Выяснилось, что пыльца широколиственных пород, обнаруженная в интервале, соответствующем второму климатическому оптимуму этого межледниковья, находится в переотложенном состоянии. Аналогичной точки зрения придерживается В. П. Гричук, который также допускает переотложение пыльцы мезофильной флоры в соответствующих разрезах Западной Европы.

Стратиграфическое расчленение послемикулинских (валдайского оледенения очень затрудняется отсутствием для этого района палеоботанических данных, которые могли бы быть использованы в качестве палеонтологической базы. В силу этого основным методом для их расчленения явился анализ данных об условиях залегания отложений, их генезисе и геоморфологии территории.

Ледниковые формы рельефа в тех полосах краевых образований, которые здесь отмечаются, как уже указывалось, имеют в общем одинаковую «свежесть». Это обстоятельство заставляет нас относить все моренные горизонты, связанные с этими краевыми образованиями, к одному стратиграфическому горизонту, отвечающему валдайскому ледпиковью. В соответствии с этим и все межморенные отложения, несмотря на то, что местами они достигают значительной мощности, трактуются нами как межстадиальные. Это находит подтверждение в литологии названных отложений: типичные для межледниковий торфы и гиттип в них найдены. В пределах данного района выделяются следующие 6 стадий (или отонацетиц стояния ледника), разделенных наступания иятью межстадиалами (сверху вниз) 13: стадия салпаусселькя, аллерёдский межстадиал, лужская стадия, плюсский межстадиал, крестецкая стадвя, метинский межстадиал, вепсовская стадия, соминский межстадиал. едровская стадия, березайский межстадиал, бологовская стадия.

Все перечисленные стадии выделяются на фоне убывания ледникового покрова (рис. 49). Как стадии, так и межстадиалы характеризуются неравномерной продолжительностью и региональным распространением. Пространственное их положение наглядно представлено на рис. 30. Возможно, некоторые из выделенных стадий соответствуют лишь времени непродолжительной регрессии ледника.

Граница самой древней, бологовской, стадии соответствует границе максимального распространения валдайского оледенения и проходит от г. Вильнюса к пределам г. Лепеля, Орши, севернее Смоленска и дальше направляется на северо-восток к г. Осташкову, г. Вышнему Волочку, ст. Пестово, г. Череповцу и теряется в пределах Молого-Шексиниской низины. Отложения бологовской стадии представлены в основном ледниковыми и флювиогляциальными типами осадков. Озерно-ледниковые отложения имеют незначительное распространение, главным образом близ ст. Бологое.

Ледниковые отложения этой стадии развиты прерывистой полосой шириной до 150 км, но чаще перекрыты отложениями более молодых стадий

¹³ А. А. Алейников (1960) на основании чисто морфологических концепций для территории к югу от Ленинграда выделяет пять стадий: березинскую, двинскую, лужскую, невскую, финскую (каждая с рядом осцилляций). Границы стадий и принципы их выделения отличаются от принятых в настоящей ряботе, поэтому их сопоставление со стадиями А. А. Алейникова невозможно.

и сохранились лишь во внадинах подстилающего рельефа, где их мощность достигает всего 10—15 м. Буровыми скважинами ледниковые и позднеледниковые отложения бологовской стадии, видимо, вскрыты во многих древних долинах на Валдайской возвышенности и в Приильменской низине, но за отсутствием характерных признаков их выделение не всегда достоверно. Мощность ледниковых отложений бологовской стадии, в местах их выходов на поверхность, колеблется в широких пределах в зависимости от рельефа подстилающих пород, в краевой зоне она достигает 70—80 м. Отложения представлены валунными глипами и суглинками, реже супесями с

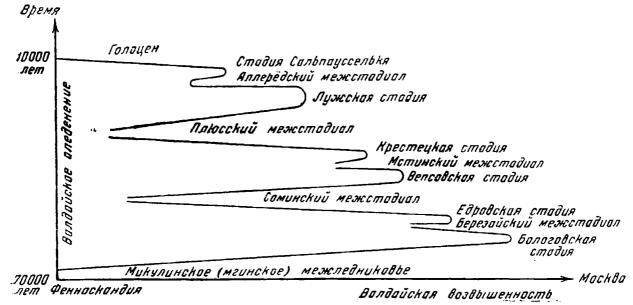


Рис. 49. Схема развития валдайского оледенения на северо-западе Русской платформы. Составил Э. Ю. Саммет

включениями нередко крупных отторженцев дочетвертичных пород (райсин г. Осташкова). Преобладающие цвета морены — темно-бурый и желтовато-бурый. Механический и минералогический состав ее изучен слабо.

Флювиотляциальные отложения и перигляциальные суглинки бологовской стадии широко распространены. Зандровые поля, сложенные крупно-обломочными кристаллическими породами мощностью до 15—20 м, известны почти по всей полосе выхода стадиальных отложений. На внешней стороне краевых образований мощность отложений быстро уменьшается, они становятся менее крушнозернистыми и переходят в лёссовидные осадки.

Отложения березайского межстадиала недостаточно изучены.

Отложения едровской стадии также изучены слабо. Она выделяется главным образом по геоморфологическим данным. Краевые образования, связанные с этой стадией, вытянуты в виде прерывистых полос в районе ст. Бологое. Соноставление их с соответствующими формами соседних районов вызывает большие затруднения вследствие их прерывистого распространения и отсутствия палеонтологических данных. У ст. Едрово краевые образования достигают относительной высоты 40 м. В районе г. Череповца и дальше к востоку они сильно размыты. Отложения едровской стадии выделяются под более молодыми образованиями условно лишь в пределах долин на Валдайской возвышенности. Здесь суммарная мощность их достигает 20 м. Возможно, едровская стадия фактически является лишь фазой остановки или незначительного вторичного надвигания ледника бологовской стадии.

В течение соминского межстадиала ледник почти полностью освободил территорию южнее Финского залива — восточную окраину области валдай-

ского оледенения, где отлагались соответствующие озерные, аллювиальные и другие континентальные осадки и началась выработка современной эрозионной сети.

Межстадиальные отложения известны на поверхности в узкой полосемежду краевыми образованиями едровской и вепсовской стадий, но здесьони еще не расчленены. Под более молодыми образованиями межстадиальные осадки встречены во многих пунктах в древних долинах и депрессиях

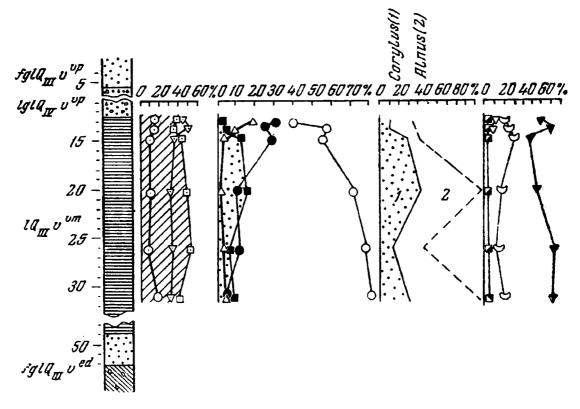


Рис. 50. Спорово-цыльцевая диаграмма озерных отложений из скваживы № 7161 у оз. Вошанского (соминский межсталнал по И. В. Котлукогой)

(побережье Финского залива, Судомская, Валдайская возвышенности и др.). Они представлены, как правило, песчано-глинистыми озерными отложениями мощностью до 20 м. В палеоботаническом отношении эти отложения или совсем не изучены или охаракатеризованы очень неполно.

Отложения, отнесенные нами к соминскому межстадиалу, очень полно развиты в Тихвино-Соминской древней доледниковой долине, восточнее ст. Хвойной. Здесь они представлены комплексом озерных песков, глип и супесей общей мощностью свыше 30 м. В этой толще выделяются гумифицированные прослои серого и бурого оттенков. Результаты спорово-пыльцевого анализа этих отложений (образдов из скважины № 7161, заложенной у оз. Вошанского, где мощность их достигает 39,5 м) приведены на рис. 50.

В верхней части глинистой толщи (в интервале глубин 12,5—31,0 м) установлено присутствие спорово-пыльцевых спектров лесного типа, в которых, при обилии пыльцы березы, суммарное содержание пыльцы широколиственных пород достигает 16%, орешника — 44% и ольхи — 108%. Кверху содержание пыльцы широколиственных пород уменьшается до 8%, а пыльцы ели увеличивается. Палеоботаническая характеристика этого разреза очень неполна: интервалы между проанализированными образцами достигают 5—6 м, кроме того, нижняя 20-метровая толща разреза осталась пепроапализированной. Однако пеполнота палеоботанической характеристики этих отложений не дает оснований для отнесения их к какому-либо из известных нами межледниковий. Наряду с этим необходимо

учитывать, что степень сохранности ледниковых форм рельефа краевых образований едровской и вепсовской стадий очень сходна и что, следовательно, трудно допустить большой разрыв во времени их формирования. Это, очевидно, противоречит признанию за периодом, разделяющим названные стадии, значения межледниковой эпохи. Все сказанное заставляет нас, до проведения дальнейших исследований, считать выделение соминского межстадиала условным.

Сопоставление данных по разрезу у оз. Вошанского с данными по наиболее близко расположенным голоценовым торфяникам показывает, что в зону климатического оптимума голоцена содержание пыльцы широколиственных пород характеризовалось в этом районе приблизительно такими же величинами. Так, в Сюрьевском торфянике максимальное содержание пыльцы широколиственных пород достигает 12% 14 (Марков, 1931а), в погребенном торфянике на р. Лове — 4%. Следует отметить, что в голоценовых торфяниках, расположенных несколько юго-западнее (в 250—260 км), в районе г. Калинина (торфяники «Оршинский мох» и «Васильевский мох»), количество широколиственных пород достигает 30% и более.

Из этого сопоставления следует, что отложения, вскрытые у оз. Вошанского, вероятно, должны быть признаны межледниковыми. Однако решить вопрос, к какому именно межледниковью оши относятся (одинцовскому, микулинскому или более молодому), пока не представляется возможным.

Отложения вепсовской стадии слагают полосу шириной до 100 км вдоль карбонового уступа. Южнее Онежского озера на Вепсовской возвышенности эти отложения имеют незначительное распространение на поверхности и большей частью перекрыты более молодыми образованиями. В предслах девонской тизины и ордовикского плато отложения вепсовской стадии имеют довольно широжое развитие, но обычно не отделяются стратиграфически от отложений крестецкой стадии. Их обнажения встречаются вдольрек, пересекающих карбоновый уступ, и в верховьях р. Ловати.

Отложения венсовской стадии представлены ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми генетическими типами суммарной мощностью от нескольких метров (по карбоновому уступу) до 100—120 м (на Валдайской возвышенности). Преобладают ледниковые отложения, представленные валунными суглинками, глинами и супесями красно-бурого и буровато-серого цвета. В пределах карбонового плато нижние горизонты морены окрашены в темно-серый цвет и сильно обогащены карбонатным валунным материалом. В районе городов Холма и Боровичи в морене наблюдается значительное количество круппых отторженцев девонских и ордовикских пород.

Флювиогляциальные отложения вепсовской стадии образуют зандровые поля с мощностью осадков до 15—20 м. Особенно широко развиты зандры юго-западнее г. Великие Луки и в районе ст. Хвойной. В песчано-гравийно-галочном материале флювиогляциальных отложений преобладают кристал-дические породы. Озерно-ледниковые отложения стадии развиты главным образом в верхней части карбонового уступа и редко образуют злачительные массивы. В большинстве случаев они представлены безвалунными глинами и суглинками мощностью до 5—6 м. Типичная ленточная слои-стость в отложениях встречается очень редко.

Отложения мстинского межстадиала известны в основном в районе городов Тихвина и Боровичи (рис. 51). Естественные выходы их изучены по р. Мсте и ее притокам. Мощность отложений (включая позднеледниковые вепсовские) достигает 30 м. Отложения этого межстадиала в пределах девонской низины и ордовикского плато пока не обнаружены.

¹⁴ Содержание пыльцы широколиственных пород показано без включения в нее пыльцы ольхи, которая, так же как и пыльца орешника, вычисляется по отношению к сумме остальных пород.

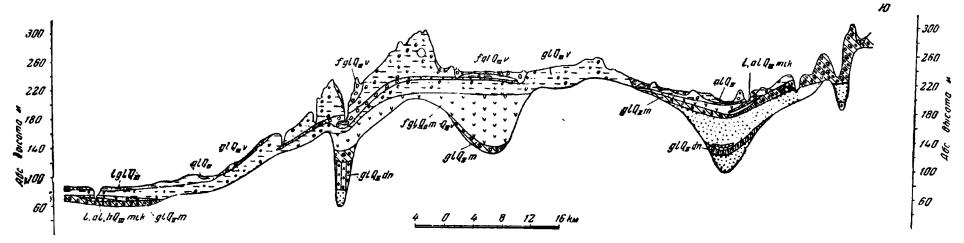


Рис. 51. Сводиый разрез четвертичных отложений по линии с. Марево — с. Пено (по Г. С. Третьякову).

Отложения мстинского межстадиала представлены озерными и озерноаллювиальными песками различной зернистости, включающими прослои глин и супесей. Спорово-пыльцевой анализ ¹⁵ 13,5-метровой толщи озерных отложений, вскрытых скважиной № 10 у д. Крутец, дал результаты, показанные на рис. 52. В нижней части толщи хорошо видна смена спорово-пыльцевых спектров переходного типа характерными лесными спектрами. Одновременно с этим резко снижается содержание пыльцы березы

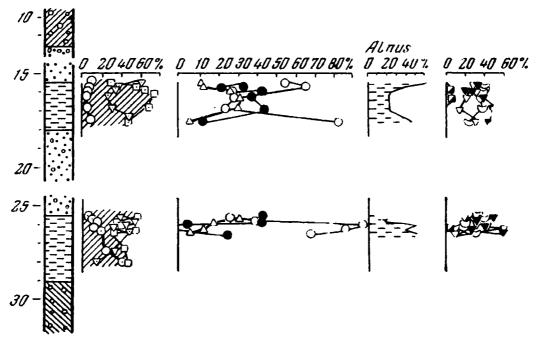


Рис. 52. Спорово-пыльцевая днаграмма межморенных отложений из скважины № 10 у д. Кругец (соответствующие мстинскому межстадиалу по И. В. Котлуковой)

п происходит увеличение содержания пыльцы ели (до 31%). Лежащие выше пески, мощностью около 8 м, остались неохарактеризованными. В супесях, которыми заканчивается разрез, сохраняются те же лесные спектры с высоким содержанием спор папоротников и сфагновых мхов. Пыльца ели в средней части слоя образует хорошо выраженный максимум, ниже и выше которого наблюдаются максимумы пыльцы березы.

Отсутствие видовых определений, в частности пыльцы березы, в охарактеризованных горизонтах и наличие между ними 8-метровой непроанализированной толщи позволяют дать интерпретацию ныльцевой диаграммы этого разреза лишь в предположительной форме. Прежде всего нельзя считать исключенным предположение, что он представляет собой толщу межледниковых отложений, в которой проанализированы лишь ее нижняя и верхняя части. Наряду с этим можно предполагать, что к мстинскому межстадиалу относится лишь верхний горизонт супесей, поскольку спорово-пыльцевая диаграмма этого отрезка в общем очень близка к межстадиальным отрезкам диаграмм отложений у с. Микулина (см. рис. 10), д. Пушкари (см. рис. 13) и др. Лежащие же ниже пески и супеси могут быть более древними образованиями (так же как и подстилающая их морена).

Основной площадью развития отложений крестецкой стадии является Приильменская низина шириной до 250 км (рис. 53). Под отложениями лужской стадии они достоверно не выделены, и их распространение требует уточнения. Естественные выходы отложений крестецкой стадии

¹⁵ Анализ произведен Н. Д. Агаповой (Северо-Западное геологическое управление).

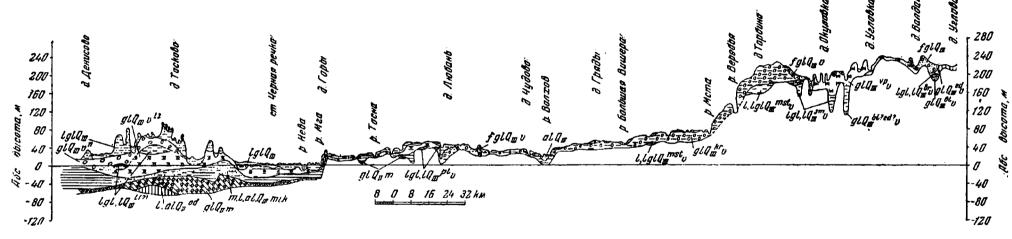


Рис. 53. Сводный разрез четвертичных отложений по линии железной дороги Ленинград — Мссква. Составили М. Е. Вигдорчик п И. В. Котлукова



Рис. 54. Ленточные глины в Приильменской низине в карьере у д. Озерки, близ г. Новгорода.
Фото Н. С. Чеботаревой

многочисленны и встречаются по рекам Мсте, Ловати, Сяси, Паше, Ояти и др. Суммарная мощность их колеблется от нескольких метров до 70—80 м. Преобладают ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Флювиогляциальные отложения, слагающие зандры, встречаются очень редко и на незначительной площади. Ледниковые отложения представлены валунными глинами, сутлинками и супесями, аналогичными отложениям вепсовской стадии, средней мощностью около 7—10 м. Озерно-ледниковые отложения крестецкой стадии пользуются широким распространением в девонской низине и местами имеют мощность до 20 м. Они представлены песками и безвалунными супесями, в центральной части низины — ленточными глинами (рис. 54).

В течение плюсского межстадиала ледник снова полностью освободил территорию, расположенную южнее Финского залива. Межстадиальные отложения встречаются по ордовикскому плато и предглинтовой низменности и представлены озерными, болотными и аллювиальными осадками — песками, глинами, супесями и песчано-гравийными отложениями мощностью до 15 м. Естественные обнажения встречаются по берегам рек Сяси, Луги, Плюссы. Мги и др.

Эти отложения, вскрытые скважиной № 429 на берегу ручья Липинского близ г. Пушкина, анализировала Е. С. Малясова (Малясова, Калугина, Клейменова, 1959). В толще озерных отложений мощностью около 10,5 м (лежащих на абсолютных отметках от 41 до 30 м) установлено наличие спорово-пыльцевых спектров лесного типа (рис. 55) с преобладанием пыльцы сосны и березы. Содержание пыльцы ели колеблется от 5 до 19%, в таких же количествах присутствует и пыльца ольхи, единично

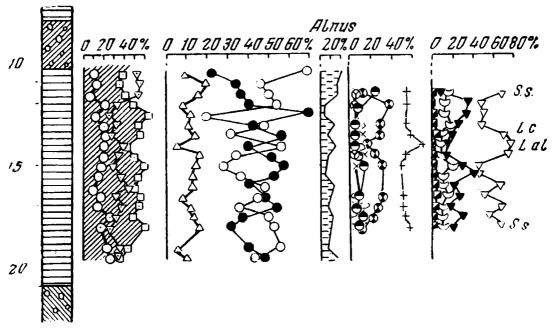


Рис. 55. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных отложений из скважины № 429 у ручья Липинского (по данным Е. С. Малясовой и др., 1960)

встречена пыльца широколиственных пород. Отмечено наличие таких северных форм, как Selaginella selaginoides и Lycopodium alpinum L. Намечается некоторое уменьшение вверх по разрезу содержания пыльцы травянистых растений и, наоборот,— увеличение общего содержания спор. В целом разрез фиксирует одну какую-то зону сравнительно холодных условий. Приведенные данные спорово-пыльцевого анализа сами по себе не могут явиться основанием для отнесения данных отложений к межстадиальной эпохе, они могут отпоситься и к начальной стадии какой-либо межледниковой эпохи. К плюсскому межстадиалу они отнесены на основании анализа геологических материалов.

Отложения лужской стадии слагают почти всю территорию между Финским заливом и Приильменской низиной. На ордовикском плато опи, как правило, залегают прямо на дочетвертичных породах и имеют незначительную мощность, которая в пределах краевых конечноморенных и камовых отложений увеличивается до 60—70 м.

К дужской стадии относятся ледниковые, флювиогляциальные и озер-по-ледниковые отложения.

Ледниковые отложения пользуются широким распространением, но имеют мощность от 0 до 25—30 м. Они представлены валунными суглинками и супесями, а в пределах предглинтовой полосы — валунной глиной: на глинах кембрийской низины — зеленовато-серой, на ордовикском плато — буровато-серой, а в девопской низине — обычно красно-бурой. Крупнообломочный материал представлен в основном кристаллическими породами. В морене лужской стадии нередко встречаются отторженцы ордовикских и кембрийских пород мощностью до 30 м (у ст. Серебрянки, д. Дубровки и в других местах). Большое количество мелких отторженцев наблюдается в напорных моренах на ордовикском плато. В легкой фракции морены преобладает кварц (до 80%), в подчиненном количестве

присутствует полевой шпат. На девонских породах в морене повсеместно присутствует небольшой процент слюды. Основными минералами тяжелой фракции являются роговая обманка и рудные минералы, наряду с ними присутствуют гранат и эпидоты.

Флювиогляциальные отложения заполняют многочисленные ложбиныстока в западной части Ленинградской области, а также слагают часть камов. Они представлены разнозернистыми песками с небольшим количеством валунно-галечного материала.

Озерно-ледниковые отложения пользуются широким распространением, они слагают камы и значительные территории в предглинтовой полосе и в пониженных частях ордовикского плато. Большая часть этих отложений образовалась в период существования первого балийского ледникового озера. Они представлены главным образом ленточными отложениями с полярной флорой. В предглинтовой полосе в отложениях местами присутствует значительное количество гравийно-галечного материала, образованиегося во время соединения невского и лужского подпруженных ледниковых озер. В это время край ледпика окончательно отступил с территории южного побережья Финского залива и Приневской низменности.

Отложения, соответствующие аллерёдскому межстадиалу, отмечены в Ленинградской области. Накопление их происходило во время потепления и развития лесов (нижний максимум ели), что возможно совпадает с существованием первого иольдиевого мори. Континентальные отложения имеют небольшую мощность (несколько метров) и представлены озерными песками, илами и глинами, а также сапропелями и торфом. Отложения этого межстадиала изучены главным образом в окрестностях Ленинграда.

Стадии салпаусселькя соответствует продвижению края ледника до гряды Салпаусселькя, а возможно, и южнее до северной части Карельского перешейка. По времени она отвечает существованию второго балтийского ледникового озера.

Выше отложений стадии салпаусселькя залегают отложения второго иольдиевого моря, относящиеся к голоцену. Голоценовые отложения на побережье Финского залива тесно связаны с геологической историей развития Балтийского моря и представлены песчано-глинистыми отложениями второго иольдиевого моря, анцилового озера, осадками литориновой, лимниевой и мидиевой стадий Балтийского моря. Соответствующие им континентальные отложения представлены эбловыми, аллювиальными, озерными и болотными генетическими тишами.

Рассмотрение стратиграфии аллювиальных отложений начнем с описания строения террас, развитых в долине Волги, которая берет начало в области, захваченной валдайским оледенением. В ее верховьях имеется весколько уровней зандровых террас: два уровня (высотой 5—6 и 6—8 м) внутри границы максимального распространения валдайского ледника, связанные со стадиями отступания ледника, и 12-16-метровый уровень, соответствующий максимальному распространению этого ледника. Как правило, мощность зандровых песков составляет несколько медров и редко превышает 10 м; они залегают на морене. На верхнем отрезке долины Волги (примерно до с. Ельцы), кроме зандровых террас, прослеживаются две пойменные террасы, высотой 1,5 и 4 м. Ниже с. Ельцы долина Волги представляет собой обычную, глубоко врезанную (до 45--55 м) эрозионную долину с нормальным строением аллювия. Здесь отмечаются следующие уровни террас: 1-1,5 м, 2,5-4, 5-6, 10-11 и 20 м. Два наиболесь низкие уровня представляют собой поймы, они полностью сложены аллювием, все более высокие террасы обычно цокольные.

На р. Песочне (правом притоке Волги) также отмечаются два уровня зандровых поверхностей высотой 6 и 8 м над современным урезом реки. Терраса высотой 6 м сложена различными песками, причем в чекоторых

пунктах (например, у д. Островки) наблюдается довольно тонкий механический состав верхней части толщи (0,40—0,75 м) и обогащение крупнои среднеобломочным материалом шижележащего горизонта (мощностью 0,5 м). Строение зандровой террасы высотой 8 м можно наблюдать в обнажении близ д. Островки, здесь вскрываются следующие слои (сверхувниз):

fglQ _{III} v	1. Пески буровато-желтые, разнозернистые, преобла-		
	дают среднезернистые с отдельными более круп-		
	ными зернами и гравием; изредка встречается		
	мелкая галька; пески неслоистые	0,9	M
»	2. Пески желтые, мелкозернистые; встречаются мелкие		
	гнезда и линзочки очень плотных красновато-		
	бурых и голубовато-серых тонкодисперсных глин	0,6	M
*	3. Пески серовато-желтые, разнозернистые, по направ-		
	лению книзу становятся более крупнозернисты-		
	ми, в нижней части слоя содержат мелкую галь-		
	ку, косогоризонтальнослоистые	1,5	M
$\operatorname{IglQ}_{\Pi 1}v$	4. Глина коричневого цвета, однородная, в нижней ча-		
	сти с примесью супеси. Видимая мощность	4,5	.16

Следует отметить, что глина (слой 4) почти совсем не содержит пыльцы спор. Их отложение происходило, видимо, в то время, когда валдайский ледник, отступив с этой территории, находился еще недалеко.

Кроме описанных запровых террас в долине р. Песочии выражена пойма высотой до 1,5 м, а также терраса высотой до 3,5—4 м, соответствующая высокой пойме Волги. Недалеко от д. Черная Грязь обнажением вскрывается следующий разрез этой террасы (сверху вниз):

$\mathbf{alQ_{IV}}$	1. Суглинок желто-бурый, пористый, неяснослоистый	1,4	M
*	2. Гиттиевая глина темно-коричневая, слоистая, с об-		
	ломками древесины	1,4	M
)	3. Песок коричневый, грубозернистый, неяснослоистый,		
	прослеживается до уреза воды.		

Спорово-пыльцевой анализ слоя 2 не противоречит датировке этих отложений голоценом 16 .

В верховьях Западной Двины, которая также начинается в рассматриваемой области, отмечается несколько уровней зандровых террас (4,5—5, 7—8 и 11—14 м), а также две поймы (1—1,5 и 2,5—3 м); абсолютные отметки самой высокой зандровой террасы достигают примерно 200 м. Все террасы сложены несками. Около пос. Железнова была заложена скважина (абсолютная отметка устыя 200 м), вскрывшая пески мощностью 7 м. В верхней части они тонкозернистые, с редкими прослоечками гравия, на глубине 5 м — крупнозернистые, с редкой галькой.

Строение долины Западной Двины в ее среднем течении иное. В районе т. Сураж эта река и ее притоки, в частности р. Каспля, врезаны в широкие террасовые поверхности озерно-ледникового бассейна, существовавшего здесь в нериод отступания валдайского ледника с этой территории. Озерные террасы поднимаются на 11—15 м над современным урезом рек Западной Двины и Каспли. Следами былого озера являются главным образом песчаные отложения мощностью в несколько метров. В цоколе этих террас обнажаются морены валдайского и московского оледенений, ленточные

¹⁶ Анализ произведен М. А. Недошивиной (Лаборатория Геологического управления центральных районов).

глины, озерно-болотные отложения микулинского межледниковья и речные террасы Западной Двины и Каспли, тоже, как правило, цокольные.

Большой интерес с точки зрения возможности выделения молодого верхнеплейстоценового оледенения (более молодого, чем валдайское) представляет терраса р. Касили высотой 4—5 м над современным урезом реки. Эта терраса сохранилась в устье р. Балазны, левого притока Касили, где в 1950 г. Н. С. Чеботаревой было обнаружено обнажение, вскрывающее ее строение. На поверхности террасы непосредственно к обнажению подходит дугообразная депрессия, на дне которой до сих пор сохранились следы старичного озера (рис. 56). Здесь, под полуметровой толщей горизоптальнослоистой супеси палево-серого цвета, залегают старичные отложения, представленые серой гиттией; в нижней части паблюдается переслаивание гиттии с грубозернистыми песками. Мощность старичных отложений 3.8 м. Они подстилаются грубозернистыми песками, представляющими собой русловую фацию аллювия. Спорово-пыльцевой анализ разреза показал необычайно высокое содержание пыльцы липы (см. рис. 14), что, наряду с некоторыми другими палеоботаническими данными, послужило В. П. Гричуку основанием для отнесения данных отложений к молодому верхнеплейстоценовому межледниковью.

В нескольких километрах к востоку от этого разрева на той же р. Каспле у д. Волоты имеется другой разрез аналогичной террасы (высотой 5—6 м над урезом реки), который вскрывает отложения, характеризующиеся, по заключению В. П. Гричука, голоценовым спектром, и не сопоставляется со спорово-пыльцевой диаграммой отложений у р. Балазны. В. П. Гричук, изучавший этот разрез, объясняет присутствие голоценовых отложений в составе первой надпойменной террасы особыми условиями накопления здесь аллювиальных отложний. Река Каспля у д. Волоты протекает в большом озеровидном расширении (шириной до 1,0—2,5 км), имеющем общирный водосборный бассейн. В месте выхода реки из этого расширения долина ее имеет ширипу всего 90 м, в силу чего здесь неизбежно должен создаваться подпор паводковых вод и накопление пойменных отложений на более высоком уровне, чем в других участках долины. Упомянутый разрез находится на расстоянии 250 м от начала суженного участка долины.

К сожалению, из-за небольшого числа фактических дажных вопрос о возрасте отложений, слагающих 4—5-метровую террасу, пока не может быть решен. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза у р. Балазны отражает только оптимум того отрезка времени, в течение которого накапливались старичные отложения. На диаграмме не отражено похолодание, которое должно было бы соответствовать молодому (послевалдайскому) оледенению, поэтому эти дажные не могут служить обоснованием наличия молодого межледниковья.

Кроме террасы высотой 4—5 м, в долине Каспли имеется пойменная терраса высотой до 1,5—3 м. В нижнем течении реки она цокольная (например, у д. Нижней Боярщины, где ее цоколь сложен ленточными глинами). Таким образом, в пределах рассматриваемого района образование высоких террас происходило еще во время валдайского оледенения. Это в основном зандровые террасы или террасы, связанные с различными уровнями озерно-ледниковых бассейнов (например, по рекам Ловати, Ояти, Моте и др.). Чисто аллювиальными являются лишь поймы и на некоторых крупных реках цизкие надпойменные террасы. Возраст падпойменных террас относится к самому концу четвертичного периода. Следует отметить, что, по мнению В. К. Гуделиса (1957) и А. Басаликаса (1957), образование первой и второй надпойменных террас крупных рек бассейна Балтийского моря (например, Немана) относится к голоцену (включая древний голоцен — Нейштадт, 1957).

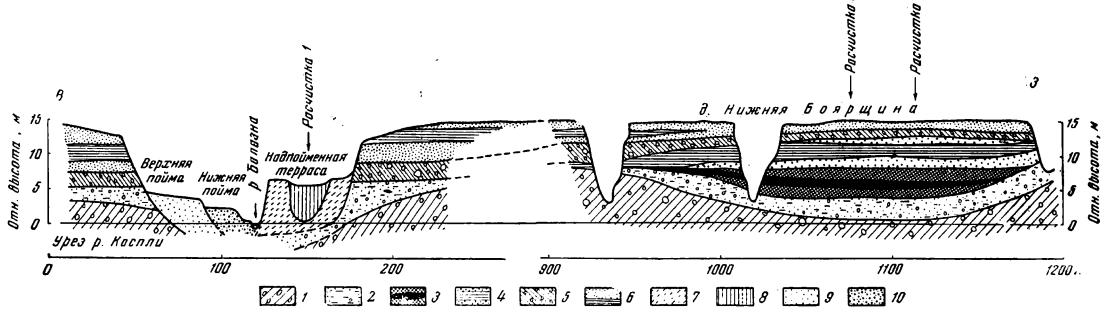


Рис. 56. Разрез левого склона долины р. Касили от устья р. Балазны до д. Нижней Боярщины

Условные обозначения: I — морена московского ледниковья ($gl\ Q_{II}m$); g — пески и суглинки с галькой конца московского ледниковья ($lgl\ Q_{II}m$); g — пески и суглинки с галькой конца московского ледниковья ($lgl\ Q_{III}v$); g — морена валдайского ледниковья ($lgl\ Q_{III}v$); g — морена валдайского ледниковья ($lgl\ Q_{III}v$); g — пески и ленточные глины времени отступания льдов валдайского ледниковья ($lgl\ Q_{II}v$); g — супеси надпойменной террасы ($lgl\ Q_{III}v$); g — старичные отложения эпохи молодого верхненлейстоценового межледниковья ($lgl\ Q_{III}v$); g — отложения высокой поймы ($lgl\ Q_{III}v$); g — отложения низкой поймы ($lgl\ Q_{III}v$); g — отложения высокой поймы ($lgl\ Q_{III}v$); g — отложения низкой поймы ($lgl\ Q_{III}v$);

Это подтверждается также датировкой отложений второй надпойменной террасы Немана (высотой $10-15\,\text{м}$) севернее г. Гродно при помощи радиоуглеродного метода, согласно которому они образовались 8500 ± 300 лет назад (Винопрадов и др., 1959).

Изложенные выше материалы позволяют пересмотреть вопросы стратиграфии, фонологии и палеогеографии области валдайского оледенения.

Прежде всего, следует отметить, что палинологические данные, имеющиеся для данной области, не служат достаточно убедительным доказательством существования межледпиковья, более молодого, чем микулинское, и оледенения, более молодого, чем валдайское. Этого пельзя сделать и на основании геоморфологического метода, о чем говорилось в разделе о рельефе области валдайского оледенения. В настоящее время мы не располагаем материалами, которые позволили бы среди послемикулинских верхпоплейстоценовых отложений выделить слои, которые, на основании палеоботанических данных, уверенно могли бы быть отнесены к отложеверхнеплейстоценового второго межледниковыя, выделенным В. П. Гричуком главным образом вне границы валдайского оледенения и на р. Каспле. Нет также данных, по которым имеющиеся здесь морены могли бы быть отнесены к двум самостоятельным оледенениям, хотя исследование строения четвертичной толщи и геоморфологии позволяет выделить ряд стратиграфических горизонтов, отвечающих стадиям валдайского оледенения и разделяющим их межстадиалам. Вместе с тем, наличие довольно определенных указаний на межледниковую природу некоторых межморенных толщ показывает необходимость дальнейших исследований, которые позволили бы вполне уверенно решить вопрос о возможности или невозможности более дробного стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых ледниковых отложений.

В заключение необходимо остановиться на правомочности выделения калининского оледенения, которое А. И. Москвитин считает первым самостоятельным оледенением в верхнем плейстоцене.

Граница калининского оледенения, по А. И. Москвитину (1950а), частично (на участке г. Орша — г. Рудня — Межинская лизина), почти совпадает с границей валдайского оледенения, но на большей части территории эта граница опускается значительно южнее. Так, в Белоруссии опа проводится южнее Минска (через пос. Смолевичи, города Слуцк, Любань, Борисов), а далее — через города Белый, Ржев, Старицу, Калинин. Это, однако не соответствует ни резкой геоморфологической границе между «молодым» и «дряхлым» ледниковым рельефом, проходящей по Северо-Белорусской гряде, ни новым данным о микулинских межледниковых разрезах, покрытых и не покрытых мореной.

Важное принципиальное значение имеют разрезы с отложениями межледникового характера севернее Калинина, которые А. И. Москвитин привлекает в качестве обоснования границы первого верхнеплейстоценового (калининского) оледенения: разрезы на р. Кашинке у д. Карабузина, у д. Алхимкова, у д. Борок на р. Мелече (севернее г. Бежецка), а также разрез у д. Коськова близ с. Корчевы. По мнению А. И. Москвитина, все эти межледниковые отложения перекрыты мореной и образовались одновременно, т. е. в течение микулинского межледниковья.

Ближайшее рассмотрение этих разрезов показывает, что они не могут служить достаточным обоснованием указанного выше положения грапицы калининского оледенения прежде всего в связи с тем, что ни для одного из разрезов не был произведен спорово-пыльцевой анализ. Из разреза у д. Борок еще в 1910 г. В. Н. Сукачевым по сборам А. Миссуны (Missuna, 1909) были определены семена бразении, наяды, альдрованды и др. Из отложений у д. Коськова был описан водяной орех (Москвитин, 1950а). Этим и ограничиваются палеоботанические данные по этим разрезам. Находки семян

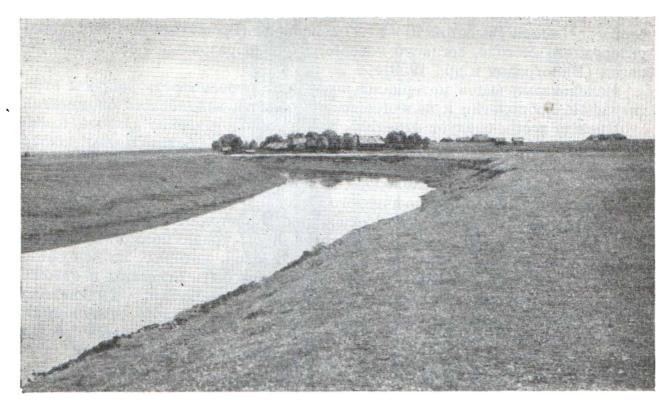


Рис. 57. Река Мелеча у д. Борок. Фото Н. С. Чеботаревой

бразении и других растений в разрезе у д. Борок позволяют отнести вмещающие их отложения к межледниковью, хотя, строго говоря, неясно, к какому именно, так как эти растения характерны для всех межледниковий. Стратиграфические соотношения озерно-болотных отложений с перекрывающим их моренным чехлом тоже не везде ясны ¹⁷. К сожалению, для повторного изучения в настоящее время доступен только разрез у д. Борок на р. Мелече ¹⁸.

Пользуясь указаниями А. Миссуны относительно местоположения разреза с межледниковыми отложениями, мы в 1960 г. предприняли его изучение. В результате получены некоторые дополнительные сведения относительно геоморфологического положения разреза, а также его стратиграфии.

Разрез на р. Мелече у д. Борок вскрывает строение речной террасы высотой 3,5—4 м, которая является единственной террасой в долине этой реки. Долина имеет значительную ширину (1,5—2 км). Коренные берега, сложенные мореной, перекрытой лёссовидным суглинком, имеют очень пологие склоны и около д. Борок рекой не подмываются. В большое половодье склоны коренных берегов частично затопляются. В обнажении левого берега р. Мелечи, виже д. Борок, под 1,5—2-метровым слоем серокоричневой супеси вскрыта серая илистая глина с прослоями торфа, уходящая под урез реки (рис. 57). Таким образом, в разрезе у д. Борок озерные глины и торф не перекрываются мореной; следовательно, он не может быть использован для обоснования положения границы верхнеплейстоценового оледенения южнее этого разреза.

¹⁷ В описании первого исследователя этого разреза — А. Миссуны — выше озерных отложений отмечалась песчаная лёссоподобная глина, но не морена. А. И. Москвитин (1950а), привлекая этот разрез для обоснования границы калининского оледенения, высказал предположение о размыве морены последующими процессами.

денения, высказал предположение о размыве морены последующими процессами.

18 Разрез на р. Кашинке у д. Карабузина в настоящее время не существует, торфяник был сожжен его первым исследователем (см. Москвитин, 1950а). Разрез у д. Алхимкова был описан по отвалам колодца (Козлова, 1939). Разрез у д. Коськова ныне затоплен Московским морем.

Дополнительные исследования сотрудников Института географии Акамии наук СССР в районе городов Ростова и Рыбинска показали, что имеющиеся там междедниковые отложения также не могут служить обоснованием положения границы калининского оледенения. Микулинские отложения, давно известные из окрестностей Ростова (Чеботарева, 1949, Тюремнов и Виноградова, 1952), залегая на московской морене, перекрываются овражным аллювием, но не мореной, как считает А. И. Москвитин (1950а). Единственный случай перекрытия этих отложений мореной наблюдается в вершине правого отвершка, самого близкого к устью главного оврага, у д. Черемощник и объясняется наличием древнего оползня (оползанием озерно-балочных отложений, которые оказались прислоненными к стенке оврага, сложенной сверху донизу мореной). Такое заключение можно сделать на основании того, что в соседних разрезах (и в оврагах у д. Черемошник и у с. Щурскол) поверх межледниковых озерно-болотных отложений не видно никаких следов морены, всюду имеются супеси, не имеющие ничего общего с мореной. Скважина, заложенная у бровки оврага, в том месте, где озерно-болотные отложения якобы перекрываются мореной мощностью около 1,5 м, пройдя толщу мощностью 2,5 м, не вскрыла озерных отложений.

Таким образом, против выделения калининского оледенения в качестве первого самостоятельного оледенения верхнего плейстоцена убедительно свидетельствуют следующие факты:

- 1. Однородность и одинаковая степень сохранности рельефа окрестностей городов Минска, Белого, Ржева, Калинина, где, по мнению А. И. Москвитина, проходит граница калининского оледенения, и рельефа более южных территорий, расположенных в пределах московского оледенения.
- 2. Исключительно резкая граница между рельефом области калининского оледенения (по А. И. Москвитину) и области валдайского оледенения.
- 3. Отсутствие стратиграфического обоснования. В пределах калининского оледенения (южнее границы валдайского оледенения) не обнаружено микулинских межледниковых отложений, перекрытых мореной.

Граница максимального распространения валдайского ледпика является границей свежего ледникового и водно-ледникового рельефа, характеризующегося обилием разнообразных как по форме, так и по генезису озер и более древнего, сглаженного, видоизмененного эрозионными процессами ледникового рельефа, отличающегося почти полным отсутствием озер. Уточнение границы максимального распространения валдайского оледенения, проведенной в основном по геоморфологическим данным, стало возможно, благодаря получению новых дапных спорово-пыльцевого анализа для разрезов с межледниковыми отложениями. Широкое применение спорово-пыльцевого анализа позволило уточнить датировки ранее известных разрезов с межледниковыми отложениями, а также исследовать новые разрезы. Граница максимального распространения валдайского оледенения, расположенная между разрезами микулинских межледниковых отлежений, перекрытых и не перекрытых мореной валдайского оледенения, проходит по Литовской пряде, являющейся продолжением Сувалкского и Мазурского поозерий, по Северо-Белорусской гряде, затем спускается несколько на юг — к городам Лепелю и Орше, проходит по междуречью верхнего Днепра и Западной Двины, приобретает почти меридиональное направление, огибая Смоленско-Московскую возвышенность (между г. Смоленском и г. Белым), и следует к ст. Западной Двине, пос. Андреаполю и далее к верхневолжским озерам; затем несколько спускается по Волге, проходя юго-восточнее пос. Селижарова, идет к г. Вышнему Волочку, проходит восточнее ст. Удомли к ст. Пестово и затем теряется на Молого-Шекснинской озерной равнине.

Стратиграфия голоцена и позднеледниковья

Для стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии запада Европейской части СССР в рассматриваемый отрезок времени особый интерес представляют узкая полоса суши, занимающая побережья Балтийского моря, Ладожского и Онежского озер, Карельский перешеек с Приневской низменностью и Онего-Ладожский перешеек. В пределах этой полосы суши была создана стратиграфическая схема после- и позднеледниковья, которой пользуются далеко за пределами этой территории. На этой основе восстанавливаются изменения очертаний водоемов, развитие растительного покрова и климата соседних территорий. Наконец, указанные данные служат геологической основой археологических датировок.

Отложения плейстоцена (позднеледниковья). Естественной гранью, разделяющей плейстоцен и голоцен, является начало отступания края ледника от внутренней (третьей) конечноморенной гряды Салцаусселькя в Финляндии. Принципиальное значение этой хронологической и географической границы заключается в том, что образованием морен Салпаусселькя закончилась длительная стадиально-осцилляторная динамика Европейского ледникового щита. Убывание ледника после этого происходило безостановочно. Перелом в истории развития ледникового щита отразился и на истории перигляциальной растительности. В составе последней в исследуемом районе со времени отступания ледника от гряды Салпаусселькя исчезают арктические элементы. Наконец. на отмеченном рубеже времени происходит первое песомненное осолонение Балтийского моря, а человеческое общество переходит от палеолита к неолиту. Таковы общие данные о границе плейстоцена и голоцена, которые должны быть положены в основу анализа стратиграфической колонки поздне- и послеледниковых отложений рассматриваемого района (рис. 58).

В окрестностях Ленинграда, на р. Мте у с. Горы расположен известный разрез морских межледниковых отложений, которые залегают между двумя моренными горизонтами. Возраст межледниковой толщи определен спорово-пыльцевым анализом М. П. Гричук (см. Знамепская, 1959) и диатомовым анализом Е. А. Черемисиновой (1959) как безусловно микулинский, и верхняя морена является, следовательно, валдайской в широком смысле этого слова. На морене лежат ленточные глины, книзу постепенно переходящие в морену. Ленточные глины изучались специально с геохронодогической точки зрения. Из Приневской низменности они продолжаются в Финляндию, где геохронологические исследования производил Саурамо (Sauramo, 1929). Все это уже к 30-м годам нашего века позволило определить, что Приневская низменность освобождалась от ледникового покрова со средней скоростью отступания края ледника 400 м в год (вся низменпость освободилась от льда за несколько десятков лет). Сопоставление этих данных со скандинавской геохронологической шкалой позволило определить абсолютный возраст основания толщи ленточных глин в 12 000 лет. Гряда Салпаусселькя образовалась несколько позднее, около 10 000 лет назад. Разрез, подобный мгинскому, также с надморенными ленточными отложениями, известен теперь еще у с. Рыбацкого.

Следовательно, надморенные ленточные глины окрестностей Ленинграда с полярной флорой надо относить не к голоцену, а к концу плейстоцена. Но этот вывод следует распространить и на более молодые отложения, которые были обнаружены у с. Горелова южнее с. Литова. Здесь залегает торф, а на нем трансгрессивно — озерные отложения более молодой стадии балтийского ледникового озера. Местами торф переходит в ископаемую глеевую почву, изучавшуюся Л. В. Тихеевой. Торф не содержит остатков арктической флоры, но в нем имеется большое количество коры березы и древесина сосны. Для торфа характерно высокое содержание пыльцы ели

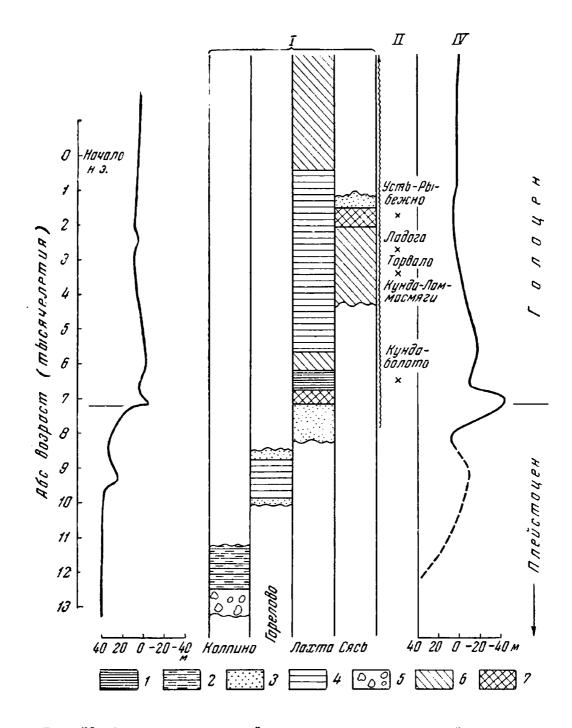


Рис. 58. Основные стратиграфические разрезы отложений голоцена в окрестностях Ленинграда (I); стратиграфическое положение неолитических стоянок в восточной Прибалтике (II); кривые изменения высоты древнего берсга моря в окрестностях Ленинграда (по К.К. Маркову, 1935) (III) и в Лиговской ССР (по В. К. Гуделису, 1957) (IV).

Условные обозначения: 1 — глина; 2 — ленточная глина; 3 — песок; 4 — супесь; 5 — морена; 6 — торф; 7 — торфянистая гиттия

(которая образует здесь нижний максимум) и отдельные зерна широколиственных пород. Пески, перекрывающие торф, образуют береговой вал, абсолютной высотой около 30 м. Он входит в изобазовую поверхность последней стадии балтийского ледникового озера (по нашим обозначениям gl—IV, по Саурамо — В III), которая синхронна моренам Салпаусселькя.

Таким образом, и отложения разреза у с. Горелова древнее голоценовых, но они относятся к самому концу плейстоцена и завершают разрез плейстоценовой толщи запада Европейской территории СССР. Только еще более молодые отложения, чем упомянутые выше, можно рассматривать как действительно послеледниковые — голоценовые. Это заключение оспаривают В. К. Гуделис (1957) и М. И. Нейштадт (1957), но с нашей точки зрения оно единственно логичное и совпадает с мнением большинства исследователей этого вопроса.

Все сказанное хорошо подчеркивается различиями в геоморфологических условиях залегания позднеледниковых и послеледниковых отложений. Первые из них в окрестностях Ленинграда поднимаются сравнительно высоко над уровнем моря на поверхность второй террасы. Послеледниковые отложения лежат здесь только на первой нижней террасе, на высоте, не превышающей 10 м над ур. м.

После этих замечаний уточним положение границы плейстоцена и голоцена, сопоставив ее с данными шкалы М. И. Нейштадта и западноевропейской шкалы. Как известно, М. И. Нейштадт (1957) предложил разделить голоцен на четыре части: древний, ранний, средний и поздний. Древний голоцен этого автора представляет собой отрезок времени, который, как указано выше, необходимо считать еще плейстоценом. Таким образом, голоцен начинается с раннего голоцена М. И. Нейштадта.

Подробнее приведенной выше является стратификация Фирбаса и Иверсена (Firbas, 1954; Iversen, 1954). Эти исследователи изменили обозначения дробных стратиграфических подразделений, которые у Поста получили название зон, и отнесли отложения последней стадии балтийского ледникового озера ко времени «верхний дриас», что соответствует III зоне в их системе. К этому времени, как это видно из предыдущего изложения, относится нижний максимум ели восточной Прибалтики. Следовательно, праница плейстоцена и голоцена относится к границе зон III/IV по Иверсену — Фирбасу и проходит непосредственно выше нижнего максимума ели. Это заключение было высказано, правда, с оговоркой, в резолюции регионального совещания 1955 г. по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии в Вильнюсе, а также М. Кабайлене, Э. Ф. Гринбергом и Орвику (Orviku, 1960).

Отложения голоцена (послеледниковье). Вернемся к сводной стратиграфической колонке (см. рис. 58) и остановимся на характеристике послеледниковой истории района. Лучше всего вся последующая история юго-восточной части Балтийского моря отразилась в стратиграфии отложений древних лагун. Подробнее других нами и Г. Н. Лисициной эти отложения были изучены в пределах Лахтинского болота, расположенного в 10 км к северо-западу от Ленинграда (рис. 59). Данные изучения Лахтинского и других разрезов и синхронизация отложений с береговыми линиями позволяют сделать следующее заключение. Древнейший горизонт морских отложений окрестностей Ленинграда относится к добореальному или второму иольдиевому времени — к IV зоне шкалы Иверсена — Фирбаса 19. Таким образом, голоцен знаменуется первым несомненным проникновением в Балтику морских вод (через среднюю Швецию). В Лахтинском разрезе иольдиевые отложения залегают ниже современного уровня

¹⁹ До сих пор нет еще достаточной ясности относительно следов так называемой первой иольдиевой (плейстоцевовой) трансгрессии. По-видимому, они относятся ко времени конца существования первого ледникового озера в Приневской низменности.

моря, в то время как балтийские озерно-ледниковые отложения предшествовавшего времени в Литве и Финляндии достигают высоты 30 м над ур. м. Эти соотношения указывают на спуск в океан вод подпертого ледником балтийского ледникового озера, после чего последовало осолонение вод Балтики через Биллингенский пролив (средняя Швеция). Величину регрессии мы определили в 33 м, а Саурамо (Sauramo, 1960) — несколько меньшей величиной. В Литве иольдиевые отложения вследствие

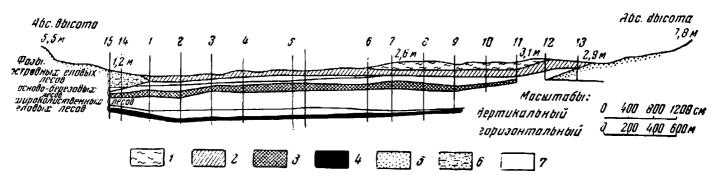


Рис. 59. Лахтинский разрез (по К. К. Маркову, А. П. Жузе и Г. А. Благовещенскому). Условные обозначения: 1 — сфагновый торф слабо- и среднеразложившийся; 2 — осоковый торф; 3 — то же, сильноразложившийся; 4 — гумифицированная глина с растительными остатками; 5 — песок; 6 — суглинок; 7 — глина; 8 — номера скважин

их залегания ниже уровня моря пока не были встречены, так же как, повидимому, в Латвии и в Эстонии. На южном и восточном берегах Ладожского озера (по р. Сясь) послеледниковые отложения ладожской транстрессии залегают непосредственно на озерно-ледниковых отложениях времени древнего дриаса, содержащих полярную флору. В Лахтинском разрезе соленоводный характер иольдиевых отложений установлен по нахождению в них у праницы с озерно-ледниковыми отложениями соленоводных форм диатомовых, таких, как Campylodiscus echeneis Ehrh. Этот горизонт на спорово-пыльцевых диаграммах характеризуется преобладанием пыльцы березы и сосны и отсутствием пыльцы ели и широколиственых пород.

Вышележащие горизонты Лахтинского разреза также характеризуются отчетливой стратификацией. На иольдиевых отложениях залегают слои с преимущественно пресноводными диатомовыми. В них преобладает пыльца сосны и появляется пыльца широколиственных пород. Эти отложения являются, несомненно, анциловыми в широком смысле слова и соответствуют V зоне Фирбаса. В Эстонии и Литве в анциловых отложениях много пыльды орешника, что для более восточных районов не отмечено. Анциловые отложения залегают на иольдиевых отложениях трансгрессивно. В большей части исследуемого района, ни иольдиевая, ни анциловая береговые линии не выражены в рельефе. Поскольку уровень анцилового озера был выше, чем иольдиевого, береговая линия последнего оказалась размытой. Исключение представляет западная Эстония, где поднятие было больше, чем в остальном районе. Высота литориновой береговой линии в окрестностях Ленинграда составляет 6—10 м, в западной Эстонии подпимается до 30 м (Ряста, 1957; Кессел, 1958). Анциловая береговая линия более древняя, чем литориновая, и деформирована сильнее. Она пересекает последнюю на высоте около 20 м над ур. м., поднимаясь местами до 45 м над ур. м. Таким образом, Эстония характеризуется хорощо выраженными анциловыми береговыми образованиями.

X. Кессел произвела определения моллюсков в анциловых отложениях Эстонии. Руководящими формами последних являются Radix ovata (Drap.) var. baltica u Ancylus fluviatilus Müller. Анциловое время делится на пять стадий. Анциловая трансгрессия сменилась регрессией, отмеченной в разрезах слоем торфа между анциловыми и литориновыми отложениями.

Для литориновых слоев характерны транспрессивные условия залегания и соленоводные условия отложения. Изучение диатомовых в окрестностях Ленинграда обнаружило нарастание, оптимум и новый спад одной волны солености. По-видимому, на юго-восточном побережье Балтики не найдено еще следов более чем одной трансгрессивной соленоводной литориновой стадии, но естественно число стадий регрессии возрастает по мере увеличения общей амплитуды поднятия. В районе Литвы соленость вод литеринового моря была наибольшей. М. Кабайлене указывает, что содержание морских и соленоводных форм в этом районе может достигать половины общего числа форм. Такие соотношения не наблюдались в районе Ленинграда.

Литориновые моллюски хорошо изучены X. Кессел в Эстонии. Среди них имеются теплолюбивые и стеногалинные формы Littorina littorea L., L. rudis (Maton) и др. В Эстонии выделяются регрессивные послелиториновые стадии: лимнеа и миа.

Средний отрезок литоринового времени отвечает времени послеледникового климатического оптимума. Содержание пыльцы широколиственных пород достигает в отложениях этого времени 10% и более в Ленинградском районе и 28% в Литве. К этому и более позднему времени относятся многочисленные находки плодов Trapa. Самая восточная находка сделана на южном берегу Онежского озера (с. Жабино). Верхний максимум пыльцы ели наступил сперва в окрестностях Ленинграда, затем в Литве. В Литве к концу послеледникового периода появился граб и в незначительном количестве — бук.

Послеледниковое поднятие происходило в прибрежном районе равномерно, чего нельзя сказать про позднеледниковое время. Закономерности послеледникового поднятия в Эстопии хорошо иллюстрируются историей оз. Выртсъярв. Озеро изменило направление стока с западного на восточное и трансгрессировало в южном направлении (Орвику, 1958). Но следует также иметь в виду, что нараставшее равномерно к северо-западу поднятие местами замедлялось или ускорялось под влиянием тектонических процессов, унаследованных от более раннего геологического этапа.

История Ладожского озера изучалась в начале пашего века. Стратиграфический разрез в южной части побережья озера отличается большим постоянством. Наиболее полные разрезы расположены в юго-восточной части побережья: около с. Шахнова и по рекам Паше и Ояти. Всюду можно видеть торф, залегающий на озерно-ледниковых отложениях. Выше лежат отложения послеледниковой озерной ладожской трансгрессии. В первом обпажении обнаружены два береговых вала: молодой верхний, относящийся к ладожской трансгрессии, и древний нижний, соответствующий времени существования балтийского ледникового озера. Валы разделены ископаемой почвой и торфом.

Береговая линия обоих водоемов расположена здесь на одной высоте — около 15 м над ур. м. (11 м над уровнем Ладожского озера), изобазовые поверхности здесь пересекаются.

Как отражено на рис. 60, древняя изобазовая поверхность поднимается к северо-востоку сравнительно круго, а молодая — очень постепенно.

На р. Ояти, как было упомянуто выше, под ладожскими отложениями залегает торф, а ниже — озерно-ледниковые отложения с полярной флорой. Возраст торфа, по результатам радиоуглеродных определений Х. А. Арсланова, достигает 7970 ± 260 лет. Река Паша выше с. Пашский Перевоз разрезает песчаную пересыпь ладожской трангрессии. За пересыпью, по-видимому, находилась лагуна. В отложениях последней найден культурный горизонт стоянки стадии развитого неолита, которая, таким образом, сопоставляется с максимумом ладожской трангрессии. Возраст торфа ниже отложений ладожской транспрессии, по данным Х. А. Арсланова, достигает

3050±180 лет. Таким образом, до начала ладожской трансгрессии на южном берегу озера субаэральный режим продолжался не менее 5000 лет.

Весьма многочисленные разрезы ладожских отложений повсеместно получили одинаковую спорово-пыльцевую характеристику и датировку. Они относятся к суббореальному периоду или к VIII зоне по Фирбасу (Firbas, 1954). Состав пыльцы в толще ладожских отложений не изменяется, следовательно, трансгрессия была кратковременной. Она происходила в то время, когда литориновое море регрессировало. Согласно нашим представлениям, поддержанным Саурамо, во время ладожской трансгрессии воды

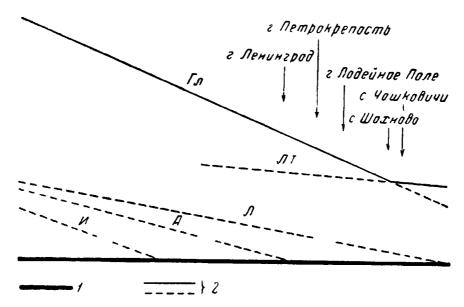


Рис. 60. Положение древних береговых линий в районе Ладожского озера:

1 — современный уровень Финского залива и Ладожского озера;
 2 — древние береговые морены: Гл — балтийского ледникового озера;
 Лт — последениковой ладожской трансгрессии;
 Л — литоринового моря;
 А — анцилового моря;
 И — польдиевого моря

озера были смещены к югу вследствие неравномерного поднятия земной поверхности. Затем сток через р. Неву, вероятно, возрос и разработка русла этой реки вызвала регрессию озера.

В 1934 г. К. К. Марков, В. С. Порецкий, и Е. В. Шляпина показали, что Онежское озеро, как и Ладожское, трансгрессировало в юго-восточном паправлении. Об этом свидетельствуют сложенные наземным и болотным (но не озерным) торфом мощные торфяники, основание которых опущено ниже уровня Онежского озера. Рост такого торфяника у Андомской горы начался еще в конце плейстоцена, так как для его основания характерен нижний максимум ели. Рост торфяника продолжался затем без перерыва в течение всего голоцена и продолжается до настоящего времени. Амплитуда транспрессии озера достигала 4 м. Различие истории развития Онежского и Ладожского озер заключается в том, что первое еще продолжает трансгрессировать, в то время как второе после трангрессии репрессировало. Это легко объяснить, если учесть большую трудность эрозионной разработки долины р. Свири, по сравнению с долиной р. Невы. Первая река длиниее второй и пересекает в верхнем течении выходы твердых кристаллических пород.

Из многочисленных археологических памятников, относящихся к рассматриваемому периоду, лишь некоторые имеют достаточно определенное стратиграфическое положение и представляют для нас непосредственный интерес. Верхняя граница палеолита совпадает с нашей границей плейстоцена, проведенной между X—IX зонами Поста или III—IV зонами

Фирбаса. Послеледниковье — голоцен — соответствует мезолиту и неолиту (табл. 12).

Таблица 12 Возраст и условия залегания неолитических и мезолитических стоянок восточной Прибалтики

Аржеологическ ие памятники	Геологический возраст (зоны Фирбаса и абсо- лютный возраст)	Археологиче- ская датировка	Местонахождение и условия залегания
Усть-Рыбежно	VIII, около 4000 лет	Неолит	Близ юго-восточного берега Ла- дожского озера, на правом берегу р. Паши у с. Усть-Рыбежно; в ла- гунных отложениях времени макси-
Приладожские	Около грани- цы VII и VIII зон, пример- но 5000 лет	То же	мума ладожской трансгрессии Между нижними отрезками тече- ния рек Волхова и Сяси, вероятно, в торфе, подстилающем отложения ладожской трансгрессии
Тырвала	VII, 5000— 6000 лет	« «	На правом берегу р. Нарвы, в 9 км ниже г. Нарва, в диатомите литоринового моря *
Кунда-Ламмас_	VII, 5000—	« «	Южнее г. Кунда в Эстонской ССР,
илки	6000 лет		в холме Ламмасмяги, под торфяни-
Кунда-болото	V (начало), 8000—9000 лет	Мезолит	стой почвой Там же, в слое мергеля древнего озера, существовавшего, согласно спорово-пыльцевым данным, 10—8 тыс. лет назад, не позднее времени, соответствующего V зоне Фирбаса

^{*} Возраст образца торфа под диатомитом, согласно данным радиоуглеродных определений X. А. Асланова, составляет 7370 \pm 210 лет.

В данном разделе изложены лишь геолого-геоморфологические сведения и не затронуты многие вопросы, требующие самостоятельного рассмотрения. Среди них следует назвать вопросы о стратиграфии торфяных болот, пограничном горизонте торфяников, развитии речных долин.

Мы попытались доказать, что граница плейстоцена и голоцена в восточной Прибалтике должна проводиться под отложениями раннего голоцена М. И. Нейштадта, второго иольдиевого моря и IV зоны Фирбаса.

РАЙОН МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (ЗА ГРАНИЦЕЙ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ)

Рельеф

Рассматриваемая территория расположена к югу от области хорошо сохранившегося ледникового рельефа и образует полосу, шириной от 200 до 300 км. Ее западная часть в основном занята обширными низменностями, наиболее крупными из которых являются Приднепровская и Полесская. Среди этих плоских низин, часто заболоченных, резко выделяется ряд возвышенностей: Минская, Ошмянская, Гродненская и другие с максимальной для всего района абсолютной высотой 352 м. Восточная часть района, наоборот, преимущественно возвышенная. С севера сюда

заходит юго-западная окраина Валдайской возвышенности (Вышневолоц-кая гряда и плато Оковский Яес), с юго-востока — северное окончание Средне-Русской возвышенности, а вся центральная часть занята расположенной на их стыке Смоленско-Московской возвышенностью. На северовостоке района, к северу от Смоленско-Московской возвышенности находится западное окончание Верхне-Волжской низины, а к югу от этой возвышенности, отделяя ее от Средне-Русской возвышенности, простираются Москворецкая и Угринская низины.

Это основное разделение территории на западную, низменную и восточную, повышенную части, по-видимому, имеет глубокую связь с ее геологическим строением, современный рельеф унаследован здесь от доледникового. На западе поверхность доледникового фельефа чаще всего имеет отметки в пределах 50—100 м над ур. м., опускаясь в наиболее пониженных участках до 0 и даже до —40 м и только в редких случаях поднимаясь до 150—170 м (Цапепко и Махнач, 1959). В восточной, повышенной, части района поверхность доледникового рельефа имеет абсолютные высоты 150—200 м, спускаясь ниже 100 м над ур. м. только в редких случаях, главным образом в глубоких долинах.

Благодаря проведенным для большей части восточной половины района геологическим съемкам масштаба 1:200 000 доледниковый рельеф этой территории к настоящему времени изучен достаточно хорошо. При рассмотрении схематической карты (рис. 61) видно, что основные особенности современного рельефа этой территории отражают общие особенности строения доледникового рельефа. Валдайская возвышенность и северное окончание Средне-Русской возвышенности соответствуют аналогично расположенным возвышенностям доледникового рельефа с абсолютными отметнами поверхности свыше 200 м. Велижская и Верхне-Волжская низины и низина по рекам Угре и Москве отвечают низинам в доледниковом рельефе, причем наиболее пониженная Верхневолжская низина с абсолютными отметками 125—150 м совпадает и с наиболее пониженной низиной превнего рельефа с отметками 100-140 м. Несколько более высокие отметки имеют современная и дочетвертичная низины по рекам Меже и Западной Двине (Велижская) и еще более высокие — низины по рекам Угре и Москве.

В свою очередь наиболее пониженные части этих низин отвечают чаще всего наиболее пониженным участкам доледниковых низин.

В пределах возвышенностей также без труда во многих случаях устанавливается тесная связь современного рельефа с древним. Так, наиболее возвышенная (до 347 м над ур. м.) часть Вышневолоцкой гряды восточнее г. Осташкова и примыкающие к ней с юга возвышенности Свиные горы и Ильи горы (севернее г. Ржева) соответствуют возвышенности древнего рельефа с отметками 230—235 м над ур. м. Западное окончание Вышневолоцкой гряды и примыкающее к нему с юга обширное плато Оковский Лес с современными высотами до 340 м отвечают в доледниковом рельефе хорошо оформленному плато с максимальной отметкой поверхности до 277 м над ур. м., что, видимо, является наивысшей отметкой дочетвертичного рельефа для всей северо-западной части Русской равнины. Такая же связь наиболее повышенных современных участков с наиболее повышенными участками древнего рельефа устанавливается и для центральной и, частично, восточной части Смоленско-Московской возвышенности, а также для северного окончания Средне-Русской возвышенности.

Однако в ряде случаев наиболее возвышенные участки современного и доледникового рельефа не совпадают, например, в восточной и, особенно, в западной частях Смоленско-Московской возвышенности. Что же касается западной (белорусской) части рассматриваемого района, то здесь, по-видимому, вообще не наблюдается такого тесного соответствия между

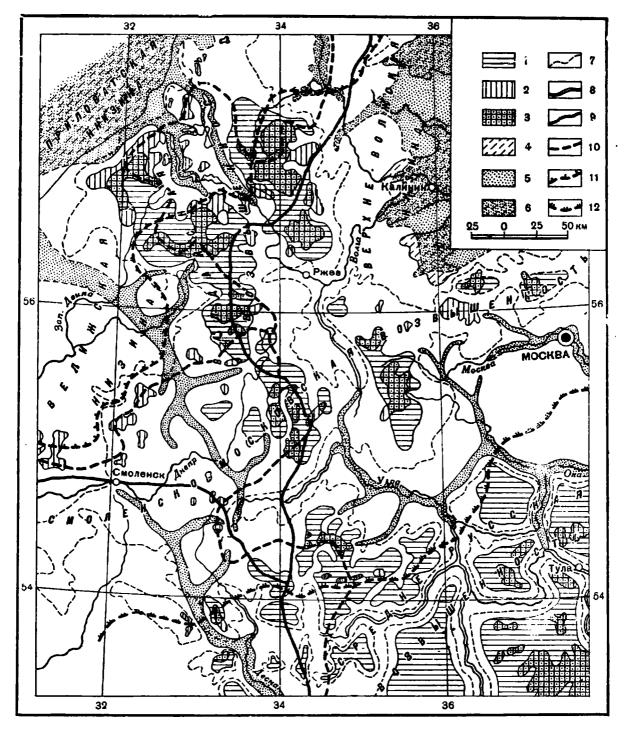


Рис. 61. Схематическая карта соотношения доледникового и современного рельефа бассейнов верхнего течения Волги, Диепра и Оки

Условные обозначения: 1— наиболее возвышенные участки доледникового рельефа (выше 200 м над ур. м.); 2— то же, современного рельефа (выше 250 м над ур. м.); 3— территории, гле наиболее возвышенные участки доледникового и современного рельефа собпадают; 4— наиболее низкие участки современного рельефа (ниже 150 м над ур. м.); 5— то же, доледникового рельефа (долины и низины с отметками ниже 120 м над ур.м.);6—территории, гле наиболее низкие участки доледникового и современного рельефа собпалают; 7—изогипса 200 м над ур. м. современного рельефа; 8— участки долин современных рек, унаследованные от доледниковых; 9— линия доледникового водораздела бассейнов Балтийского, Черного и Каспийского морей; 10— то же, современного водораздела этих морей; 11— граница максимального распространения льдов валдайского оледенения; 12— то же, московского оледенения

современным и древним рельефом и даже наоборот, по данным М. М. Цапенко (1957б), над большей частью депрессий древнего рельефа расположены наиболее повышенные участки современного рельефа (например, Новогрудская и Минская возвышенности). При рассмотрении той же схсмы (см. рис. 61) видно, что существующее в настоящее время распределение территории между бассейнами Балтийского, Черного и Каспийского морей унаследовано от доледникового времени, хотя линия современного водораздела этих трех бассейнов и смещена в общем несколько к северозападу от доледниковой. Среди основных речных долин большая часть состоит из различных участков разных доледниковых долин, а не наследует па всем своем протяжении какую-либо одну из них. Поэтому современная гидропрафическая сеть, а часто и направление стока в долинах существенным образом отличаются от доледииковых. Значительные участки многих доледниковых долин вообще не выражены в современном рельефе. Следует отметить, что южнее рассматриваемого района наблюдается совершенно другая картина: там современная гидрографическая сеть, как правило. паследует доледниковую и певыраженные в современном рельефе древние долины встречаются сравнительно редко.

В геоморфологическом отношении рассматриваемая область в общем представляет собой моренную равнину, сменяющуюся в пониженных участках флювиогляциальными или озерно-ледниковыми равнинами. Наиболее крупными из них являются на западе Полесские зандры, на востоке — зандры Верхне-Волжской низины. Среди моренных, а реже зандровых, равнин в виде пятен различной конфигурации расположены участки крупнохолмистого моренного рельефа. В пределах этих участков, мощность моренных накоплений значительно возрастает по сравнению с остальной территорией моренной равнины, достигая 40 м и более в районе г. Вязьмы, 50—60 м и более в районе г. Ельни и т. д. Это возрастание мощности морены позволяет предполагать, что участки развития крупнохопмистого моренного рельефа фиксируют места более или менее длительного стояния края ледника. В пользу этого свидетельствует также закономерное расположение таких участков, образующих хотя и прерывистые, но прослеживающиеся на многие десятки километров пояса.

На самом юге исследуемой территории хорошо выделяется пояс конечноморенных образований, отвечающий пранице московского оледенения. Он начинается от западной границы СССР в районе г. Бреста и протягивается отсюда на восток в широтном направлении в виде изолированных групц холмисто-моренного рельефа, саман восточная из которых расположена в районе г. Мозыря. Восточнее на этой широте четко выраженные формы моренного рельефа отсутствуют и самыми южными хорошо выраженными конечноморенными образованиями являются холмы и гряды по левобережью р. Сож, севернее г. Гомеля, и грядово-холмистый рельеф, расположенный северо-восточнее, в районе г. Рославля (Рославльско-Екимовичские конечные морены). На этом основании и те и другие могут быть сопоставлены и считаться одновозрастными с конечноморенными образованиями южной Белоруссии и, следовательно, также отвечают максимальной фазе развития московского ледникового покрова. В свое время А. И. Москвитин (1950а) предложил для нее название бронницкой.

Восточнее эта полоса холмисто-моренного рельефа смыкается с расположенным севернее другим хорошо развитым поясом конечноморенных образований. Он начинается в районе г. Калуги и прослеживается отсюда на запад в направлении Мещовск — Спас-Деменск — Ельня в виде почти пепрерывной цепи крупных холмов и гряд. С юга он окаймляется полосой флювиогляциальных равнии. Западнее, в пределах Белоруссии, этот пояс прослеживается с трудом. Возможно, ему соответствуют конечноморенные образования вдоль железной дороги Могилев — Слуцк в районе г. Осипо-

•

вичи — пос. Кличев, которые западнее сливаются с расположенным севернее третьим по счету широким поясом конечноморенных форм, приуроченных к Гродненской, Волковыской, Новогрудской и Минской возвышенностям. Продолжением третьего пояса далее на восток (после значительного перерыва) являются, по-видимому, конечноморенные образования в районе, расположенном к северу от г. Смоленска, большие участки холмисто-моренного рельефа в районе г. Вязьмы, холмисто-моренный рельеф в районе г. Медыни, в верховьях р. Москвы и к западу от г. Наро-Фоминска; к нему относятся, по-видимому, отдельные холмы, протягивающиеся в направлении Карманово — Волоколамск — Истра и далее на восток вдоль Клинско-Дмитровской гряды. С юга этот широкий пояс, так же как и предыдущий, окаймляется водно-ледниковыми отложениями, развитыми вдоль долин рек Днепра, Упры, Гжати и Москвы.

Четвертый пояс образован участками крупнохолмистого моренного рельефа, протягивающимися от истоков рек Межи и Молодого Туда на западе, через с. Ильи Горы, севернее г. Старицы и южнее г. Калинина, в направлении на г. Конаково. В восточной части этот пояс также окаймлен полосой водно-ледниковых отложений, протягивающихся вдоль долины р. Шоши. По восточной части этого конечноморенного пояса (по Калининским грядам) А. И. Москвитин проводит границу максимального распространения льдов в верхнечетвертичное время (калининское оледенение). Калининская конечноморенная гряда рассматривается им как восточное продолжение зоны свежего ледникового рельефа, развитого в районе с. Микулина и в районе оз. Щучьего (юго-западнее г. Белого). Однако нигде между г. Белым на западе и г. Калининым на востоке, в полосе, вдоль которой проводится граница калининского оледенения, А. И. Москвитин не описал форм свежего ледникового рельефа. Отсутствие данных о наличии в этой полосе конечноморенных образований, которые могли бы рассматриваться как продолжение холмистоморенного рельефа района с. Микулина, отмечалось уже Г. Ф. Мирчинком (Мирчинк и Шанцер, 1948), который однако, полагал, что это, по-видимому, связано с недостаточной изученностью геоморфологии района. В настоящее время детальными геологическими съемками, произведенными Геологическим управлением центральных районов (С. Л. Бреслав, М. Е. Меркулова, М. И. Лопатников, Т. И. Столярова, Г. С. Третьяков, С. М. Шик) установлено, что продолжение пояса свежето ледпикового рельефа района с. Микулина оз. Щучьего прослеживается не на восток от г. Белого, а почти на север от него, по правобережью р. Западной Двины почти до пос. Андреацоля, а отсюда на северо-восток, в направлении на пос. Селижарово.

Наконец, самый северный пояс участков крупнохолмистого моренного рельефа приурочен к Вышневолоцкой пряде и представлен холмами по левобережью и правобережью р. Волги, к югу от оз. Селигер, большим участком холмистого рельефа в райопе к западу-северо-западу от г. Торжка (Свиные горы), холмами и грядами между городами Вышним Волочком и Лихославлем и к востоку от них до района с. Кесовой Горы. Этот нояс крупнохолмистого моренного рельефа также сопровождается поясом водно-ледниковых равнин. Он является одновременно и ближайшим поясом к границе валдайского оледенения и местами сливается с его краевыми образованиями. В общем он совпадает с полосой, вдоль которой А. И. Москвитин проводит границу вышневолоцкой стадии калининского оледенения.

Последние два пояса конечноморенного рельефа не могут быть прослежены западнее в пределах Белоруссии, так как там севернее Минских конечных морен расположен уже пояс конечноморенных образований валдайского оледенения. По-видимому, конечноморенные образования, соответствующие описанным выше трем северным зонам конечноморен-

ного рельефа, упичтожены здесь льдами валдайского ледникового покрова или погребены под его осадками.

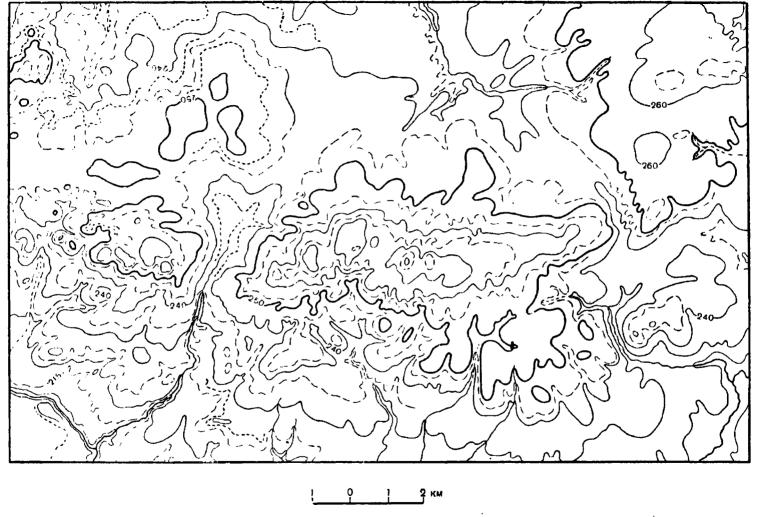
При всем разнообразии физико-географических условий рассматриваемой территории, которые не могли не наложить отпечатка на развитые в ее пределах формы рельефа, холмистоморенный рельеф описанных выше поясов имеет весьма существенные общие черты, определяющие сходство его внешнего облика в пределах всей области. Прежде всего он характеризуется общей сглаженностью и мягкостью форм. Холмы имеют длинные и пологие склоны, постепенно сливающиеся с основанием. В плане они, как правило, очень крупные, диаметр их изменяется от нескольких сотен метров до 1-2 км. Холмы имеют правильную овальную форму, бугристость на их поверхности не выражена. Относительные превышения, несмотря на крупные размеры холмов, не выходят обычно из пределов двух-трех десятков метров, достигая в некоторых случаях 40-50 м. Понижения, разделяющие холмы, не имеют характера замкнутых котловин, а представляют собой систему соединяющихся друг с другом ложбин. Такого типа холмисто-моренный рельеф был в свое время назван Н. Н. Соколовым (1946) «холмисто-долинным».

Однако иногда холмисто-моренный рельеф имеет песколько другой характер. Так, например, на юге, в районе Ельни, конечноморенный фельеф образован крупными холмами неправильной конфигурации с резкими очертаниями, поверхность которых нередко осложнена мелкими буграми и холмами. Такого типа холмисто-моренный рельеф сохранился в тех местах, где развиты сильно опесчаненные разности морены, иногда переходящие в песчано-гравийный материал, и в местах отсутствия или резкого сокращения мощности прерывистого распространения покровных суглинков. Довольно широко распространены в пределах рассматриваемой территории озы и камы, особенно среди участков конечноморенного рельефа. Однако они почти нигде не образуют сложные озово-камовые комплексы, подобные широко распространенным в области валдайского оледенения. Чаще всего они представлены одиночными формами, генетическая связь между которыми в современном фельефе уже не улавливается. Озы и камы часто имеют очень крупные размеры, форма их обычно расплывчатая, часто они бывают размыты.

Общей чертой рельефа этой территории является также почти полное отсутствие озер. Все котловины среди холмисто-моренного рельефа, как правило, сухие, реже они заболочены. Существовавшие здесь озера спущены, а их котловины заполнены осадками и заторфованы. Редко встречающиеся здесь озера являются реликтами древних крупных озер и занимают лишь ничтожную часть озерных котловин, они сильно заилены и заторфованы.

Значительно распространены в рассматриваемой области болота. Современные торфяники на той части территории Калининской и Смоленской областей, которая входит в пределы рассматриваемой территории, занимают около 2% всей площади, а размеры отдельных торфяных массивов не превышают обычно 1—2 тыс. га. В области валдайского оледенения торфяники занимают 8—9% территории, а площадь некоторых торфяных массивов достигает 30—40 тыс. га. В области днепровского оледенения современные торфяники занимают около 0,5% территории и имеют площадь не более 100 га (см. Торфяной фонд РСФСР, 1957).

Наконец, важная особенность древнеледникового рельефа этой территории заключается в том, что он повсеместно имеет явные черты эрозионной переработки. Следствием этого, в первую очередь, является отмеченное выше отсутствие замкнутых котловии и озер среди холмисто-моренного рельефа (рис. 62). Долины рек и ручьев образуют сильно разветвленную гидрографическую сеть, которая в заметной степени уже видоизменила



Рпс. 62. Переработанный конечноморенный рельеф московского оледенения в верховых р. Межи. Сплошные горизонтали через 10 м

облик древнеледникового рельефа, значительно затумевав его ледниковое происхождение. Вблизи крупных речных долин (например, Волги, Молодого Туда, Обши), а также по скатам крупных возвышенностей (например но западному склону Вышневолоцкой пряды в верховьях р. Жукопы, по восточному склону плато Оковский Лес, в бассейне верхнего течения Молодого Туда, и в других местах древнеледниковый рельеф уже в значительной степени приобрел характер долинео-балочного эрозионного рельефа. Если в области валдайского оледенения все долины, как крупные, так и мелкие, наследуют понижения древнеледникового рельефа, то в пределах рассматриваемой территории, большая часть основных долин соответствует ложбинам стока ледниковых вод, но многие мелкие долины имеют уже чисто эрозионное происхождение, утратив прямую связь с древнеледниковыми ложбинами стока. К югу же от рассматриваемой территории уже не речные долины наследуют ложбины стока ледниковых вод, а, на-«борот, сток ледниковых вод происходил по речным долинам, унаследованным от доледникового времени.

Основные реки рассматриваемой территории чаще всего имеют широкие, хорошо разработанные долины с комилексом террас: одной или двух пойменных и до трех надпойменных. На основных реках бассейна верхнего Днепра хорошо выделяются три надпойменные террасы, имеющие относительные высоты 7—10, 15—25 и 30—40 м. На основных реках бассейна верхней Волги такие террасы также развиты очень широко. В долине Волги третья терраса появляется сразу к югу от границы области валдайского оледенения сначала на небольших по протяженности участках. Несколько ниже по течению, в районе Ржева, терраса выражена уже очень хорошо, имея высоту 35—40 м над рекой. Первая и вторая террасы развиты повсеместно. Все три надпойменные террасы хорошо развиты также по рекам Оке и Москве, причем сразу же по выходе этих рек за пределы распространения московского оледенения в их долинах появляется еще одна — четвертая надпойменная терраса.

Из сказанного следует, что рассматриваемый район по характеру рельефа весьма существенно отличается от расположенного севернее района валдайского оледенения. Главное отличие заключается в том, что древнеледниковый рельеф здесь в значительной степени уже утратил свой первопачальный облик и повсеместно несет следы денудационной, в первую очередь, эрозионной переработки. Следствием этого является и почти полное отсутствие озер среди холмисто-моренного рельефа этой области. Резко отличается она и по развитию гидропрафической сети, большей сложности строения речных долин, меньшей зависимости их направлений от путей стока ледниковых вод.

Все это свидетельствует о том, что рельеф района московского оледенения по сравнению с рельефом валдайского оледенения имеет более древний геологический возраст, и возникновение его относится ко времени оледенения, предшествовавшего валдайскому.

Этот вывод, вытекающий из геоморфологического анализа территории, находит полное обоснование в данных о ее геологическом строении, которое будет рассмотрено ниже.

Стратиграфия четвертичных отложений

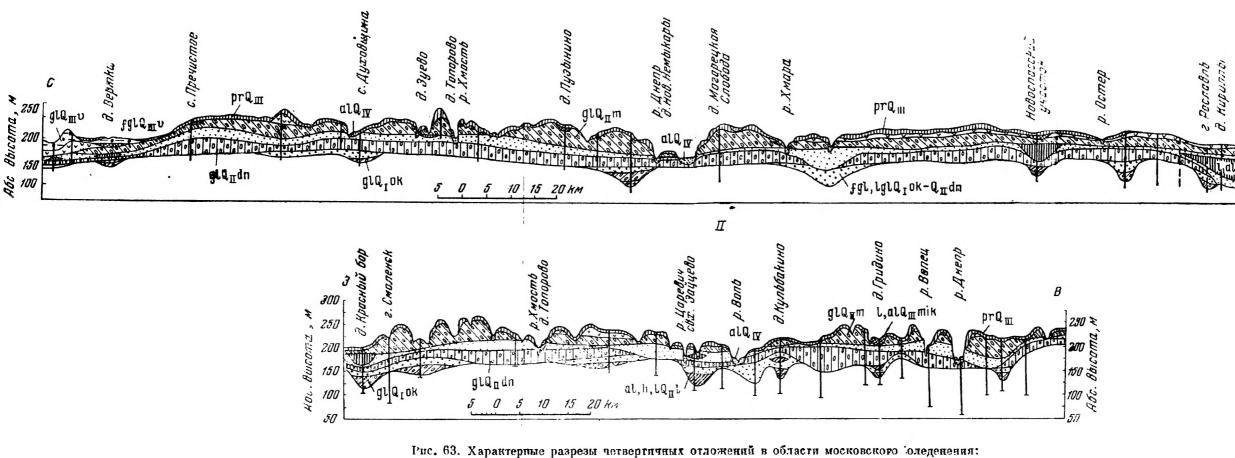
В районе, расположенном между границами валдайского и московского оледенений, как и в более северных районах, четвертичные отложения лежат на очень неровной поверхности коренных пород, заполняя глубокие доледниковые долины. Мощность четвертичных отложений здесь колеблется от 10—15 до 150—160 м, причем в естественных обнажениях наблюдается обычно только верхняя часть четвертичной толщи, нижние же ее горизонты изучены главным образом по буровым скважинам.

Строение четвертичного покрова существенно различно в области древних водоразделов и в древних долинах и других депрессиях доледникового рельефа (рис. 63). На древних водоразделах мощность четвертичных отложений обычно составляет от 40-50 до 70-80 м. Здесь почти повсеместно развиты два моренные горизонта, относящиеся к днепровскому и моследниковьям. Они разделяются хорошо выдержанной межморенной толщей, обычно имеющей мощность около 10—15 м и представленной в основном водно-ледниковыми отложениями конца днепровского и начала московского ледниковий; местами среди них присутствуют также аллювиальные и озерно-болотные отложения одинцовского междедниковья. Однако иногда межморенная толща отсутствует, и московская морена налегает непосредственно на морену днепровского ледниковья; расчленить их в этом случае бывает довольно трудно, хотя иногда на контакте морен удается наблюдать следы почвообразования или выветрива-

Днепровская морена на древних водоразделах в большинстве случаев лежит непосредственно на коренных породах; реже она подстилается водно-ледниковыми образованиями, а в отдельных случаях — маломощной окской мореной, выделить которую обычно можно без труда благодаря тому, что литологически она значительно отличается от днепровской морены и имеет на контакте признаки выветривания. На повыщенных участках древних водоразделов днепровская морена иногда полностью уничтожена процессами денудации в одинцовское и московское время, и московская морена или подстилающие ее водно-ледниковые образования лежат непосредственно на коренных породах. Мощность четвертичного покрова на таких участках обычно сокращается до 15—20 м. Поверх московской морены местами развиты водно-ледниковые отложения, образовавшиеся при отступании московского ледникового покрова. Почти все водораздельные пространства перекрыты маломощной (до 5—6 м), но довольно сложно построенной толщей суглинистых покровных отложений верхнеплейстоценового возраста. В речных долинах наблюдаются поймы и три надпойменные террасы.

В погребенных доледниковых долинах и других депрессиях древнего рельефа мощность четвертичных отложений возрастает до 80—100 м, а в отдельных случаях достигает даже 150—160 м. Здесь часто встречается окская морена, которая иногда подстилается аллювиально-флювиогляциальными отложениями, образовавшимися в начале окского оледенения, а пэредка — и доокскими аллювиально-озерными отложениями. Между окской и днепровской моренами в погребенных долинах обычно наблюдается мощная (до 40—50 м) толща водно-ледниковых и аллювиальных отложений; нередко здесь встречаются озерно-болотные образования лихвинского межледниковья. Значительно увеличивается мощность и толща днепровско-московских межморенных отложений. Среди них часто присутствуют озерно-болотные образования одинцовского межледниковья. Некоторые скважины в древних долинах вскрывают одновременно два горизонта межледниковых отложений (см. рис. 63). Один из таких разрезов у д. Гридина Сафоновского района Смоленской области — был налеоботанически изучен В. П. Гричуком (см. Шик, 1959). Отдельные скважины, но-видимому, вскрывают одновременно даже три горизонта межледниковых отложений. Ниже приводится описание разреза по данным одной из таких скважин, пробуренных при поисковых работах на уголь на Новоспасском участке, в 20 км к юго-западу от г. Ельни (см. разрез 1 на рис. 63).

ргQ_{III} 1. Суглинок серовато-желтый, тонкий неизвестковистый, однородный, в нижней части становится тонко-песчанистым и приобретает светло-серую окраску



1 — по линии с. Пречистое—г. Рославлы; 11 — то же, по линии г. Смоленск — д. Гридино. Условные обозначения те же, что на рис. 40

$\begin{array}{c} \mathbf{hQ_{III}} \ \mathbf{mik} \ , \\ \mathbf{glQ_{II}} \ \mathbf{m} \end{array}$	3. Суглинок коричневато-бурый, песчанистый, неодно-	2,20 AE
	родный, с гравием, галькой и валунами кристал-	
	лических и осадочных п ород размером до 10 см	15,20 м
lQ_{TT} od	4. Супесь зеленовато-серая, неизвестковистая, однород-	
11	ная, с мелкими (до 0,5 мм) обломками раковин	
	•	2.70
	пресноводных моллюсков	2,70 м
»	5. Суглинок грязно-серый, тонкий, однородный, с не-	
	ясной горизонтальной слоистостью, с раститель-	
	ными остатками и вкраплениями вивианита	17,30 м
»	6. Сапропелит коричневато-бурый с зеленоватым оттен-	
"		
	ком, глинистый, известковистый, с очень четкой	
	тонкой горизонтальной слоистостью, с раститель-	
	ными остатками и выделениями вивианита на	
	плоскостях напластования	6,30 m
»	7. Суглинок веленовато-коричневый (табачного цвета)	•
"	тонкий, сильно известковистый, однородный,	
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	с неясной горизонтальной слоистостью, с вклю-	
	чениями вивианита	0,40 m
l, alQ _{II} od	8. Песок коричневато-серый, мелко- и среднезернистый,	
	с небольшим количеством гравия и гальки	5,70 м
glQ_{II} dn	9. Суглинок зеленовато-серый, песчанистый, с гравнем,	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •
9. 4II am	галькой и редкими валунами кристаллических	
		0.00
	и осадочных пород	2,30 м
$lglQ_{II}$ dn	10. Глина красновато-коричневая с зеленовато-серыми	
	иятнами и разводами, вязкая, пластичная	2,40 m
fglQ ₁₁ dn	11. Песок коричневато-серый, разнозернистый, с боль-	
	шим количеством гравия и мелкой галькой; в ниж-	
	<u>=</u>	
	ней части слоя песок становится мелкозернистым,	4.05
	более однородным	1,95 m
lQ _{II} l	12. Песок желтовато-серый, тонкозернистый, очень од-	
	нородный	0,75 м
»	13. Суглинок желтовато-серый, тонкий, сильно извест-	•
	ковистый, однородный, тонкослоистый	5,00 м
IQ_{T_1} 1	14. Песок серый, мелкозернистый, с примесью более	0,00 m
rQII r		
•••	крупных зерен	0,70 m
${ m glQ}_{ m I}$ ok	15. Суглинок зеленовато-серый, тяжелый, плотный,	
	неоднородный, с многочисленным гравием и мел-	
	кой галькой (главным образом местных пород,	
	обломки кристаллических пород встречаются	
	_	9.40 .
	очень редко)	2,40 м

На глубине 70,50 м скважина вышла в породы нижнего карбона. Таким образом, этой скважиной пройдены три морены (слои 3, 9 и 15) и три горизонта озерно-болотных отложений (слои 2, 4—7 и 12—14). К сожалению, произвести палеоботаническое изучение этих отложений не удалось, и датировка их дается предположительно, по аналогии с соседними изученными разрезами.

Доокские озерно-аллювиальные отложения, представленные подстилающими окскую морену тонкими однородными суглинками и глинами или песками, не содержащими гальки кристаллических пород, довольно широко распространены в погребенных долинах рассматриваемого района и иногда достигают мощности 10—15 м. Однако палеоботанически они охарактеризованы (и то очень неполно) только в разрезе скважины у д. Волконщины Рославльского района Смоленской области, лежащей уже за южной границей распространения как московского, так и

окского оледенений (см. рис. 2, шункт 2). Здесь, в довольно глубокой древней долине, врезанной в коренные породы не менее чем на 50 м, под днепровской мореной вскрыта мощная (более 30 м) толща озерно-аллювиальных отложений, палеоботанически изученная М. П. Гричук (рис. 64). Ее верхняя часть содержит значительное количество пыльцы широколиственных пород (главным образом граба — до 27%) и относится, очевидно, к

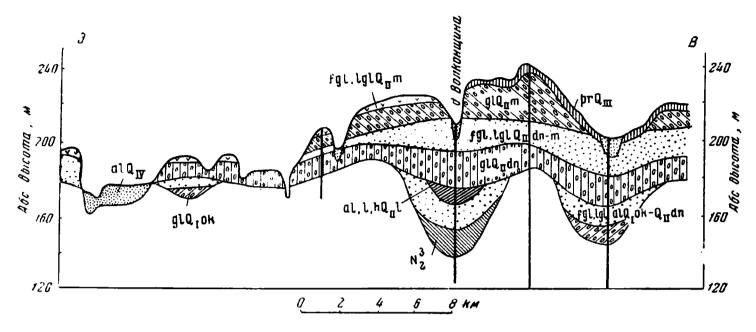


Рис. 64. Условия залегания доднепровских озерно-аллювиальных отложений в районе д. Волконщины.

лихвинскому межледниковью. Ниже залегает толща пород, почти не содержащих пыльцы. Достаточное для подсчета количество пыльцевых зерен удалось обнаружить только в одпом образце, причем оказалось, что среди них весьма значительную роль играет пыльца березы из секции Nanae и ольховника (соответственно 35 и 20%). Очевидно, эта толща образовалась во время окского оледенения, граница которого проходила гдето в районе г. Рославля (в 25 км к северу от д. Волконщины).

Еще ниже в глинах снова появляется пыльца широколиственных пород (до 10%), среди которых наряду с прабом, дубом, вязом и липой присутствуют $Tsuga\ u\ Pterocaria\ (до\ 30\%)$; обнаружена пыльца сосны из секции Cembrae (5%). Стратиграфическое положение (ниже отложений времени окского оледенения) и наличие третичных экзотов позволяют отнести эту часть толщи к доокским отложениям. По-видимому, отложения того же возраста вскрыты скважиной у д. Волокиды Сычевского района Смоленской области. Они также залегают в глубокой древней долине и представлены темно-серыми гумусированными песками мощностью около 8 м, в которых Л. А. Юшко (Спорово-пыльцевая наборатория Геологического управления центральных районов) наряду с большим количеством пыльцы и спор, переотложенных из каменноугольных, юрских и меловых отложений, обнаружила единичные пыльцевые зерна Juglans, а также пыльцу ольхи, липы и двудольных (точнее не определенных). Однако эти пески лежат непосредственно под днепровской мореной и к доокским отложениям могут быть отнесены только предположительно.

Следует отметить, что, по данным Всесоюзного гидрогеологического треста (Е. А. Балашкова и др.), аналогичные доокские озерно-аллювиальные отложения известны и в Мещерской низменности, где в них обнаружено присутствие пыльцы Tsuga, Juglans, Pterocaria и Fagus. В основа-

пии этих отложений залегает базальный горизонт галечника, целиком состоящий из местных пород (главным образом из кремня, размеры обломков которого достигают 15—20 см и более, а в кровле — галечник, содержащий кристаллические породы и образовавшийся в результате размыва окской морены. Аллювиальные отложения с кремневым галечником в осповании, отнесенные Б. М. Даньшиным (1947) к «пахринской фазе оледенения», известны в ряде пунктов и под Москвой, но палеоботанически охарактеризовать их пока не удалось (несмотря на многочисленные анализы, пыльца в них не обнаружена).

По своей палинологической характеристике доокские отложения рассматриваемого района очень сходны с теми отложениями Белоруссии, которые М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959) относят к межледниковью второй половины древней эпохи антропогена (сопоставляя его с тегеленом Западной Европы). Особенно близок разрез у д. Волконщины с разрезом у д. Малое Быково Белорусской ССР, в котором выделяются два горизонта аллювиально-озерных и озерно-болотных отложений (см. рис. 2, пункты 1—16). В нижнем из них, как и в нижней части разреза у д. Волконщины, преобладает пыльца сосны и в небольшом количестве присутствует пыльца Juglans, Tsuga и Pterocaria, а верхний горизонт содержит до 16% пыльцы праба и по характеру спорово-пыльцевого спектра очень сходен с верхней частью озерно-аллювиальной толщи разреза у д. Волконщины. Горизонты с пыльцой теплолюбивых растений в районе д. Малое Быково разделены мореной второй половины древней эпохи, соответствующей, очевидно, окской морене центральных районов Европейской части СССР. Доокские озерно-аллювиальные отложения в разрезе у д. Малое Быково подстилаются валунными песками и мореной, которые Н. А. Махнач и М. М. Цапенко относят к оледенению первой половины древней эпохи антропогена (т. е., очевидно, к оледенению, более древнему, чем окское). В рассматриваемом районе признаков такого опеденения пока не обна-

Морена окского ледниковья сохранилась главным образом в ногребенных долинах, хотя окское оледенение покрывало, по-видимому, весь рассматриваемый район, его граница везде проходит южнее границы московского оледенения. В погребенных долинах мощность морены достигает иногда 25—30 м. В Белоруссии эта морена также развита преимущественно в депрессиях древнего рельефа, причем мощность ее, по данным М. М. Цапенко (1957б), достигает 50—60 м. Однако и в древних долинах окская морена часто бывает размыта и от нее остаются только валуны, сгруженные в основании подстилающих днепровскую морему аллювиальных отложений.

На древних водоразделах окская морена почти совсем уничтожена последующими процессами денудации и сохранилась только на отдельных участках, причем мощность ее, как правило, не превышает 1-2 м. Литологически эта морена довольно сильно отличается от дпепровской и московской морен. Она представлена обычно очень плотными, тяжелыми суглинками и глинами зеленовато-серой окраски, содержащими большое количество мелких (до 1-2 *см*) обломков осадочных (преимущественно мезозойских) пород. Значительно реже встречаются обломки метаморфических и интрузивных пород. Красные и розовые граниты, довольно часто наблюдающиеся в вышележащих моренах, здесь почти совершенно отсутствуют; почти не встречаются и крупные валуны (размером более 10 см). С. А. Яковлев (1956б) объяснял литологическое своеобразие окской морены тем, что отложивший ее ледник распространился в центральные районы Европейской части СССР из новоземельского центра оледенения. Однако, по данным К. А. Ушко (1959), в валуннике, подстилающем в районе г. Чекалина лихвинские межледниковые отложения и образовавшемся в результате размыва окской морены, Б. М. Куплетским встречены валуны гранита, пегматита, габбро и кварцевого порфира, происходящие с Балтийского щита. Очевидно, в окское время рассматриваемая территория покрывалась ледником, распространявшимся из того же
скандинавского центра оледенения, что и в среднечетвертичную эпоху, а
литологические особенности окской морены связаны с тем, что отложивший ее ледник двигался по мезозойским породам почти сплошным чехлом, покрывавшим палеозойские отложения. Поэтому материал палеозойских отложений почти не попадал в окскую морену.

Межморенная толща, отделяющая окскую морену от днепровской (или подстилающая днепровскую морену на тех участках, где окская морена размыта), развита главным образом в древних долинах, где мощность ее часто достигает нескольких десятков метров. На древних водоразделах эти отложения обычно отсутствуют, а на склонах водоразделов мощность их не превышает нескольких метров, причем представлены они главным образом довольно грубыми флювиогляциальными песками, отложившимися при наступании днепровского ледника. В древних долинах в этой толще, напротив, довольно широко развиты озерно-ледниковые отложения, что связано, вероятно, с подпруживанием древних долип мореной окского оледенения.

Значительную роль в этом комплексе играют, очевидно, аллювиальные отложения лихвинского межледниковья, однако отделить их от водно-ледниковых образований удается только в тех случаях, когда сохранились старичные или пойменные отложения, представленные известковистыми или торфянистыми суглинками и содержащие остатки флоры и фауны. Рассматриваемые межледниковые отложения наиболее полно палеонтологически охарактеризованы за границей московского оледенения, у бывшего г. Лихвина (ныне г. Чекалин), по которому рассматриваемое межледниковые получило свое название. Этот разрез изучали многие исследователи (Н. Н. Боголюбов. К. И. Лисицин, В. Н. Сукачев, П. А. Никитин, А. И. Москвитин, К. К. Марков, В. П. Гричук и др). Особенно подробно и всесторонне он был изучен в 1950—1952 гг. К. А. Ушко (1959), который приводит подробную библиографию работ, посвященных этому разрезу.

Лихвинское обнажение находится на левом берегу р. Оки, непосредственно ниже г. Чекалина, в 60 км южнее г. Калуги, на склоне третьей надпойменной террасы, имеющей высоту около 40 м над рекой. По расчисткам, шурфам и скважинам здесь прослеживаются следующие слои (описание приводится по данным К. А. Ушко).

```
1. Суглинок светло-коричневый или желто-бурый, лёс-
    prQ_{III}
                  совидный . . . . . . . . . . . . . . . . . от 1 до 4,7 м
            2. Суглинок корпчневато-бурый, гумусированный, по-
pdQ<sub>111</sub> mik
                  ристый (ископаемая почва) . . . . . . . . . от 0,3 до 0,6 м
al(3t)Q_{II}m (?) 3. Супесь ржаво-желтая и желтовато-серая, книзу пе-
                  реходящая в ржаво-желтый разнозернистый пе-
                  сок с гравнем и мелкими валунами (аллювий
                  третьей надиойменной террасы р. Оки) . . . от 1,5 до 2,5 м
 glQ<sub>11</sub> dn
           4. Суглинок валунный, в верхней части малиново-крас-
                  ный, ниже — бурый, тяжелый, неоднородный,
                  в средней части слоя в суглинке наблюдается до-
                  lglQ<sub>tr</sub> dn
            5. Суглинок светло-серый или желтовато-серый, тонкий,
                  однородный, с тонкой горизонтальной слоисто-
                  стью, в верхней части с мелкими валунчиками
                  (озерно-ледниковые отложения) . . . . . . . от 3,5 до 4,4 м
```

.sl, dl Q _{II} dr	6. Суглинок желто-бурый, песчанистый, неслоистый, в верхней части с линзами и примазками темно-бурого гумусированного суглинка (делювиально-солифлюкционные образования начала дпеп-		
	ровского оледенения)	0,5 до	3,0 .4
alQ _{II} l	7. Переслаивание светло-коричневого, тонкого, одно-		
	родного суглинка и желтого средне- и крупно-		
	зернистого песка (пойменная фация древнего ал-		
	то	4,0 до	5,0 a
$1Q_{II}$ L	- · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	до 5,0	M
»	9. Глина коричневато-бурая, темно-серая и черная, вяз-		
	кая, пластичная, с болотным запахом, с ракови-		
	нами пресноводных моллюсков и многочислен-		
	ными растительными остатками	до 6,8	M
»	10. Тонкослоистый (листоватый) озерный мергель с мно-		
	гочисленными растительными остатками, рако-		
	винами пресноводных моллюсков и отпечатками	4.0	
	рыб	до 1,0	
»	11. Глина зеленовато-серая, в нижней части песчанистая	до 3,5	M
	Слои 8—11 (старичные фации древнего аллювия) за-		
-	лагают в виде линзы, заполняющей углубление в нижеле- жащих песках и прослеживающейся вдоль обнажения на		
	протяжении около 300 м; выше и ниже по течению они		
	выклиниваются и песчано-глинистые породы слоя 7 ло-		
	жатся непосредственно на пески слоя 12.		
alQ_{TT} 1	12. Песок светло-желтый, диагонально-слоистый, с щеб-		
<11	нем, галькой и валунами (русловая фация древ-		
	него аллювия)	до 10	AL
D_3	13. Известняк (выходит только в одном месте; на всем ос-	7,0	
-	тальном протяжении обнажения пески слоя 12		
	уходят под урез воды), видимая мощность	до 2,0	м
	Ψ 11 V 4 V 4 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 1		

Таким образом, межледниковые отложения (слои 7—12) представляют собой аллювиальную толщу общей мощностью около 15 м, с хорошо выраженной русловой, пойменной и старичной фациями. Она приурочена к древней долине, которую здесь пересекает современная долина Оки, так как выше и ниже по течению реки коренные породы поднимаются до высоты 15—20 м над урезом воды и непосредственно покрываются мореной или водно-лодниковыми отложениями днепровского оледенения. У г. Чекалина эта аллювиальная толща лежит непосредственно на коренных породах, а от окской морены здесь остались только валуны, сгруженные в ее осповании. Несколько южнее сохранилась и подстилающая древний аллювий окская морена, которая вскрыта скважинами и наблюдалась в обнажениях но одному из притоков р. Оки (Москвитин, 1931).

Вся толща аллювия содержит органические остатки, свидетельствующие о накоплении ее в межледниковое время. Однако подробно они изучены только в старичных отложениях, соответствующих климатическому оптимуму межледниковья; в русловом аллювии (слой 12) отмечено только присутствие пыльцы ели, сосны и ивы, а в пойменном (слой 7) — чешуп окуня. Данные, полученные при неоднократно проводившемся палеоботаническом изучении старичных отложений Лихвинского разреза, изложены в разделе, посвященном ископаемой флоре. Помимо спорово-пыльцевых анализов и определения макроскопических остатков растений, проводился и диатомовый анализ этих отложений. По данным К. А. Ушко (1959), максимальное количество диатомовых наблюдается в листоватом мергеле (слой 10) и в нижней части покрывающих его глин, т. е. в породах, относящихся к началу межледниковья (зона еловых лесов). Здесь А. П. Жузе и

В. С. Пешуковой обнаружено около 230 видов диатомовых, принадлежащих к 30 различным родам. Вверх и вниз по разрезу диатомовые довольно быстро исчезают. Комплекс диатомовых содержит некоторые виды, свойственные плиоцену (однако представленные своеобразными разновидностями), и довольно существенно отличается от комплекса диатомовых, свойственного микулинским межледниковым отложениям.

В листоватом мергеле обнаружено также большое количество мергелистых стяжений с отпечатками рыб, среди которых В. Д. Лебедев (см. Ушко, 1959) определил более 200 экземпляров, принадлежащих 17 различным родам и видам. Все они характерны и для современных водоемов центральной части Европейской равнины. В этих же отложениях обнаружены остатки выдры, водяной крысы, лесной мыши и полевки.

В области московского оледенения лихвипские межледниковые отложения вскрыты скважинами в погребенных доледниковых долинах в ряде пунктов, но палеоботанически они изучены только у деревень Кульбакина (совхоз Копыровщина), Манчина и Гридина Смоленской области. Все эти разрезы охватывают только конец межледниковой эпохи (см. табл. 6, разрезы 10, 11 и 12), однако, наличие в пыльцевых диаграммах характерного максимума пыльцы пихты (до 50%) на фоне довольно значительного развития пыльцы граба (до 20%) позволяет уверенно относить эти отложения к лихвинскому межледниковью ²⁰.

Во всех трех пунктах описываемые аллювиальные отложения залегают в древних долинах между пижней и средней моренами, которые, таким образом, несомненно относятся к окскому и днепровскому оледенениям. Межледниковые отложения представлены тонкими одородными торфянистыми суглинками с большим количеством растительных остатков. Мощность суглинков в д. Кульбакине составляет более 10 м, в д. Гридине — около 1,2 м, а в д. Манчине — всего 0,4 м. Суглинки подстилаются мелкозернистыми песками, в нижней части содержащими значительное количество гравия, гальки и валунов. Мощность песков составляет 9 м в д. Гридине, 12 м в д. Манчине и 16 м в д. Кульбакине.

Палеоботанически пески не изучались, вероятно, они представляют собой русловую фацию аллювиальных отложений лихвинской межледниковой эпохи. Очевидно, к этому же межледниковью относится также мощный (около 10 м) погребенный торфяник, вскрытый при строительстве Краснохолмского моста в г. Москве (Мирчинк, 1940б; Шанцер, 1947); одпако оп находится в очень неясных стратиграфических условиях и может быть отнесен к лихвинскому межледниковью только по находке в нем зуба Elephas antiquus Falc. весьма древнего типа (Громов, 1940).

В рассматриваемом районе пока не встречено болотных образований лихвинского межледниковья, приуроченных к древним водоразделам. Очевидно, они были почти повсеместно уничтожены денудацией в доднепровское и днепровское время.

Довольпо многочисленные разрезы лихвинских межледниковых отложений известны в Белоруссии. Наиболее полные из них — у селений Жидовщизна, Лаперовичи, Копысь (см. табл. 6, разрезы 6, 7 и 9) находятся в значительно менее ясных стратиграфических условиях, чем описанные выше межледниковые отложения Смоленской области, а для многих разрезов, описанных М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959), палеоботанические данные настолько фрагментарны, что трудно уверенно говорить о принадлежности их к лихвипской межледниковой эпохе. Однако и в Белоруссии, по данным этих авторов, есть песколько разрезов (например у д. Гребенки, д. Малое Быково), характеризующихся вполне ясными стратиграфически-

²⁰ Разрезы у деревень Кульбакина и Манчина были палеоботанически изучены В. Н. Сукачевым, а разрез у д. Гридина — В. П. Гричуком (см. Шик, 1959).

ми условиями (они расположены между моренами второй половины древней эпохи и первой половины средней эпохи, соответствующими по нашей терминологии окской и днепровской моренам) и песомненно относящихся к лихвинскому межледниковью.

Морена днепровского ледниковья представляет собой один из наиболее широко распространенных и постоянных горизонтов четвертичной толщи рассматриваемого района. Она отсутствует только на отдельных участках речных долин, врезанных в коренные породы, и на некоторых древних водоразделах, где московская морена или подстилающие ее водно-ледниковые отложения лежат на коренных породах. Мощность днепровской морены на древних водоразделах довольно постоянна и обычно составляет 25—30 м, в древних долинах она нередко возрастает до 40—50 м и более или, напротив, сокращается (вследствие размыва в одинцовское время) вплоть до полного выклинивания (см. рис. 63).

Днепровская морена представлена в основном серовато- и коричневатобурыми неоднородными суглинками с большим количеством гравия, гальки, щебня и валунов, причем обычно резко преобладает обломочный материал, происходящий из местных палеозойских пород. Иногда морена состоит из захваченных ледником перемятых мезозойских (главным образом юрских) пород. Такая морена часто имеет совершенно черную окраску и содержит, наряду с валунами кристаллических пород, большое количество остатков юрской фауны; она довольно широко развита непосредственно к западу от Москвы — в Истринском, Можайском и прилегающих к ним районах. Встречаются в морене и крупные отторженцы коренных пород. Так, в Глинковском районе Смоленской области скважиной пройден отторженец нижнекаменноугольных пород мощностью около 50 м, «надвинутый» на мезозойские отложения. В толще днепровской морены встречаются линзы и прослои песков; иногда к морене бывают приурочены крупные скоплении гравийно-галечного материала, слагающие «холмы», погребенные под московской мореной (район ст. Рябцева Смоленской области). Д. И. Погуляев (1955) рассматривает их как погребенные краевые (конечноморенные) образования, сформировавшиеся при отступании днепровского ледника.

Водно-ледниковые, аллювиальные и озерные отложения, отделяющие днепровскую морену от московской, образуют выдержанный горизонт, мощность которого на древних водоразделах обычно не превышает 10—15 м, а в древних долинах нередко возрастает до 30—40 м. При этом на водоразделах преобладают флювиогляциальные отложения, образовавшиеся во время наступания днепровского и отступания московского ледников, а в древних долинах широко развиты озерно-ледниковые отложения (ленточные глины) днепровского оледенения, а также озерно-аллювиальные отложения одинцовского межледниковья.

Среди одинцовских межледниковых отложений, в отличие от лихвинских, широко развиты не только аллювиальные, но и озерные образования, достигающие мощности нескольких десятков метров. Их накопление происходило в озерах, образовавшихся в результате подпруживания древних долин неравномерно отложившимся моренным материалом. Встречаются также погребенные торфяники, приуроченные к древним водоразделам.

Ряд проточных озер, очевидно, образовался в одинцовское время в долине пра-Десны (в юго-восточной части современной Смоленской области). Одно из них находилось в районе г. Рославля, в месте впадения в долину пра-Десны крупного притока. По данным ряда буровых скважин, вскрывших отложения этого озера, можно заключить, что оно имело длину не менее 15 км и ширину 5—6 км.

Озерные отложения в районе г. Рославля почти везде залегают между московской и днепровской моренами (см. рис. 63); лишь у д. Кириллы

диепровская морена размыта, и озерная толща лежит непосредственно на коренных породах. В г. Рославле скважиной вскрыта также окская морена, отделенная от днепровской толщей водно-ледниковых отложений мощностью около 15 м, а в пос. Подруднянском на коренных породах залегает галечник, содержащий гальку кристаллических пород и образовавшийся, очевидно, за счет размыва окской морены. Он отделяется от днепровской морены довольно мощной (более 8 м) толщей водно-ледниковых отложений.

Накопление осадков в этом озере началось во время отступания днепровского ледника, так как в основании озерных отложений везде наблюдаются ленточные глины мощностью до 8 м. Кверху они постепенно переходят в однородные известковистые суглинки с растительными остатками и вкраплениями вивианита; мощность их у д. Кириллы достигает 38 м. В нижней части суглинков по всем скважинам прослеживается прослой мергеля, выше — прослой разнозернистого песка. В мергеле встречены остатки раковин Valvata piscinalis Müll., Sphaerium solidum Norm, Bythinia tentaculata L., Radix ovata Drap., Pisidium subtruncatum Malm., P. henslowanum Shepp., P. cf. astartoides Sondb., Gyraulus sp. 21 Этот комплекс моллюсков характерен для крупных проточных озер. Интересно присутствие в его составе Pisidium astartoides — формы, не встречающейся в более молодых отложениях.

Результаты палеоботанического изучения разрезов у пос. Подруднянского и д. Кириллы, проведенного В. П. Гричуком, приведены выше (см. табл. 7, разрезы 30 и 29). Охватывающие большую часть межледникового периода, они являются наиболее полными из изученных до сих пор разрезов одинцовских отложений. На основании главным образом данных изучения этих разрезов в одинцовском межледниковье удалось выделить два климатических оптимума, разделенных периодом значительного похолодания. По тем пунктам, где соответствующие отрезки межледниковой эпохи были наиболее полно изучены, эти климатические оптимумы были названы В. П. Гричуком глазовским и рославльским, а разделяющий их промежуток времени — красноборским похолоданием.

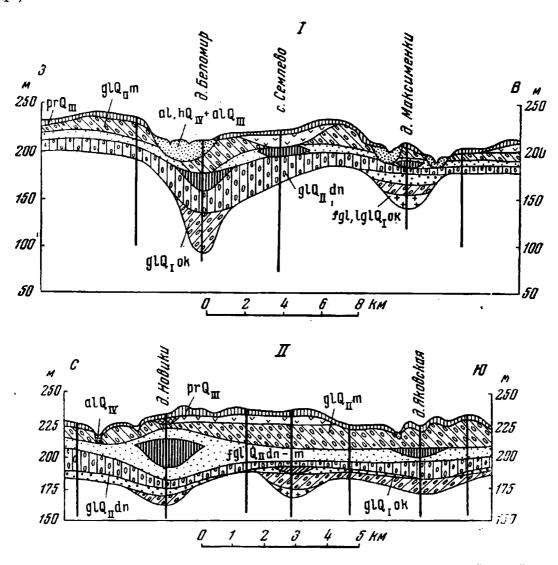
Следует отметить, что изменения климата на протяжении одинцовской межледниковой эпохи существенно отражались и на литологии озерных отложений: нижнему (глазовскому) климатическому оптимуму в разрезах у д. Кириллы и пос. Подруднянского соответствует прослой мергеля, а максимуму красноборского похолодания— прослой разнозернистого песка. При этом из общей толщи межледниковых отложений, достигающей мощности почти 40 м, на глазовский климатический оптимум приходится слой мощностью не более 2—3 м, что указывает, очевидно, на относительно небольшую продолжительность этого теплого отрезка времени.

Крупное озеро существовало в одинцовское время, очевидло, в долине одного из притоков пра-Десны юго-западнее г. Ельни; его осадки, представленные сапропелитами и торфянистыми суглинками общей мощностью до 30 м, вскрыты несколькими скважинами (см. рис. 62 и приведенное выше списание скважины на Новоспасском участке), однако палеоботанически они не изучены.

Озерные отложения одинцовского межледниковья встречены также в долинах притоков пра-Десны у деревень Беломира (Шик, 1957), Красного Бора (Шик, 1960а), Сухого Починка (Шик, 1959), Федоровки, у ст. Дурова, г. Ельни и в других пунктах (рис. 65, см. также рис. 63). У д. Беломира

²¹ Определения моллюсков произведены сотрудником Биолого-почвенного факультета МГУ П. В. Матекиным.

пакопление их происходило, очевидно, в период первого (глазовского) климатического оптимума (см. табл. 7, разрез 24), а в остальных разрезах — в период красноборского похолодания, так как содержание пыльцы широколиственных пород в них не превышает 8—10% (см. табл. 7, разрезы 21, 27 и др.).



-Рис. 65. Условия залегания одинцовских межледниковых отложений в районе с. Семлево (I) и у д. Новики (II).

Озерные отложения одинцовского межледниковья известны и в долине пра-Угры у деревень Глазова, Хмельники, Матова и др. Наиболее подробно палеоботапически они изучены у д. Глазова Барятинского района Калужской области (см. табл. 7, разрез 31). Озерные отложения, представленные известковистыми суглинками и гиттиями с прослоем мергеля, книзу, как и в районе г. Рославля, переходящими в ленточные глины, имеют мощность около 17 м. Озерная толща покрывается московской мореной, имеющей мощность около 45 м, и подстилается пятидесятиметровой толщей валунных суглипков, в которой по окраске и составу валупов выделяются два горизонта, соответствующие, очевидно, моренам окского и днепровского оледенений.

Результаты палеоботанического изучения разреза у д. Глазово, выполненного В. П. Гричуком, изложены в разделе об ископаемых флорах. Этот разрез особенно интересен тем, что здесь удалось детально изучить нижнюю часть озерной толщи, образовавшуюся еще в конце днепровского оледенения, и выделить отложения последней стадии оледенения, не достигав-

шего в это время рассматриваемого района, и предшествовавшего ей интерстадиала, названного В. П. Гричуком «деснинским интерстадиалом». Несмотря на значительную мощность озерной толщи, она соответствует только первой половине межледниковой эпохи (до начала красноборского похолодания); как и в районе Рославля, глазовскому климатическому оптимуму соответствует прослой мергеля мощностью около 2 м.

У д. Хмельники Знаменского района Смоленской области одинцовские межледниковые отложения залегают совершенно в таких же условиях, как и у д. Глазова. Они представлены тонкослоистыми известковистыми суглинками и диатомитами мощностью около 5 м. Палеоботаническое исследование этого разреза, выполненное А. А. Гузман (1961), показало, что, несмотря на незначительную мощность озерных отложений, они накапливались в течение значительной части межледниковья — с середины глазовского климатического оптимума до конца рославльского оптимума (табл. 7, разрез 26).

У д. Матова Дзержинского района Калужской области озерные отложения залегают между днепровской и московской моренами и представлены известковистыми суглинками мощностью более 20 м. По данным пыльцевого анализа, выполненного А. А. Гузман, здесь на протяжении всего разреза преобладает пыльца сосны или березы; пыльца широколиственных пород встречена только в нижних образцах, причем содержание ее не превышает 6—8%. Очевидно, эти озерные отложения образовались в период красноборского похолодания. Озерные суглинки подстилаются слоем охры мощностью около 1 м, соответствующим, вероятно, глазовскому климатическому оптимуму.

Два разреза одинцовских межледниковых отложений известны и в северо-западной части рассматриваемого района, в древней погребенной долине, принадлежавшей бассейну Балтийского моря. Наиболее интересен из них разрез у д. Новики Сафоновского района Смоленской области. Скважина, пробуренная здесь при поисковых работах на уголь, вскрыла три морены: московскую, днепровскую и окскую (см. рис. 64). При этом на московской морене залегают болотные отложения, образовавшиеся, очевидно, в самом конце микулинского межледниковья (в них преобладает пыльца сосны, в верхней части сменяющаяся пыльцой березы). Между днепровской и московской моренами вскрыта мощная (более 20 м) толща известковистых суглинков с прослоями торфа, мергеля и диатомита. По данным пыльцевых анализов, выполненных М. А. Недошивиной (Спорово-пыльцевая лаборатория Геологического управления центральных районов), она накапливалась во время красноборского похолодания и рославльского климатического оптимума (см. табл. 7, разрез 22).

Под Москвой одинцовские межледниковые отложения известны у с. Ильинского Можайского района. Здесь, па левом берегу р. Москвы между двумя моренами обнажается толща коричневатых топкослоистых глин с раковинами пресноводных моллюсков и другими остатками водных организмов. Они подстилаются мелко- и крупнозернистыми песками, в основании которых сгружены галька и валупы. Пески, представляющие собой, очевидно, русловую фацию древнего аллювия, имеют мощность около 1 м, а глины (старичная фация) — около 3,5 м. По данным палеоботанического изучения глин, проведенного В. П. Гричуком (1948), на всем протяжении разреза преобладает пыльца сосны и ели и встречаются лишь единичные пыльцевые зерна дуба, липы и орешника. Вероятно, накопление этих старичных отложений также происходило во время краспоборского похолодания (см. табл. 7, разрез 34).

Особенно интересен разрез одинцовских межледниковых отложений, вскрытый недавно буровой скважиной у д. Сукромны Алексинского района Тульской области, уже за пределами распространения московского

оледенения. Здесь, на водоразделе рек Крушмы и Оки, в погребенной превней долине, по которой в доднепровское время осуществлялся сток из современной долины р. Упы в долину р. Оки (Швецов, 1932), под покровными суглинками мощностью около 8 м, образовавшимися, очевидно, во время московского и валдайского оледенений, буровой скважиной вскрыта очень мощная (более 60 м) толща озерных отложений, подстилаемая днепровской мореной. Палеоботаническое изучение этой озерной толщи, производимое А. А. Гузман, еще не закончено; однако, по предварительным данным, в ней на глубинах 19 и 43 м выделяются отложения с большим количеством пыльцы широколиственных пород (до 85-89%), представленных главным образом дубом и вязом, соответствующие, по-видимому, глазовскому и рославльскому климатическим оптимумам. Они разделяются отложениями, в которых резко преобладает пыльца березы (до 86%), а широколиственные породы местами совершенно отсутствуют. Почти нет пыльцы широколиственных пород и в самой верхней части разреза (выше 19 м), где преобладает пыльца сосны и присутствует значительное количество ныльцы ели. По-видимому, этот разрез является еще более полным, чем все известные до сих пор разрезы одинцовских межледниковых отложений, и охватывает весь промежуток времени от начала до конца межледниковья.

Все упоминавшиеся выше разрезы одинцовских озерных отложений приурочены к древним долинам, однако, одинцовские межледниковые отложения иногда встречаются и на древних водоразделах, где они представлены болотными образованиями (торфяниками различного состава). Такие погребенные торфяники встречены у с. Семлева и у д. Яковской Сафоновского района Смоленской области. Болотные отложения одинцовского межледниковы вскрыты в этой области также у д. Максименки, на месте древней долины, почти совершенно заполненной водно-ледниковыми отложениями и моренами окского и днепровского оледенений. Во всех этих пунктах одинцовские погребенные торфяники залегают непосредственно на днепровской морене и покрываются московской мореной или прислоненными к ней водно-ледниковыми отложениями; мощность их не превышает 3-4 м (см. рис. 65). По данным палинологических анализов, пакопление болотных отложений у д. Максименки и д. Яковской происходило во время рославльского климатического оптимума, а у с. Семлева — во время красноборского похолодания ²².

В большинстве случаев, однако, на древних водоразделах отложения одинцовского времени отсутствуют, но нередко удается наблюдать следы погребенной почвы, образовавшейся во время одинцовского межледниковья. Такая погребенная почва (подзолистого тида), сформированная на днепровской морене и перекрытая московской мореной или межморенными отложениями, описана А. И. Москвитиным (1954а) в карьерах кирпичных заводов у г. Одинцова Московской области. В ней хорошо выражен оподзоленный элювиальный горизонт и илювиальный горизонт (В). Следов гумусового горизонта наблюдать не удалось — очевидно, он был разрушен водной или ветровой эрозией еще до захоронения почвы. Однако Е. В. Рухина (1959), проводившая литологическое изучение образдов, собранных А. И. Москвитиным в одинновском разрезе, отмечает присутствие в обоих горизонтах погребенной почвы органического вещества (гумуса), монтмориллонита, которых нет в выше- и нижележащих отложениях. Для горивонта В характерно присутствие значительного количества (до 30%) атрегатов, сцементированных гидроокислами железа. По гранулометрическому и минералогическому составу погребенная почва близка к морене, на

 $^{^{22}}$ Палинологическое изучение разрезов у д. Максименки проведено Г. М. Братцевой, у д. Яковской — М. А. Недошивиной и у пос. Семлева — Л. А. Юшко.

которой она сформирована, однако отличается от нее большим содержанием дистена, роговой обманки и других неустойчивых минералов.

Следует отметить, что межледниковые отложения одинцовского времени (кроме погребенной почвы) в разрезе у г. Одинцова до последнего времени че были известны. Межморенные суглинки, в которых были найдены остатки фауны млекопитающих (Карпинский, Николаев, 1930; Меннер, 1930) и которые отдельными исследователями принимались за межледниковые отложения, на самом деле являются водно-ледниковыми отложениями начала московского оледепения; на это указывают и их литология (ленточная слоистость), и присутствие в составе фауны овцебыка (Ovibos sp.), и данные пыльцевых анализов (обнаружены лишь единичные пыльцевые зерна сосны, березы и травянистых растений). Однако в настоящее время в новом глубоком карьере Одинцовского кирпичного завода между днепровской и московской моренами вскрыта толіца озерных отложений мощностью более 10 м, в верхней части представленная сизовато-серыми сапропелевыми суглинками с обрывками растительной ткани, остатками надкрылий жуков и другими органическими остатками. Возможно, часть этой озерной толщи образовалась во время одинцовского межледниковья (палинологически она еще не изучена).

Следы одинцовской погребенной почвы (также подзолистого типа) нередко удается выделить и в разрезах буровых скважин. Верхняя часть днепровской морены часто бывает сильно выщелочена, валуны кристаллических пород в ней совершенно разрушены, а иногда наблюдается и подзолистая присынка (горизонт А2); ниже залегает горизонт, обогащенный гидроокислами железа, иногда обладающий характерной ореховатой структурой (горизонт В). Преимущественно подзолистый тип погребенных почв одинцовского межледниковья А. И. Москвитин (1946, 1950а, 1954а) отмечает и для более южных районов Европейской части СССР. Очевидно, формирование их связано с продолжительными, сравнительно прохладными отрезками межледниковья (начало и конец межледниковья, красноборское похолодание), когда лесная зона, вероятно, распространялась южнее, чем в пастоящее время. Относительно кратковременные климатические оптимумы с ксерофильными условиями, когда степная растительность проникала довольно далеко на север, существенно не отразились на типе почв.

Озерные отложения, залегающие между днепровской и московской моренами, довольно широко распространены и в Белоруссии (Цапенко и Махнач, 1959), однако до последнего времени там не было известно разрезов, отражающих периоды климатических оптимумов одинцовского межледниковья. Только недавно, по личному сообщению Н. А. Махнач, в районе пос. Старобина был палеоботанически изучен разрез со значительным содержанием пыльцы широколиственных пород, представленный почти исключительно пыльцой дуба и вяза и соответствующий, вероятно, глазовскому климатическому оптимуму. Межледниковые отложения, относящиеся, очевидно, к самому началу одинцовского межледниковья, в последнее время обнаружены и на территории Латвии (Спрингис и Перкенс, 1960; см. также табл. 7, разрезы 18 и 19).

Морена московского ледниковья распространена в рассматриваемом районе еще шире, чем днепровская, она покрывает всю территорию Белоруссии, далее южная граница ее распространения проходит примерно по линии: Рославль — Киров — Калуга — Малоярославец — Подольск — Бронницы. В этой области московская морена отсутствует только в некоторых современных речных долинах. Мощность ее обычно составляет 30—40 м, превышая, таким образом, мощность днепровской морены. В погребенных долинах она нередко увеличивается до 45—50 м (разрезы у с. Глазова, с. Хмельники, г. Ельни). Однако особенно большую мощность

(до 70—80 м и более) имеет московская морена в области конечноморенных образований.

Московская морена представлена в основном красновато- или коричневато-бурыми валунными суглинками и супесями, в целом значительно более песчанистыми и грубыми, чем породы, слагающие днепровскую морену. Значительно повышается по сравнению с днепровской мореной и содержание валунов кристаллических пород, хотя в большинстве случаев осадочные породы все же преобладают над кристаллическими. Морепа часто содержит гнезда, линзы и прослои песков различной мощности. Особенно сильно опесчанена морена в области развития краевых образований, где передко в ее составе пески и супеси преобладают над суглинками и глинами, а некоторые конечноморенные гряды и холмы полностью сложены грубыми, плохо отсортированными песками мощностью в несколько десятков метров.

Часто в морене паблюдаются отторженцы ленточных глип, легко обнаруживающиеся даже в керне скважин, так как они обычно бывают сильно перемятыми или слои в них сильно наклонены, поставлены «на голову» или даже перевернуты. Нередко встречаются также отторженцы коренных (главным образом налеозойских) пород, в большинстве случаев связанные с древними долинами или другими крупными неровностями рельефа, где создавались наиболее благоприятные условия для экзарационной деятельности ледника. Особенно широко распространены отторженцы в районе между городами Вышним Волочком и Торжком. Крупные отторженцы известны также в районе с. Молодого Туда и в некоторых других пунктах. Встречаются и морены напора, сложенные из сдвинутых с места и дислоцированных более древних четвертичных отложений (северо-западнее г. Можайска и в других пунктах).

Иногда в толще московской морены наблюдаются выдержанные маломощные прослои озерных суглинков, образовавшихся, очевидно, во время каких-то осцилляторных подвижек ледника, на что указывает присутствие в них только единичных пыльцевых зерен березы (разрез у д. Маслова и др.). В отдельных разрезах в московской морене выделяются два горизонта, сильно различающиеся по цвету и другим литологическим особенностям; на их контакте наблюдаются признаки почвообразования, указывающие, очевидно, на то, что во время московского оледенения было улучшение климата межстадиального характера (Юхновский район Калужской области).

озерно-ледниковые Флювиогляциальные И жения, образовавшиеся во время отступания московского ледиика, занимают довольно общирные пространства в рассматриваемом районе. Флювиогляциальные отложения образуют зандровые поля, обычно примыкающие с внешней стороны к выделяющимся здесь зонам колечноморенных образований. Они приурочены также к зандровым протокам и долинным зандрам, переходящим за грапицей московского оледенения в четвертые надиойменные террасы речных долин. Мощность этих отложений достигает 8-10 м и более; они состоят обычно из мелкои среднезернистых песков, содержащих прослои гравийно-галечного материала. Кроме того, довольно широко распространены маломощные (до 1-2 м) фиювиогияциальные отложения, представленные обычно плохо отсортированными глинистыми песками, плащеобразно перекрывающими все неровности моренного рельефа.

По-видимому, они представляют собой отложения неледниковых потоков, спроектированные на дневную поверхность при таянии льда. В западинах и котловинах моренного рельефа развиты озерно-ледниковые отложения, представленные супесями, суглинками и глинами, часто имеющими типичную ленточную слоистость; иногда они образуют песколько уровней озерно-ледниковых террас, связанных, очевидно, с отдельными этапами деградации приледниковых озер.

Микулинские межледниковые отложения изучены в рассматриваемом районе по нескольким разрезам. На водоразделах они залегают на московской морене и перекрыты покровными суглинками, в крупных балках иногда лежат под овражным аллювием, а в ретных долинах — прислонены к морене и залегают под аллювиальными отложениями второй, а иногда, возможно, и третьей надпойменной террасы. В области, непосредственно примыкающей к границе валдайского оледенения, отложения микулипского межледниковья залегают под зандровыми песками. Наиболее интересным из таких разрезов является разрез у д. Зуева (см. табл. 10, разрез 53), впервые описанный Н. Н. Соколовым (1949), а в последнее время более детально изученный при геологической съемке, проводившейся сотрудниками Геологического управления центральных районов (М. И. Лонатниковым и др.). Озерно-болотные отложения были вскрыты здесь тремя специально пробуренными скважинами, причем во всех случаях опи залегают на московской морене под флювиогляциальными песками. По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного М. А. Недошивиной, образование их происходило в течение всей межледниковой эпохи. Этим отложениям соответствует одна из наиболее полных и тицичных пыльцевых диаграмм известных для микулинского межледниковья в рассматриваемом районе (см. табл. 10, разрез 53).

В аналогичных условиях залегают озерно-болотные отложения у д. Сковорова, охарактеризованные выше, при описании области валдайского оледенения, а также па р. Граничной (Кац, 1956), на р. Малой Коше у д. Лошакова и в некоторых других пупктах. Возможно, в некоторых из этих районов озерно-болотные отложения первоначально были перекрыты мореной валдайского оледенения, которам затем была размыта талыми ледниковыми водами, однако большая их часть, вероятно, таходится уже за пределами распространения валдайского ледника.

На большей части территории московского оледенения микулинские межледниковые отложения лежат на водоразделах под покровными суглинками мощностью от 1.5-2 до 5-6 м, а на крайнем юго — до 8-10 м. Обычно они приурочены к западинам моренного рельефа, часто хорошо выражепным и в современном рельефе; многие из них теперь заболочены, а в некоторых сохранились небольшие озерки. Накопление микулинских отложений в большинстве случаев началось в озерах, сохранившихся после московского оледенения. Поэтому нижняя часть их обычно представлена озерными осадками (известковистыми супесями и суглинками, гиттиями и сапропелитами), часто содержащими остатки раковин пресноводных моллюсков. Кверху эти отложения переходят в торфянистые суглипки и торф, образование которых было связано с постепенным зарастанием озер. В самой верхней части разреза иногда снова появляются озерные отложения (гиттии и сапропелиты), что указывает па новое значительное обводнение водоемов в конце межледниковья. Очевидно, оно было связано с общим увеличением влажности в этот промежуток времени. Мощность таких озерпоболотных отложений иногда достигает 8—10 м. Однако в микулинское время, как и в голоцене, болота образовывались не только путем зарастания озер: нередко наблюдаются болотные отложения микулинского межледниковья, не подстилаемые озерными осадками и представленные торфянистыми суглипками и торфом молиностью всего в 2—3 м, а у д. Дубровы Рославльского района Смолепской области погребенный торфяник имеет мощность всего около 1 м. Несмотря на такую незначительную мощность, накопление его, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Л. А. Юшко, продолжалось в течение всего межледниковья (Шик, 1958a).

Микулинские озерно-болотные отложения, залегающие на водоразделах на московской морене и перекрытые покровными суглинками, известны в рассматриваемом районе в нескольких десятках пунктов (главным образом по разрезам буровых скважин, колодцев и карьеров); из них более полутора десятков разрезов изучены в палеоботаническом отношении. Наиболее полные и типичные спорово-пыльщевые диаграммы получены для района Центрального лесного заповедника (Соколов, 1949), для разрезов у деревень Дубровы, Гридина и Павловского (Шик, 1958а), а также у г. Можайска, деревень Ступина и Мальцева и других пунктов (см. табл. 10).

Многие разрезы микулинских межледниковых отложений известны по естественным обнажениям в речных долинах, где они в большинстве случаев перекрыты сравнительно маломощным (2-3 м, редко более) аллювием второй или третьей надпойменной террасы. Однако генетически они не связаны с аллювием, а залегают в его цоколе и заполняют углубления на поверхности морены, слагающей обычно ложе террасы. Почти во всех известных случаях они представлены озерными гиттиями и сапропелитами, кверху иногда переходящими в торфянистые суглинки и торф. Очевидно, они представляют собой осадки озер, приуроченных к тем понижениям московского моренного рельефа, вдоль которых были выработаны современные речные долины. Эти отложения известны в гораздо меньшем количестве пунктов, чем озерно-болотные отложения, залегающие на водоразделах под покровными суглинками. Однако они обычно наблюдаются в естественных обнажениях и поэтому гораздо лучше изучены. Именно в таких условиях находятся классические разрезы у с. Троицкого (Sukačev, 1928, и др.) 23, д. Потылихи (Доктуровский, 1931), д. Дрожжина (Доктуровский, 1930), д. Новых Немыкар (Мирчинк, 1935; Доктуровский, 1935) и разрезы, детально изученные в послевоенные годы: у г. Юхнова (Чеботарева, 1949), между деревнями Аносовым и Веньяминовым на р. Истре (Данилова, 1951), близ ст. Коренева (Кап Н. Я., Кап С. В., 1958 и 1959), у д. Топорова (Шик, 1958а), у д. Маслова (Данилова, 1959) и др. Для всех этих разрезов получены очень полные спорово-пыльцевые диаграммы, отражающие характерную для микулинского межледниковья смену зон развития древесной растительности (см. табл. 10). Для многих из разрезов, кроме палинологических анализов, проведено также изучение семян и других растительных остатков.

Выше уже указывалось, что в озерных отложениях микулинского межледниковья часто встречаются раковины пресноводных моллюсков. Из разрезов у деревень Гридина и Топорова П. В. Матекиным и Л. С. Козловской определены: Dreissena polymorpha Pallas, Valvata piscinalis Müll., V. piscinalis var. borealis Milach., V. pulchella Stud., V. cristata Müll., Bithynia tentaculata L., B. leachi Shepp., Gyraulus albus Müll., Limnaea stagnalis L., Physa fontinalis L., Pisidium amnicum Müll., P. lilljeborgy Cless., P. casertanum Poli и др. Этот комплекс отличается от комплекса моллюсков, обнаруженных в одинцовских межледниковых отложениях, появлением Dreissena polymorpha, не известной из более древних отложений, и отсутствием такой архаичной формы, как Pisidium astartoides.

Покровные суглинки распространены в рассматриваемом районе не очень широко. Они представляют собой перигляциальные образования, сформировавшиеся во время валдайского оледенения, а частично,

²³ В результате палинологического изучения Троицкого разреза, проведенного в 1960 г. М. А. Недошивиной по образцам из монолитов, отобранных в 1930 г. А. И. Москвитиным, получена спорово-пыльцевая диаграмма, очень типичная для микулинского межледниковья. Таким образом, результаты анализов не подтвердили наше прежнее предположение (Шик, 1957, 1959) об одинцовском возрасте озерных отложений, вскрытых в этом разрезе. Правы были В. Н. Сукачев (Sukačev, 1928) и Б. М. Даньшин (1947), которые относили их к микулинской (рисс-вюрмской) межледниковой эпохе.

возможно, и во время второго верхнеплейстоценового оледенения. Такое определение возраста покровных суглинков основывается на том, что они часто залегают на микулинских озерно-болотных отложениях или на соответствующей им погребенной почве. Образование их в перигляциальных условиях подтверждается литологическими особенностями, сближающими покровные суглинки с лёссами, и наличием в их толще многочисленных следов различных криотурбаций.

Покровные суглинки покрывают сплошным чехлом почти все водораздельные пространства рассматриваемого района. Они отсутствуют только в пределах наиболее крушных зандровых массивов (Угринская низина; запдровая равнина, расположенная юго-восточнее г. Ельпи и др.). О причине этого явления будет сказано ниже. Мощность суглинков очень закономерно увеличивается с севера на юг, от $1-1.5 \, \text{м}$ у границы валдайского оледенения до 8-10 м у границы московского оледенения, южнее г. Рославля, и с востока на запад. Так же закономерно изменяются и литологические признаки суглинков. На большей части района они представляют собой тонкие однородные неизвестковистые суглинки, в которых преобладают супесчанистые частицы (0.05-0.005 мм), их содержание достигает 60-70%. Однако при движении в северном направлении суглинки становятся менее однородными, в них повышается содержание глинистых частиц и появляется значительная примесь песчаной фракции, почти совершенно отсутствующей в более южных районах. В южном паправлении суглинки, напротив, становятся все более и более однородными; содержание суцесчанистых частиц достигает 80-85%, а песчаная примесь совершенно исчезает. Одновременно суплинки становятся известковистыми (содержание CaCO₃ достигает 2%), а иногда в них наблюдаются и известковистые дутики. Другими словами, в южной части рассматриваемого района покровные суглинки переходят в типичные лёссовидные сутлинки.

В большинстве случаев покровные суглинки лежат на московской морене или на покрывающих ее водно-ледниковых отложениях, а в некоторых пунктах — на микулинских межледниковых отложениях. С подстилающими породами покровные суглинки образуют обычно очень резко выраженный контакт, они часто впедряются в флювиогляциальные пески, морену или озерно-болотные отложения по клиновидным трещинам, представляющим собой, очевидно, псевдоморфозы по жильному льду («ледяные» клинья). Нередко на поверхности пород, подстилающих суглинки, удается наблюдать следы почвообразования, чаще всего в виде остатков горизонта вмывания, сильно уплотненного благодаря обогащению его глипистыми частицами и гидроокислами железа и поэтому значительно более устойчивого против водной и ветровой эрозии, чем вышележащие почвенные горизонты. Однако местами удается наблюдать и полный почвенный профиль подзолистого типа с хорошо сохранившимися горизонтами А2 и В и следами гумусового горизонта (д. Никоново на р. Рожайке в Подольском районе Московской области и другие пункты). Наличие в Подмосковье в основании покровных суглинков микулинских межледниковых отложений или соответствующей им потребенной почвы указывает на ошибочность взглядов тех исследователей, которые рассматривали их как измененные последующими процессами водно-ледниковые отложения московского оледенения (Спиридонов, 1948, 1949).

Вопрос о происхождении лёссовидных суглинков, накапливавшихся в перигляциальной зоне валдайского оледенения, будет подробнее рассмотрен ниже, в разделе, посвященном области дпепровского оледенения. Здесь необходимо отметить, что и условия залегания, и литологические особенности суглинков указывают на то, что они образовались в основном из мелкозема, который транспортировался воздушным шутем и после отложения частично переотлагался талыми снеговыми и дождевыми водами, закреп-

лялся растительностью и перерабатывался своеобразными почвообразовательными процессами в условиях холодных приледниковых степей. Пыль в основном приносилась, очевидно, с севера, иде морозному выветриванию и развеванию подвергался только что отложившийся и еще не закрепленный растительностью моренный материал. Однако на крупных зандровых полях, вероятно, возникали и местные области развевания, чем и объясняется отсутствие на таких участках покровных суглинков.

Очевидно, иногда пыль оседала в небольшие водоемы, поэтому местами (особенно вблизи границы валдайского оледенения) суглинки носят явные следы отложения в водной среде (горизонтальная слоистость, наличие конкреций и др.). Нередко происходило также перемещение накопившегося мелкоземистого материала делювиально-солифлюкционными процессами.

В некоторых местах вся толща покровных суглинков рассечена очень крупными клиновидными трещинами, заполненными значительно более светлыми, легкими лёссовидными суглинками. Особенно часто такие клиновидные трещины, в плане образующие полигональную сеть и представляющие собой, очевидно, псевдоморфозы по повторножильному льду, наблюдаются в западинах на водораздельной поверхности, в которых вследствие повышенного увлажиения создавались благоприятные условия для развития жильного льда. Очень хорошо прослеживаются они в карьерах Рославльского и Смоленского кирпичных заводов. В карьере Смоленского кирпичного завода сотрудником Института географии А. А. Величко в 1959 г. был описан следующий разрез:

lQ _{III} v 1.	Суглинок палево-желтый, с сизоватым оттепком, по- ристый, с крупными пятнами ожелезнения и точ- ками железисто-марганцовистых примазок; ниж- ний контакт нечеткий; слой прорезают уходя-	
	щие вниз крупные клинья	1,7 .11
» 2.	Суглинок серый слабопористый, с железисто-марган- цовистыми точками и конкрециями; отмечаются также крупные железисто-марганцовистые стя- жения (2—3 см в диаметре); снизу в слой захо- дят изогнутые волнистые перемятые языки чер-	
10 mil(2) a	пой, гумусированной глины	1,7 m
1Q ₁₁₁ mrk(r) 3,	Глина черная с коричневатым оттенком, гумусирован- ная, вязкая, влажная с прожилками ожелезне-	
	ния, с измятыми, волнистыми включениями и	
	прослойками светло-серой глины.	
	Видимая мощность	1,2 M

В 15 м к северу подошва слоя 3 поднимается и хорошо видно, что ее подстилает красно-бурая морена московското возраста. В стенке карьера, протяженностью 60 м, прослеживаются крупные псевдоморфозы по повторноживаным льдам, с интервалом 10—15 м, которые начинаются в верхней части слоя; их ширина в верхней части достигает 5—6 м, глубина—3—3,5 м. Клиновидные трещины заполнены палево-желтой супесью с прожилками белесой и сизоватой супеси.

Двучленное строение толщи покровных суглинков можно наблюдать во многих районах, причем более легкие, тонкие и однородные суглинки верхнего горизонта заполняют клиновидные трещины в суглинках нижнего горизонта, а иногда внедряются и в подстилающие их породы. Такое двучленное строение покровных суглинков было описано А. И. Москвитиным (1940) у с. Пречистого Смоленской области. При геологической съемке, проведенной Геологическим управлением центральных районов, было установлено, что такое строение имеют покровные суглинки во всей зоне,

примыкающей к границе валдайского оледенения между с. Пречистым и г. Белым. Иногда двучленное строение покровных суглинков удается наблюдать и в Подмосковье. Так, в Гриторовском известняковом карьере, расположенном на третьей надпойменной террасе р. Москвы (Тучковский район), описан следующий разрез:

prQ _{III}	1. Суглинок буровато-коричневый, легкий, тонкий, однородный, с характерной столбчатой отдельностью; на контакте с нижележащим слоем наблюдается маломощный (3—5 см, изредка до 20 см) прерывистый прослой мелкозернистого песка с гравием и мелкой галькой
	ложения по многочисленным клиновидным тре- щинам глубиной 1,5 м и шириной у основания тоже до 1,5 м.
sl, dlQ _{III}	2. Суглинок буровато-серый, тяжелый, очень плотный, с неясной почти горизонтальной слоистостью с
al(3t)Q _{III} v	довольно многочисленным мелким гравием до 1 м 3. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, горизон-
	тальнослоистый до 0,30 м Песок по небольшим клиновидным трещинам (длиной до 30 см, шириной до 15 м) внедряется в подстилающий слой.
»	4. Толща желтовато-серых горизонтальнослоистых пе- сков, в верхней части сильно деформированных мерзлотными процессами до 1,5 м
al (3t)Q _{II} m	5. Толща красновато-бурых грубых, неоднородных, гра- вийных песков, в верхней части сильно ожелез- ненных и обогащенных глинистыми частицами, очевидно, в результате процесса почвообразо-
$\mathbf{glQ_{II}}$, dn	вания (горизонт В погребенной почвы) до 2 м 6. Суглинок коричневато-бурый, с щебнем и валунами Местами суглинки слоя 6 выклиниваются, и пески слоя
C ₂ —	5 ложатся непосредственно на породы слоя до 1,5 м 7. Известняк светло-серый, видимая мощность до 10 м

Такое же двучленное строение покровных суглинков наблюдается и в соседнем Тучковском песчано-гравийном карьере.

В карьере Рославльского жирпичного завода между ледяными клиньями наблюдаются следы разорванного и деформированного мерзлотными процессами почвенного слоя, возможно, образовавшегося во время последнего (второго верхнеплейстоценового) межледниковья. В таком случае накопление суглинков, образующих псевдоморфозы по жильному льду, может относиться уже ко времени второго верхнечетвертичного оледенения. Однако не исключена возможность, что оно связано и с одной из фаз валдайского оледенения.

Отложения речных террас. В речных долинах в области московского оледенения наблюдаются три надпойменные террасы, имсющие на крупных реках высоту 12—14, 18—22 и 28—30 м над урезом воды. Вторая и третья террасы обычно цокольные и мощпость их аллювия не превышает 5—6 м; первая терраса в большинстве случаев аккумулятивная; ее аллювий имеет мощность до 20—25 м и обычно уходит под урез воды.

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы лежат обычно на размытой поверхности московской морены и лишь изредка на более

древних породах. Накопление их началось, очевидно, в конце московското оледенения и продолжалось в течение микулинского межледниковья и в начале валдайского оледенения. Об этом говорит наблюдающееся местами наличие двух горизонтов аллювия, разделенных признаками почвообразования (см. описанный выше разрез в Григоровском карьере), а иногда. очевидно, и болотными отложениями микулинского межледниковья (разрез у д. Потылихи и др.). По мере продвижения на север в строении аллювия третьей надпойменной террасы, по-видимому, увеличивается роль верхней свиты, которая у границы валдайского оледенения сливается с зандрами его максимальной фазы.

Образование аллювия второй надпойменной террасы относится, очевидно, к более поздним стадиям валдайского оледенения, он представлен обычно толщей песков мощностью до 5—6 м, залегающих на размытой поверхности подстилающих отложений (вплоть до коренных пород). Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы в большинстве случаев также представлены песками, но иногда в верхней части разреза аллювиальной толщи встречаются старичные отложения в виде титтии и торфов (главным образом аллохтонных) мощностью до 3—4 м. В рассматриваемом районе эти отложения палеоботанически были изучены только у д. Сусеи на р. Рессете (Коненков, 1939; Москвитин, 1950а). Полученные палеоботанические данные были довольно фрагментарными, и отнесение этого разреза к второму верхнеплейстоценовому (молого-шекснинскому) межледниковью нельзя было считать бесспорным 24.

Аналогичные старичные отложения обнаружены в последнее время на р. Лопасне (приток Оки) и в некоторых других пунктах, однако палеоботаническое изучение их еще не произведено.

Отложения второго верхнеплейстоценового межледниковья известны в рассматриваемом районе также во внадине Татищевского озера (Москвитин, 1950а), где они представлены сапропелитовыми сутлинками и глинами, мергелями и диатомитами общей мощностью около 20 м, залегающими непосредственно под современными озерными осадками. Разрез этих отложений, палеоботанически изученный М. И. Рынкевич (Москвитин, там же), является наиболее полным из известных до сих пор разрезов второго верхнеплейстоценового межледниковья.

Очевидно, к этому межледниковью относится и мощная (около 20 м) озерная толща, вскрытая буровой скважиной на восточной окраине г. Москвы, в районе Сталинской водопроводной станции, у бывшей д. Максина, и представленная сапропелитами и диатомитами, вверху сменяющимися торфянистыми суглинками и торфом. А. И. Москвитин (1954а) утверждает, что межледниковые отложения якобы залегают здесь под двумя морепами и на этом основании относит их к лихвинскому межледниковью. Однако из описания пород в буровом журнале этой скважины следует, что озерные отложения перекрыты только мелковернистыми песками мощностью 4,5 м, с гравием и галькой в основании представляющими собой, очевидно, современные аллювиальные отложения. По палеоботанической характеристике (анализы выполнены М. И. Рынкевич) эти отложения очень сходны с отложениями верхнеплейстоценового межледниковья разреза во впадине Татищевского озера и первых надпойменных террас. Вероятно, озерные отложения этого межледниковья развиты также в Межинской и Шошинской пизинах (Москвитин, 1947, 1950а); однако палеоботанически они не изучены.

²⁴ Другие разрезы (у селений Мурова, Копысь и др.), связанные, по мненяю А. И. Москвитина, с первыми надпойменными террасами и относимые им к мологошекснинскому межледниковью, на самом деле относятся к микулинскому или лихвинскому межледниковью.

А. И. Москвитин считает, что озерные отложения рассматриваемого межледниковья широко развиты в Молого-Шекснинской низине и называет его «молого-шекснинским межледниковьем». Однако озерные отложения этой низины изучены в налинологическом отношении только по скважине у шоссейного моста в г. Рыбинске, при этом анализировались образцы, взятые с интервалом около 2 м, в связи с чем трудно делать определенные выводы о возрасте этих отложений. Не исключена возможность, что они относятся к микулинскому межледниковью, тем более, что изученные В. П. Гричуком в 1960 г. не покрытые мореной озерные отложения на р. Черемухе также в пределах Молого-Шекснинской пизины (см. табл. 10, разрез 46), оказались несомненно микулинскими. В 1960 г. Геологическим управлением центральных районов в г. Рыбинско специально пробурены две скважины, одна из которых повториет разрез скважины у шоссейного моста и вскрывает толщу не покрытых мореной озерных отложений, а вторая на коренном склоне долины р. Волги — вскрыла межледниковые отложения, перекрытые мореной. Палинологическое изучение обоих разрезов, вероятно, позволит решить вопрос о времени существования молого-шекснинского межледникового озера и о возрасте верхней морсны этого района.

Голоценовые отложения в рассматриваемом районе представлены пойменным аллювием, а также озерными и болотными образованиями. Мощность современного аллювия на крупных реках (Волга, Днепр, Москва и др.) достигает 20—25 м; в его составе обычно хорошо выделяются русловая, пойменная и старичная фации. Болотные отложения, как указывалось выше, имеют ограниченное распространение в области московского оледенения и занимают не более 2% всей территории. В большинстве случаев площадь болот невелика, однако встречаются болотные массивы площадью до нескольких тысяч гектаров. Преобладают торфяники низинного типа, приуроченные к речным долинам; торфяники верхового и переходного типов встречаются значительно реже. Мощность болотных отложений обычно колеблется от 3 до 5 м, но иногда достигает 10—12 м. По данным палинологического изучения разрезов торфяников, формирование многих из них началось в самом начале голоцена.

Ипогда болотные образования подстилаются сапропелитами и другими озерными отложениями, мощность которых обычно не превышает 1—2 м. Значительно большую мощность имеют современные отложения в немногочисленных озерах, сохранившихся в области московского оледенения (в Татищевском озере — до 13 м). Они представлены обычно известняковистыми сапропелями и диатомитами.

Приведенное здесь описание области московского оледенения показывает, что она как по характеру рельефа, так и по строению четвертичных отложений резко отличается от расположенного севернее района валдайского оледенения. Граница последнего в больщинстве случаев хорошо прослеживается как по геоморфологическим, так и по геологическим данным. Не менее четко отражается в рельефе и строении четвертичных отложений и граница московского оледенения, проходящая примерно по линии Гомель — Рославль — Калуга — Подольск (см. карту четвертичных отложений). Северо-западнее этой линии рельеф водораздельных территорий большей частью сохраняет основные признаки ледникового происхождения несмотря на наличие довольно густой и хорошо развитой сети речных долин. Юго-восточнее этой линии развит эрозионный рельеф, среди которого лишь на очень немногих участках паблюдаются признаки деятельности ледника: одновременио из разреза выпадает верхняя (для данного района) морена, подстилаемая одинцовскими межледниковыми отложениями, увеличивается мощность и усложняется строение покровных суглинков, в речных долинах цоявляется четвертая надпойменная терраса.

РАЙОН ДНЕПРОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (ЗА ГРАНИЦЕЙ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ)

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений

Граница московского оледенения является крупным геоморфологическим рубежом на Русской равнине. Именно здесь проходит южный край области, отличающейся типичной ледниковой морфоскульптурой. Краевые образования московского ледника — гряды высоких крутых моренных и несчаных холмов и озов — представляют собой внешние естественные бастионы в этой области. Южнее, вплоть до Азовского и Черного морей, ландшафты Русской равнины характеризуются главным образом эрозионной морфоскульптурой.

Территория, примыкающая с юга и юго-востока к типично ледниковым районам северо-запада Русской равнины, являлась зоной деятельности максимального, днепровского оледенения, а на некоторых участках и более древнего, окского оледенения. Во второй половине плейстоцена она паходилась лишь под косвенным влиянием ледниковых покровов, являясь перигляциальной зоной более молодых оледенений, чем днепровское.

Основными элементами рельефа данной территории являются Средне-Русская возвышенность на востоке и Приднепровская низменность на западе, соответствующие таким крупным морфоструктурным элементам, как Воронежский массив и Днепровско-Донецкая впадина. Особенности тектопического строения и характера плейстоценовых движений обусловили глубокие различия в геоморфологической и геологической истории развития этих районов.

Средне-Русская возвышенность, существующая как положительный элемент рельефа с налеозоя, характеризуется ярко выраженным эрозионным рельефом. С нее стекают многочисленные притоки крупных рек равнипы. Западный склон возвышенности принадлежит басейну Днепра, северный — бассейну Волги, восточный — бассейну Дона. Вместе с тем, главную характерную черту рельефа Средне-Русской возвышенности составляют не небольшие долины второго порядка, а врезанные в нее овраги и балки. Эти формы встречаются почти повсеместно, но их характер и степень развития но везде одинаковы и зависят прожде всего от глубины местных базисов эрозии. Поэтому в осевой части возвышенности, где отсутствуют большие перепады высот, овраги и балки развиты значительно слабее, чем на ее западном и восточном склонах, где глубина местных базисов эрозии значительна. Степень расчлененности указанных склонов также неодинакова. Несмотря на то, что наиболее высокие участки (например, районы городов Орла, Плавска) с высотами более 300 м над ур. м. сдвинуты к западному склону возвышенности, особенной расчлененностью отличается восточный склон, подмываемый р. Дон. На западном склоне, который примыкает к левому склону долины Десны, резких перепадов высот нет, поскольку река прижата к правому борту долины, отстоящему на 20-40 км от западного склона возвышенности. В узкой 10—15-километровой полосе правобережья Десны вновь появляются ландшафты с ярко выраженным эрозионным рельефом. Особенно сильно расчленено правобережное плато в среднем течении Десны. В него врезана густая сеть узких крутых оврагов глубиной до 20—25 м и хорошо развитых балок глубиной до 50—60 м. Деснинское правобережье по характеру рельефа представляет собой как бы западную передовую линию эрозионного рельефа, типичного для Средне-Русской возвышенности.

В пределах Приднепровской низменности характер рельефа заметно меняется, уменьшаются абсолютные высоты местности и их амплитуда. Основная часть низменности занимает Днепровско-Донецкую синеклизу. В противоположность Средне-Русской возвышенности территория низмен-

ности относится к области, являвшейся на протяжении длительного геологического времени прогибом (Николаев, 1949). Современный рельеф всей этой обширной пониженной области обязан своим происхождением эрозионно-аккумулятивным процессам, но характер их здесь коренным образом отличается от эрозионных процессов на Средне-Русской возвышенности. Если рельеф возвышенности образовался при господстве процессов склоновой эрозии, то характер поверхности Приднепровской низменности обусловлен длительным воздействием крупных речных систем — Днепра и его притоков (Припять, Березина, Сож, Десна с Сеймом). В целом Приднепровье представляет собой общирную аллювиальную равнину, главной чертой рельефа которой является комплекс террас Днепра и его притоков. Различные авторы насчитывают на этих реках неодинаковое количество террас: от трех (Личков, 1928; Бондарчук, 1949; Маринич, 1955) до шести (Дмитриев, 1937). Расхождения касаются главным образом числа высоких древних террас.

За пределами московского оледенения в суживающейся части Приднепровской низменности в долине Днепра хорошо выделяется пойма высотой 4—5 м и шириной до 10—12 км. Первая надпойменная (боровая) терраса высотой 10—15 м имеет здесь среднюю ширину 3—5 км. Широко развита и вторая надпойменная терраса высотой 20—30 м. Большинство авторов выделяют также 40—50-метровую третью надпойменную так называемую лёссовую террасу шириной до 60—90 км, переход этой террасы в водораздел выражен слабо. Исходя из геологических данных, некоторые авторы, например Н. И. Дмитриев (1937), выделяют тыловую часть этой террасы в самостоятельную, более древнюю террасу.

Река Десна, крупнейший левый приток Днепра, протекает по восточной границе Приднепровской низменности. В среднем течении ее долина отделена от низменности крутым, сильно расчлененным правобережьем. В Деснинской аллювиальной низине, шириной 30—40 км, помимо поймы высотой 4—5 м хорошо выделяются первая надпойменная боровая терраса высотой 10—12 м и вторая надпойменная терраса высотой 20—22 м. Кроме того, удалось выделить также более древнюю аллювиальную террасу, впоследствии перекрытую лёссовыми отложениями; высота кровди ее аллювия около 10 м над современным урезом реки. Помимо этих террас на левобережье Десны Г. Ф. Мирчинком (1925) была выделена более высокая 50-60-метровая «лёссовая» терраса. Некоторые авторы (Даньшин, 1936б; Бердичевская, 1946) отмечают еще 30-40-метровый террасовый уровень, не приводя, однако, обоснованных данных в пользу ее геоморфологической и теологической самостоятельности. В целом о строении пруднодоступного для изучения залесенного левобережья Десны пока что имеются довольно отрывочные данные.

Крупный левый приток Десны — р. Сейм — в отличие от Десны почти на всем протяжении течет за пределами Приднепровской низменности, пересекая Средне-Русскую возвышенность с востока на запад. В долине Сейма, судя по исследованиям Б. М. Даньшина (1936б), отмечаются три надпойменные террасы, из которых две низкие являются аллювиальными, а третья в верхней части сложена лёссовыми породами. Такое же количество террас отмечает и Р. В. Кабанова (1958). Наши наблюдения в долине Сейма согласуются с этими данными.

Как можно видеть из сказанного, сопоставление строения долин различных рек бассейна Днепра позволяет отметить сходные черты, указывающие на общность истории их развития. Действительно, и на среднем участке долины Днепра, и в долинах Десны и Сейма большинство авторов описывает, помимо поймы, еще три надпойменные террасы, причем две низкие надпойменные террасы, как правило, являются чисто аллювиальными, а более высокая имеет полигенетическое строение. Некоторые авторы

различают несколько высоких террас, основываясь главным образом на геологических данных.

Несмотря на то, что геоморфология описываемой области определяется эрозионными процессами, эдесь прослеживаются и реликтовые аккумулятивные формы рельефа, образование которых связано с максимальным оледенением. Многие авторы (Тутковский, 1903, Закревська, 1936; Веклич, 1954; Бондарчук и др., 1955; Маринич, 1958) отмечают в Приднепровской низменности ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа. Особенно ярко выражен ледниковый рельеф в двух районах низменности — в Волынском и Житомирском полесьях. Как показал А. М. Маринич, рельеф Волынского полесья сформировался в период московского оледенения. Ледниковый рельеф Житомирского полесья имеет днепровский возраст. Типичными для этого района формами являются камы, озы или озовые гряды (Веклич, 1954), а не конечноморенные образования, как это считали П. А. Тутковский (1911), В. Д. Ласкарев (1914) и другие исследователи. Мпогие камоподобные холмы имеют здесь, как и в более северных районах Русской равнины, двучленное строение: песчаное ядро прикрыто чехлом моренного суглинка. Отмечаются также элементы экзарационного рельефа: курчавые скалы, бараны лбы. Для Киевского полесья типичны участки моренных равнин. Следы ледникового рельефа отмечаются также и на востоке низменности — на правобережье Десны, где Е. В. Шандер (1934) впервые описал моренные холмы на водоразделе рек Десны и Судости. В целом ледниковые формы рельефа в Приднепровье занимают водораздельные и междуречные пространства.

Характерную особенность ледникового рельефа Приднепровья представляют гляциодислокации днепровского времени. К ним относятся знаменитые каневские дислокации представляющие собой ряд морен напора, протянувшихся более чем на 10 км. Напорноледниковые образования обнаружены также в районах городов Кременчуга, Мозыря, Чернобыля. Хорошо прослеживаются в рельефе сещинские гляциодислокации, расположенные к югу от г. Рославля в виде трех небольших возвышенностей — Рославльской, Кочевской и Асельской — общей протяженностью около 60 км. Но все же морфологическая выраженность ледникового рельефа на территории, расположенной к югу от границы московского оледенения, весьма слаба. Солифлюкционные и делювиальные процессы, действовавшие начиная с копца днепровского оледенения, сильно выровняли первичный ледниковый рельеф.

 Γ еоморфологические и, прежде всего, морфоструктурные осо5енности строения описываемой территории обусловили различия в накоплении четвертичных отложений, что отчетливо видно при пересечении территории с востока на запад: от Средне-Русской возвышенности к Приднепровской низменности. Если возвышенность длительное время являлась в основном областью сноса, то низменность представляла собой преимущественно область аккумуляции. В указанпом направлении закономерно изменяется мощность отложений. В пределах Средне-Русской возвышенности, особенно в ее осевых участках, мощность четвертичных пород измеряется обычно несколькими метрами, а иногда бывает и менее 1 м. Одним из таких участков является район к востоку от г. Орла, где в верхних частях крутых склонов каньонообразных оврагов обнажаются коренные девонские известняки. Четвертичные отложения на возвышенности, как правило, сохранились плохо и не образуют стратиграфически полную толщу. На междуречьях они представлены чаще всего маломощными покровными суглинками, которые на севере возвышенности подстилаются днепровскими ледниковыми отложениями. На западном склоне возвышенности происходит увеличение мощности четвертичных отложений.

В краевой, восточной части Приднепровской низменности, принадлежа-

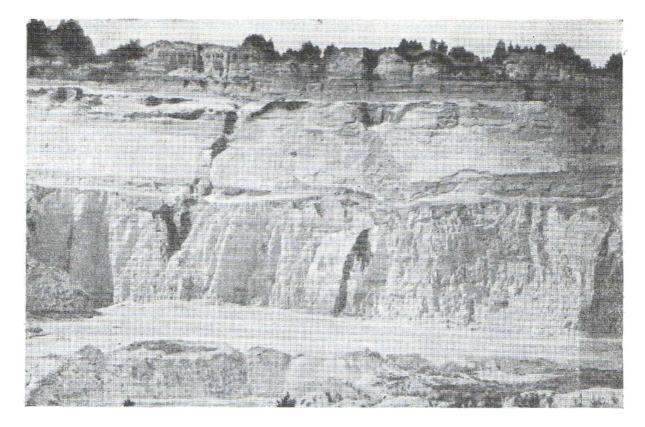


Рис. 66. Меловой карьер у с. Чулатова. Фото Л. А. Величко

щей бассейну Десны, нижнего течения р. Сейма, р. Сулы, мощность водораздельных четвертичных отложений местами достигает 30—35 м. В этой периферийной полосе прослеживаются раннечетвертичные подморенные отложения, ледниковые породы дневпровского возраста и перекрывающие их горизонты ископаемых почв и лёссов, относящихся к верхнему плейстоцену. Центральная часть Приднепровской низменности сложена в основном аллювиальными и флювиогляциальными песчаными отложениями, иногда плохо поддающимися расчленению. Верхпеплейстоценовые покровные отложения занимают здесь лишь небольшие разрозненные участки.

Таким образом, анализ распространения четвертичных отложений в рассматриваемой области показывает, что восточная периферийная полоса Приднепровской низменности, повышенная по сравнению с ее центральными частями и более ровная, чем соседние участки Средне-Русской возвышенности, представляла собой область, более благоприятную для накопления и, главное, для сохранения достаточно полной, стратифицированной четвертичной толщи, по сравнению с территориями Средне-Русской возвышенности и центральных частей Приднепровской низменности. В связи с этим, по-видимому, паиболее целесообразно рассматривать стратиграфию четвертичных отложений территории, расположенной за пределами границ московского оледенения, взяв за основу анализ строения этих отложений в восточной, периферийной полосе Приднепровской низменности, включающей большую часть бассейна Десны, нижнего течения Сейма, Сулы и Удая.

Данная полоса, как и почти вся рассматриваемая нами территория, находится внутри границы распространения днепровского ледника, лишь на востоке, главным образом на Средне-Русской возвышенности, а также в северной части правобережья средней Десны (район Брянска) ледниковые отложения отсутствуют. Естественно, что наиболее полно толща четвертичных отложений представлена в области, покрывавшейся ледником. На правобережье средней Десны, которое входит в восточную периферийную часть Приднепровской низменности, ледниковые отложения широко

прослеживаются в районе г. Трубчевска и к югу от него. Общее представление о строении четвертичных отложений на данной территории дает разрез, описанный в меловом карьере у с. Чулатово в 8 км к югу от г. Новгорода-Северского, в котором прослеживаются следующие слои (рис. 66).

		(1
\mathtt{pdQ}_{IV}	1. Гумусовый горизонт современной почвы	0,3 м
»	2. Горизонт В — супесь легкая, темно-палевого цвета	
	с ортзандовыми прослойками	0,9 м
$\mathbf{eolQ_{III}v}$	3. Супесь лёссовая, палевого цвета, тонкая, пылеватая,	
	однородная, пористая; на глубине 2,55 м про-	
	слеживается уровень гумусированных линз тол-	
	щиной 15—20 <i>с.</i> м	2,9 м
$\mathbf{p} \mathbf{d} \mathbf{Q}_{\mathbf{H} \mathbf{I}} \mathbf{m} \mathbf{i} \mathbf{k}$	4. Погребенная почва. Сверху прослеживается гумусо-	
	вый горизонт А темно-коричневого цвета мощ-	
	ностью 0,4 м; ниже следует горизонт В — сугли-	
	нок коричиевого цвета с оранжевым оттенком,	
	сильно ожелезненный	0,9 м
	5. Надморенная флювиогляциальная сучесь темно-жел-	
d (?)	тая, неправильнослоистая, с редкими включени-	
.	ями гравия кристаллических пород	2,9 m
$oldsymbol{ ilde{g}}$ l Q_{11} d	6. Морена — суглинок коричневато-серого цвета, сред-	
	ней плотности, с редкими пятнами ожелезпения;	
	встречаются валуны грапита, песчапика, слю-	
	дистого сланца; многие валуны сильно выветре-	
	лые; верхипи и нижний контакты слоя четкие,	_
	горизонтальные	0,7 м
$\mathbf{Cr_3}$	7. Песок темно-желтого цвета, в нижней части слоя	
	мощностью 1,5—2 м — зеленый за счет примеси	
	глауконита, горизонтально и косослоистый	14,9 M
>	8. Глина темно-коричневая, плотпая, листоватая, тон-	
	кой коркой залегающая на писчем меле	0,05 m
»	9. Мел писчий	20 м

Из четвертичных отложений в этом разрезе можно выделить сверху вниз: 1) толщу лёссовых супесей (горизонт 3), 2) подстилающий их горизонт исконаемой почвы, в которой хорошо выражен генетический профиль, и суглинок, на котором развилась эта почва (горизонт 4), и, наконец; 3) флювиогляциальные отложения и морену днепровского оледенения (горизонты 5 и 6). В данном разрезе отсутствуют нижнечетвертичные отложения, соответствующие периоду, предшествующему днепровскому оледенению.

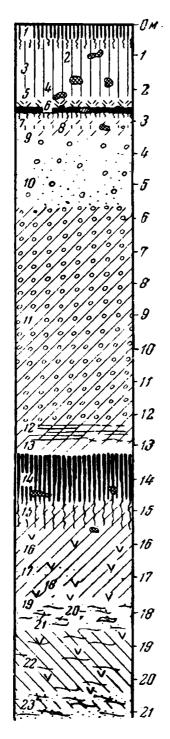
Четвертичные отложения более древние, чем осадки днепровского оледенения, в северпой части описываемой полосы представлены слабо. Нередко их трудно отделить от подморенных флювиогляциальных отложений. Возможно, к ним относятся серо-зеленые глины мощностью $1-8.7 \, \text{м}$, распространенные под типично ледниковыми отложениями, отмечавшиеся еще П. Я. Арамашевским (1883) и Г. Ф. Мирчинком (1925). Подобные отложения были встречены на правобережье р. Судости, у с. Елисеевичи, а также на правом берегу Десны у г. Трубчевска, ниже моста близ с. Средние Городцы. Характерпо, что в верхней части этих глин и суглинков прослеживаются смятия типа криотурбаций, возникновение которых связано днепровским оледенением. Мерзлотные деформации хорошо видны и в древней ископаемой почве, следы которой прослеживаются близ с. Роговки к северу от Новгорода-Северского в виде гумусированных линз, залегающих под двухметровым слоем лёссовых супесей и трехметровой толщей ледниковых отложений. Помимо указанных следов нижнечетвертичных отложений в северо-восточной части Приднепровской низменности, в литературе имеются указания на нижнечетвертичный возраст бурых и красно-бурых глин, залегающих выше палеогеновых пород (Мирчинк, 1925), а также ортштейнового горизонта, который Б. М. Даньшин (1936б) связывает с почвообразовательными процессами. Такого рода горизонт был встречен нами в разрезах у селений Супонева и Тимоновки близ г. Брянска, где он залегал на верхнемеловой опоке.

Более четко доднепровские отложения на междуречьях выражены южнее, в бассейнах рек среднего Приднепровья (Сейма, Удая, Псла и др.), где уже давно выделялись своеобразные отложения под названиями «известковые суглинки» (Армашевский, 1883), «пресноводные мергели» (Гуров, 1888), а также лёссы и ископаемые почвы (Набоких, 1915; Мирчинк, 1925; Москвитин, 1933). Уже на правобережье Десны, к югу от Новгорода-Северского в разрезах цравого склона долины у селений Арановичи и Дробышева ниже лёссовых (11 м) и ледниковых (5,5 м) отложений залегают плотные, слоистые супеси и суглинки зеленоватого цвета, мощностью до 8—10 м. Подобного рода отложения, залегающие в аналогичных условиях, отмечались и на левобережье Десны в окрестностях г. Кролевца (бассейн р. Клевени). На левом берегу Сейма, у с. Игоревки (против г. Путивля), в излучине реки в обнажении прослеживаются следующие слои (рис. 67): двухметровая толща лёссовых суглинков, подстилаемых основной микулинской исконаемой почвой, развитой на средней плотности суглинках и супесях (мощностью 0,95 м). Ниже залегают днепровские ледниковые отложения: флювиогляциальные пески и супеси с гравием кристаллических пород мощностью 2,8 м, буровато-желтого цвета морена, местами песчанистая, с валунами размером до 10 см. Еще ниже прослеживается зеленовато-серый суглинок, местами с коричневатым оттенком, слабопористый. в верхней части слоистый, песчаный, мощностью 1,85 м. Суглинок подстилается довольно мощной исконаемой почвой, в которой прослеживается гумусовый горизонт, -- суглинок темно-коричневого цвета со следами кротовин (мощностью 1,5 м) и горизонт В, представленный коричневатым суглинком комковатой структуры со следами кротовин, мощностью 1,05 м. Ниже следует слоистая толща, состоящая из прослоев легкого, пористого, сизого, иногда бурого суглинка и желто-серого песка. Книзу количество и мощность посчаных прослоек увеличивается, а суглинок переходит в глину. Общая мощность этой толщи 5.7 м; ниже на протяжении 3,5 м склон покрыт осыпью.

В данном разрезе под днепровскими ледниковыми отложеннями залегает толща зеленовато-серых плотных суглинков, в нижней части которых прослеживается мощный горизонт ископаемой почвы. Слоистая толща, залегающая под ископаемой почвой, является древнеаллювиальной.

Подобные доднепровские отложения лёссового облика с горизонтами ископаемых почв прослеживаются еще более четко южнее, в разрезах по р. Суле, в частности у с. Константины, в г. Ромны, у с. Ярмолинцы и далее по р. Удаю, где они были описаны А. И. Москвитиным (1933), в частности у селений Сребного, Сокеринцы и др. Так, в с. Константины под двухметровым слоем красно-коричневого моренного суглинка — тонкий суглинок однородный, пылеватый, известковистый, светло-зеленый с сероватым оттенком, местами ожелезненный (рис. 68). На глубине 8,5—8,7 м слой явно гумусирован, имеет коричнево-серый цвет, книзу постепенно светлеет. С глубины 8,93 м следует торизонт мощной ископаемой почвы, вверху которой четко прослеживается гумусовый горизонт: темно-серый с сизоватым оттенком суглинок, светлеющий книзу (мощность 0,35 м), и нижележащий горизонт В (видимая мощность 0,8 м), представленный буровато-серым суглинком. В обоих горизонтах прослеживаются кротовины.

Сходные разрезы были описаны на территории кирличното завода в г. Ромпы и у с. Ярмолинцы. Далее на юго-запад от указанных пунктов



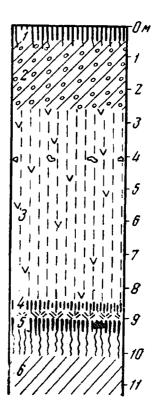


Рис. 68. Разрез у с. Константины на р. Суле:

1 — гумусовый горизонт современной почвы;
 2 — морена красновато-коричневая с гравием кристаллических пород;
 3 — суглинок зеленый, на глубине 4,2 м— уровень, насыщенный известковистыми куклами;
 4 — суглинок коричневатосерый, слабогумусированный;
 5 — гумусовый горизонт искомаемой почвы;
 6 — суглинок серовато-зеленый, пористый

Ргс. 67. Разрез у с. Игоревки на р. Сейме:

1 — гумусовый горизонт современной почвы; 2 — горизонт В — суглинок серовато-желтый, пористый; 3 — кротовинный горизонт; 1 — суглинок лёссовый, светлый, коричневато-серый, возможно, слабо гумусированный; 5 — суглинок лёссовый, буровато-сизый, с пятнами ожелезнения; 6 — гумусовый горизонт основной ископаемой почвы; 7 — горизонт В — суглинок желтовато-бурый; 8 — супесь пылеватая, светло-серая; 9 — суглинок светло-желтый, тонкий, легкий с кротовинами; 10 — песок буровато-желтый с гравием кристаллических пород и прослойками светло-серого мелкозернистого песка; 11 — морена буровато-желтого цвета — суглинок грубый; 12 — суглинок светло-зеленый, горизонтально-слоистый; 13 — суглинок зеленовато-желтый с сизоватым оттенком, мергелистый; 14 — гумусовый горизонт подморенной ископаемой почьы — суглинок темно-коричневый 15 — горизонт В — суглинок коричневый с сероватым оттенком; 16 — суглинок сизый, пористый; 17 — суглинок бурый, песчанистый; 18 — суглинок сизый с зеленоватым оттенком; 19 — песок глинистый, бурый, тонкослоистый; 20 — суглинок сизый с горизонтальноволнистыми прослойками оже лезненного песка; 21 — песок желто-серый, слоистый; 22 — глина сизая с зеленоватым оттенком; 23 — переслаивание песка спотло-серого, тонко-слоистого с глиной сизой с зеленоватым оттенком

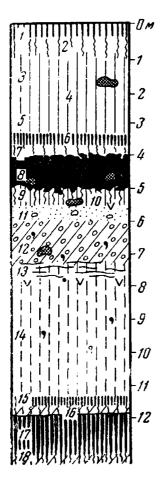


Рис. 69. Разрез у с. Сребного: 1 - гумусовый горизонт современной почвы; 2 — горизонт В; 3 супесь лёссовая, палевая; 4 - су- песь лёссовая; темно-палевая; 5 - сусупесь лёссовая, палевая; 6 песь коричневато-серан, гумусированная; 7 - супесь лёссовая, палевая, белесоватая; 8 - гумусовый горизонт основной надморенной ископасмой почвы; 9 — горизонт В супесь палево-желтая; 10 — супесь палево-серая в нижней части песчанистая; 11 — флювиогляциальный песон с гравнем кристаллических пород, с прослойками красно-бурого глинистого песка; 12 — супесь палево-серая с гравнем кристаллических пород; 13 — переслаивание супеси слоя 12 с веленой мергелистой супесью; 14 — супесь светловеленая, пористая: 15 — суглинок гумусированный; 16 - горизонт В — суглинок серовато-желтый; 17 — гумусовый горизонт подморенной ископаемой почвы; 18- горизонт В — суглинок бурый с коричневатым оттенком

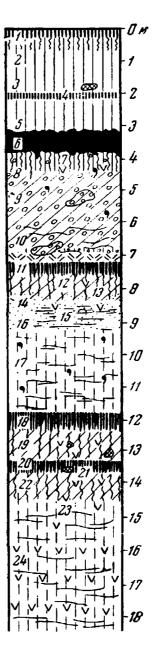


Рис. 70. Разрез в карьере кирпичного завода в г. Прилуки на р. Удае.

Цифры на разрезе соответствуют номерам слоев в описании (см. стр. 182) подморенные зеленоватые супеси приобретают еще более явно выраженный лёссовый облик, одновременно более четко прослеживается второй (верхний) уровень почвообразования. Так, например, в сложных и мощных разрезах в с. Сребном, в которых вскрываются серия надморенных лёссовых отложений (мощностью 5,7 м) с несколькими уровнями ископаемых почв и двухметровая толща днепровских ледниковых отложений. представленных главным образом флювиогляциальными песками, ниже залегает светло-зеленая супесь, тонкая, пористая, по порам заизвесткованная (рис. 69). С глубины 11,9 м слой сменяется верхней подморенной ископаемой почвой. Гумусовый горизонт ее (мощностью 0,3 м) состоит из серого с коричневатым оттенком гумусированного суглинка. В нем отмечается большое количество железисто-марганцовистых примазок диаметром до 2 мм. Ниже следует горизонт В — серовато-желтый суглинок, с пятнами бурого и сизого суглинка (мощностью 0,35 м). Горизонт В проникает в мощный гумусовый горизонт нижележащей ископаемой почвы, в результате чего последний в верхней части (мощностью 0,25 м) осветлен. Он представлен сильно гумусированным, темно-коричневым неплотным пористым суглинком с затеками в виде прожилок из вышележащего слоя. В нижней части горизонта отмечаются скопления карбонатов, иногда в виде белоглазки. В нижележащий горизонт В заходят крупные гумусированные затеки шириной в верхней части до 15-20 см. Горизонт В состоит из бурого с коричневатым оттенком суглинка мелкоореховатой структуры, в верхней части (15-20 см) известковистого. Общая видимая мощность этой почвы более 2 м.

В описанном разрезе подморенные отложения отличаются от надморенных лёссовых супесей лишь зеленым цветом. Здесь уже четко прослеживаются два нижнечетвертичных горизонта ископаемых почв, верхний из которых выражен слабее, чем нижний.

Наконеп, еще дальше на юго-запад, в окрестностях г. Прилуки, геологическое строение которых детально описано А. И. Москвитиным (1933), на поверхность выходят еще более мощные древнечетвертичные отложения. Так, например, в карьере кирпичного завода на восточной окраине города вскрывается строение левого коренного берега долины р. Удая высотой более 25 м над рекой (рис. 70). В разрезе прослеживаются следующие отложения 24.

$\mathbf{pdQ_{IV}}$	1. Гумусовый горизонт современной почвы — супесь	
	серая, пористая	0,30 м
$eolQ_{III}$ v	2. Супесь бурая, внизу светло-бурая	0,80 м
	3. Супесь лёссовая, палевая, карбопатная	0,85 м
pdQ_{III} v	. 4. Супесь лёссовая темно-палевая, слабогумусирован-	
(inst)	ная, более плотная, чем вышележащая, верхний	
	и нижний контакты нечеткие	0,20 M
$eolQ_{III}$ v	5. Супесь лёссовая, палевая	0,95 м
	Основная надморенная ископаемая почва:	
pdQ_{III} mik	6. Гумусовый горизонт — супесь буровато-коричне-	
	вая, более плотная, чем вышележащая, пористая,	
	по порам заизвесткована; в нижележащий слой	
	заходят затеки корпчневой супеси	0,50 m
»	7. Горизонт A ₂ — супесь белесая, сильно карбонатная	0,30 м
»	8. Горизонт В — супесь буровато-желтая, тонкая, пы-	
	леватая, ожелезненная, с редким гравием кристал-	
	лических пород; из вышележащего слоя прони-	
	кают прожилки карбонатов	0,35 м

²⁴ Разрез был описан А. А. Величко совместно с Т. Д. Морозовой (описание дается в сокращенном виде).

igiQ _{II} d	9. Супесь светло-бурая, опесчаненная, насыщена гра-	
	вием кристаллических пород размером 1,5—2 см;	
	встречаются линзы и включенпя (толщиной до	
	0,3 м) красно-бурой моренной глины с валунами	
	размером до 10 см	1,60 м
*	10. Супесь буро-серая, слопстая, с гравием кристалли-	•
	ческих пород размером до 3 см; отмечаются лин-	
	зы красно-бурой моренной глины	1,10 м
	Верхняя подморенная почва:	,
pdQ ₁₁ 1 (?)	-	
t (II ()	в верхней части с зеленоватым оттенком, легкий	
	тонкий, пористый, в верхних 0,15 м со следами	
	размыва; нижний контакт постепенный	0.65
»	12. Горизонт В ₁ — суглинок темно-серый с коричневым	0,00 m
**	оттенком, легкий, комковатой структуры, с боль-	
	шим количеством пылеватых карбонатов, в ниж-	
	ней половине слой постепенно осветляется	Λ 2Λ
		0,30 M
*	13. Горизонт В ₂ — суглинок буровато-коричневый, свет-	0.00
	лый, легкий крупнокомковатой структуры	0,20 M
»	14. Горизонт В ₃ — суглинок буро-желтый, светлый мел-	
	кокомковатой структуры; из слоя 11 через слои	
	12 п 13 проникают крупные гумусированные за-	
1 10 10	теки; нижний контакт ровный	0,15 m
$al-lQ_{II}l(?)$	15. Песок серый, мелкозернистый, горизонтальносло-	
	истый	0,40 м
»	16. Переслаивание бурого, слегка гумусированного	
	песка с зеленовато-серым песком	0,50 м
»	17. Супесь зеленая, тонкая, пылеватая, пористая, отме-	
	чается тонкая горизонтальная слоистость, по	
	порам ожелезнена	2,50 м
	Средняя подморенная почва:	·
pdQ ₁₁ 1 (?)		
	нок, ожелезненный, в верхних 0,2 м осветлен,	
	в нижележащий слой заходят языки длиной 10-	
	15 с.н	0,65 м
»	19. Горизонт В — суглинок светло-бурый, пористый,	,
•	со следами кротовин; нижний контакт нерез-	
	кий	0,85 м
	Нижняя подморенная почва:	0,00 34
»	20. Гумусовый горизонт — суглинок буровато-корич-	
*	невый, в верхних 20—15 см осветлен, с многочис-	
	· •	0,45 м
	ленными кротовинами	0,40 M
»	21. Горизонт A_1/A_2 — супесь светло-палевая, местами	
	белесая, с прослоями гумусированного суглин-	0.45
	ка, имеющего зернистую структуру	0,15 м
»	22. Горизонт В ₁ — суглинок бурый, сильно ожелезнен-	
	ный, пористый, с линзами белесой присыпки, ко-	0.40
	личество которых увеличивается книзу	0,40 м
»	23. Горизонт В ₁ — суглинок светло-бурый, легкий, с го-	
	ризонтальноволнистыми, более темными сугли-	
	нистыми прослоями	0,60 м
$al - IQ_{I-II}$	24. Супесь с горизонтальноволнистыми светло-бурыми	
•	ожелезненными прослоями, горизонтальнослои-	
	стая, с включениями дутиков.	
	Винимая мониметь	3.80 4

В описаном разрезе можно выделить четыре основные толщи:

1. Верхние лёссовые отложения с мощной погребенной почвой в основании, развитой на топких супесях.

2. Ледниковые отложения, главным образом флювиогляциальные, с линзами моренной глины.

3. Толща подморенных супесей и суглинки с тремя горизонтами ископаемых почв. Лёссовый характер подморенных отложений здесь выражен
песколько хуже, чем в указанных выше разрезах. В частности, размытой
оказалась толща лёссовых отложений между ледниковыми отложениями
и верхней подморенной почвой. Местами здесь отмечаются опесчаненные
прослои. Эта особенность, возможно, связана с процессами активного смыва с древнего склона долины. Из подморенных почв, по предварительным
данным, верхняя скорее всего относится к черноземному типу. Об этом
свидетельствуют структура сутлинка, наличие пылеватых карбонатов в
нижней части гумусового горизонта и в горизонте В, наличие крупных гумусовых языков-затеков и кротовии. Сложнее без апалитических данных
судить о типе средней подморенной ископаемой почвы. Нижняя почва,
судя по наличию кремневой присынки и ортзандовых прослосв, относится
к типу подзолистых почв.

4. Нижнюю толщу составляют слоистые супеси, которые можно отпести к древпеаллювиальным отложениям.

Из приведенных выше данных следует, что степень выраженности древнечетвертичных отложений улучшается к югу. Это видно хотя бы по изменениям строения суглинков и супесей зеленоватого цвета, характерных для этого времени в описываемом райопе. Так, в северной части района — близ г. Трубчевска и в долине Судости — эти отложения представлены тяжелыми мергелистыми суглинками, с прослойками песка. Южнее, под Новгородом-Северским (близ селений Араповичи и Дробышева) суглинки опесчанены значительно меньше, а их мощность возрастает до 10 м. В долине р. Сейма, судя по разрезу у с. Игоревки, эти суглинки становятся более однородными, плотность их уменьшается. Наконец, далее к югу (у селений Константины, Сребного) зеленоватые суглинки становятся еще более легкими, пылеватыми, пористыми, карбонатными, т. с. приобретают структуру, свойственную обычным надморенным лёссовым породам.

В том же направлении происходит изменение степени выраженности подморенных ископаемых почв. Если на севере встречаются лишь неясные ортштейновые торизонты и линзы переотложенного гумусированного суглинка, то южнее появляются хорошо сохранившиеся почвенные горизонты, причем чем далее на юг, тем большее количество горизонтов отмечается в разрезах (у с. Игоревки на р. Сейме — один горизонт, у с. Константины на р. Суле — два, в районе г. Прилуки — три). Интересно отметить, что такое количество подморенных ископаемых почв (три горизонта) отмечается и еще южнее, в частности в одном из классических разрезов илейстоценовых отложений средней Украины — в с. Гуньках близ г. Кременчуга.

При анализе этих данных нельзя не отметить сходства в характере изменений подморенных и надморенных покровных отложений, паблюдаемых при движении с юга на север, а именно — менее яркое проявление лёссовых признаков с одновременным утяжелением состава отложений, ноявление следов переотложения и размыва, уменьшение числа горизонтов исконаемых почв, прежде всего за счет усиления процессов смыва.

В целом, судя по имеющимся в настоящее время материалам, можно говорить, по крайней мере, о трех эпохах перигляциальных условий за пределами районов древних оледенений Русской равнины, в период кото-

рых происходило накопление покровных отложений. Их образование трижды прекращалось и наступали условия, блатоприятные для формирования мощных ископаемых почв, которые скорее всего соответствуют межледниковым периодам.

Однако говорить о том, каким из древних межледниковий соответствуют те или иные почвы, в настоящее время можно только исходя из общих сопоставлений возраста горизонтов с хронологическими схемами, что, по нашему мнению, малодостоверно.

В недалеком будущем, по-видимому, представится возможность судить хотя бы о нижних возрастных пределах описанных образований. Дело в том, что в разрезах, расположенных в крупных речных долинах (Десны, Сейма, Удая, Псла), эти отложения подстилаются древнечетвертичными аллювиальными отложениями. В некоторых из этих разрезов, в частности в с. Дробышеве на Десне, в с. Гуньках на Псле, в верхней части аллювия прослеживаются горизонты торфа. Спорово-пыльцевой анализ этих разрезов будет иметь большое значение для решения вопросов о возрасте не только аллювия, но и расположенных выше отложений. В то же время эти разрезы свидетельствуют об очень древнем аллювиальном цикле рек бассейна среднего Приднепровья, когда глубина их вреза достигала уровня современных рек. Еще более древним являлся аллювиальный цикл, во время которого была выработана высокая 60—80-метровая террасовая поверхность, отмечаемая многими авторами в Приднепровье, в частности Г. Ф. Мирчинком — в бассейне средней Десны. Эта поверхность оказалась впоследствии погребенной отложениями, содержащими толщи подморенных покровных образований.

Днепровские лединковые отложения являются очень важным стратиграфическим горизонтом в районах, расположенных за пределами границы московского оледенения. Они включают морену, надморенные и подморенные флювиогляциальные пески и супеси. Этот горизонт, продолжающийся значительно южнее морен других оледенений, позволяет связать стратиграфию средней части Русской равнины и ледниковых районов ее северо-западной части, для которых разработаны широко известные стратиграфические схемы.

Днепровские ледниковые отложения распространены почти повсеместно лишь на юто-востоке рассматриваемой территории, где проходит участок восточной границы днепровского языка. В целом вопрог о границе днепровского оледенения не вызывает больших разногласий. В пределах западной части Русской равнины она проходит по линии Львов — Луцк — Сарны — Словечно — Житомир, затем опускается по Приднепровской низменности, пересекая Днепр у устья р. Орел и поднимается на север вдоль западного склона Средне-Русской возвышенности (Карандеева, 1957), где граница частично проходит и по исследуемой территории. Делая небольшой изтиб в сторону долины Сейма, в которую, по-видимому, заходил язык ледника (Кабанова, 1958), граница направляется далее по левобережью Десны через Суземку, Середину, Буду, с. Глинное на северозапад, а затем переходит на правобережье, пересекая Десну у с. Острой Луки к северу от Трубчевска. На правобережье Десны граница отклоняется к западу, обходя участок правобережья в районе Брянска, и направляется к верховьям р. Судости, пересекая вторично р. Десну к северу от с. Неготина, и далее проходит через с. Дядьково на восток в сторону Средне-Русской возвышенности, пересекая ее южнее Тулы. О таком положении границы днепровского оледенения говорят даяные Е. В. Шанцера (1934), материалы фондов Геологического управления центральных районов, а также паши наблюдения.

Условия залегания и мощности днепровских ледниковых отложений не везде одинаковы. Разрезы со значительными мощностями этих отложе-

ний расположены в южной части правобережья средней Десны. О их характере можно судить по разрезу, описанному в верхней части балки Песочный ров к северу от с. Роговки, в котором прослеживаются следующие слои.

$\operatorname{pdQ}_{\mathbf{IV}}$	1. Почва	
	а. Гумусовый горизонт	0,30 se
	сти проходят волнистые ожелезненные прослой-	0.50
fglQ ₁₁ d	ки (0,5—1 <i>см</i>)	0,50 m
igiQII «	ненный, неяснослопстый, с отдельными зернами	
	кварца днаметром 0,5—0,8 мм	0,35 м
»	3. Слоистая толща, состоящая из прослоев мелкозер-	·
	нистого и среднезернистого песка оранжевого, ре-	
	же желтого цвета. Толщина прослоев 1—4 см; они	
	разбиты микросбросами на отдельные блоки; кон- такты сбросов между ними обычно слегка накло-	
	нены в сторону, противоположную падению слоев	0, 5 0 м
*	4. Пески желто-оранжевые белесые и светло-коричне-	•
	вые, разнозернистые с неправильными волнисты-	
	ми прослоями и включениями темно-коричне-	
	вой глины и светло-серой супеси; встречаются же- лезисто-марганцовистые примазки	1,85
glQ ₁₁ d	5. Морена:	1,00
o vii	а. Глина красно-коричневая крупнооскольчатой струк-	
	туры, насыщенная мелкими зернами, а также ва-	
	лунами кристаллических пород размером до 6—	
	7 см; в нижней части отмечаются линзы слоистых мелкозернистых песков	0,35 м
	б. Суглинок серо-коричневый с кристаллическими ва-	0,00 34
	лунами, встречаются также валуны местных по-	
	род — мела и мергеля	2,70 M
	в. Суглинок от серо-коричневого до красно-коричнево-	
	го цвета, оскольчатой структуры, с валунами кристаллических пород; нижний контакт четкий	0, 9 .u.
»	6. Суглинок светло-серый, сильно песчанистый, осколь-	0,0
	чатой структуры с малым количеством пор, с бу-	
	рыми ожелезненными прожилками, содержит	
	редкую среднеокатанную меловую гальку разме-	
	мером 0,5—0,7 <i>см</i> и тонкие линзочки желтого мел- козернистого песка; в средней части слоя с интер-	
	валами 12—15 см проходят прослойки, состоя-	
	щие из мелового порошка и обломков мела раз-	
	мером 1—1,5 см; толщина прослоек 5—3 см	2,30 м
»	7. Суглинок серо-корпчневый с сизым оттенком осколь-	
	чатой структуры, по порам ожелезненный, насы- щенный валунами размером до 5—7 <i>см</i> ; в самой	
	нижней части слоя отмечаются волнистые про-	
	слои и линзочки белесого мелкозернистого песка	1,40 м
fglQ _{II} d	8. Песок светло-серый мелкозернистый с крупными	
	зернами кварца размером до 3 мм, иногда обра-	
	зующими линзы; в нижней части расположена	
	линза голубой глины толщиной 5—8 см. Види- мая мощность	0,50 м
	The state of the s	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,

В данном разрезе, помимо мощной толщи моренных отложений, прослеживаются также надморенные и подморенные флювиогляциальные отложения. Последние представлены светло-серыми кварцевыми песками. Сходные по составу флювиогляциальные отложения встречены в одном из оврагов балки Мосолов ров в 1 км к югу от д. Пушкари. Здесь под мореной (мощностью 2,7 м) залегают светло-серые пески и супеси мощностью 2,7 м. В месте зачистки цодморенные флювиогляциальные отложения образуют карман глубиной 1.5-1.6 м (типа «котла кипения»), от основания которого отходит клин, внедряющийся в мел на глубину 1.2— 1,3 м. Мералотные деформации в подморенных флювиогляциальных песках были отмечены нами выше, при упоминании разреза с подморенными гумусированными линзами к северу от с. Роговки. Возможно, деформации, охватившие подморенные флювиогляциальные пески, происходили в период наступания ледника, когда увлажненные пески и супеси испытывали большие напряжения, будучи заключенными между верхним, частично уже промерзшим, слоем и более плотпым, но менее влажным мелом.

О строении морены, которая в большинстве случаев перекрывает подморенные флювиогляциальные отложения, можно было судить по разрезу в овраге Песочный ров. В семиметровой толще моренных отложений, вскрытой зачисткой, хорошо выделяются два торизонта: верхний красно-коричневый и нижний серо-коричневый. Между ними отмечается горизонт слоистого безвалунного суглинка светло-серого цвета, возможно, связанного с осцилляционными процессами. Наличие подобных моренных отложений в близлежащих районах отмечалось Е. В. Шанцером (1934), а также Р. В. Кабановой (1958).

По направлению к приводораздельным участкам мощность морены значительно уменьшается, что, в частности, хорошо видно на междуречье Десны и Судости. Так, например, в траншеях у с. Бугаевки морена, перекрытая сверху светло-серыми флювиогляциальными песками (0,6, m), имеет мощность всего 1,2 м и сильно опесчанена. Однако нельзя сказать, что мощность морены постоянно увеличивается по направлению к долинам. Так, вблизи долины Десны она колеблется в очень больших пределах: в карьере у с. Чулатова, расположенном в 100—150 м от реки, мощность горизонта морены не превышает 0,7 м, тогда как в зачистке оврата Песочный ров, в 600—700 м от реки, она достигает 7 м. Изменение мощностей ледниковых отложений указывает на наличие значительных перовностей поверхности подстилающих пород. Вблизи долины Десны ледниковые отложения заполнили довольно глубокие ложбины, которые в современном рельефе выражены в виде незначительных понижений, прорезанных оврагами. Подобные понижения хорошо прослеживаются также к северу от Трубчевска у селений Острая Лука и Каменная слобода, где коренные породы (мергели мел) уступают место четвертичным суглинкам и супесям, заполнившим древние овраги и небольшие балки. В более крупных балках, таких, как Мосолов ров, моренные отложения выстилают древние склоны, опускаясь до современного днища. Судя по разрезам в береговых оврагах между селениями Пушкари и Роговкой, такое же опускание морены, вплоть до современного уреза реки, отмечается на склоне долины Десны.

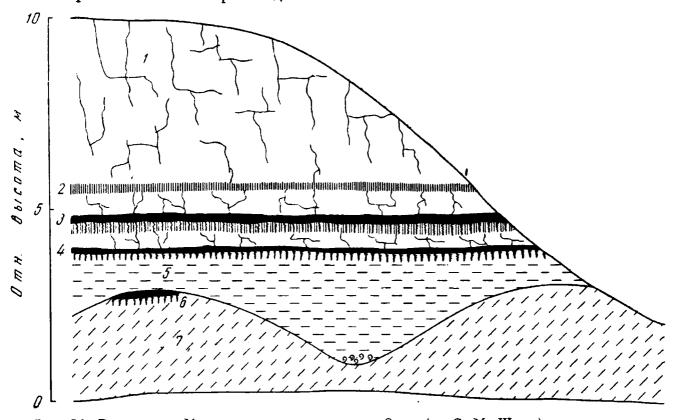
Близкие по характеру условия залегания морены, отмеченные еще Г. Ф. Мирчинком (1925), наблюдаются и в долине р. Сейма. Этим исследователем был сделан правильный вывод о том, что днепровский ледник застал на данной территории хорошо разработанный эрозионный рельеф. В то время существовали крупные долины Днепра, Десны, Сейма, а придолинные участки характеризовались довольно высокой степенью расчлененности оврагами и балками. После отступания ледника склоны долин и

крупных балок были выстланы мореной, а овраги и небольшие балки оказались почти полностью заполненными моренным материалом. Вблизи менее крупных рек, особенно в северных участках описываемой полосы, например в бассейнах рек Беседи, Ипути, Снови, морена залегает ровным пластом, не опускаясь в долины.

В целом мощность диепровской морены закономерно уменьшается с севера на юг. Так, например, близ границы московского оледенения в Екпмовичском районе Смоленской области в некоторых разрезах она имеет мощность до 15 м, на средней Десне максимальная мощность морены не превышает 7—8 м, а еще южнее, даже вблизи таких крупных долин левобережья Днепра, как Сейм, Сула, Удай и Псел, ее мощность обычно не превыщает 1,5-2 м. Местами морена здесь размыта или сильно опесчанена. Характерио, что в разрезах на территории средней Украины, т. е. во внешней части области оледенения, морена иногда становится явно пористой приобретает черты облёссованности, что связано, по-видимому, не только с тем. что маломощная морена могла подвергнуться впоследствии процессам облёссования, но также и с тем, что в южных областях ледник формировал морену за счет разрушения древпечетвертичных лёссовых пород.

Убывание днепровского ледника вызвало накопление на общирных территориях надморенных флювиогляциальных супесей и песков. О их составе позволяют судить упоминавшиеся ранее обнажения у с. Бугаевки, в меловом карьере у с. Чулатова, в карьере кирпичного завода в г. Прилуки, в овраге Песочный ров. Обычно они представлены светло-серыми или серо-желтыми разнозернистыми песками и сущесями и гравием кристаллических и местных цород. В овраге Песочный ров в надморенных флювиогляциальных отложениях, представленных слоистыми песками оранжевого цвета, были встречены деформации типа микросбросов, образующих надвинутые друг на друга блоки, имеющие наклон от 5 до 20°. Образование их скорее всего связано с давлением, которое оказывала на песок тающая глыба льда (Спиридонов, 1938). В распространении флювиогляциальных отложений отмечается та же закономерность, что и в распространении морены, — в бассейнах крупных рек их мощность увеличивается в направлении от водораздельных участков к долинам. На присклоновых участках мощность флювиогляциальных отложений увеличивается в местах древних ложбин. Особешно это заметно вблизи границ оледенения, в частности близ восточного участка границы, пересекающего правобережье Десны. Здесь, например, к северу от г. Трубчевска — в районе с. Дольска в правом берегу долины Десны высотой около 20 м, сложенном опокой, хорошо выделяется древняя погребенная ложбина, со склонами крутизной 15-20° вследствие заполнения флювиогляциальными песками и супесями серо-зеленого и серо-желтого цвета, прикрытыми сверху лёссовидными супесями.

Флювиогляциальные отножения отмечаются и в экстрагляциальной области днепровского оледенения, в частности в северной части правобережья средней Десны. На приводораздельных участках они выходят па поверхность в местах, где отсутствуют погровные лёссовые отложения. Судя по разрезу в траншеях у с. Павловки, их мощность местами превышает 3 м. Они представлены здесь светло-серыми и серо-желтыми слоистыми песками и супесями, в которых, наряду с гравием кристаллических пород, отмечается большое количество гравия и гальки местных пород главным образом веленой опоки и мергеля. Так же как и в ледниковом районе, здесь осуществлялся вынос ледниковых отложений в долину через древние эрозионные ложбины. Поэтому во внеледниковом районе эти ложбины также заполнялись ледниковыми отложениями, но уже не мореной, а флювиогляциальными песками и супесями, среди которых, по-видимому, присутствуют не только надморенные, но и подморенные водоледниковые отложения, однако выделить их не представляется возможным. Подобные отложения отмечаются в ряде крупных балок внеледниковой части правобережья Десны, например, в балках Выгоничской, Палужской и Серебрянке. Наличие здесь флювиогляциальных пород свидетельствует о том, что упомянутые эрозионные ложбины являлись путями стока вод от недалеко расположенного края лецника.



Рпс. 71. Разрез у с. Мерцаловки к западу от г. Орла (по С. М. Шику): 1 — покровные лёссовидные суглинки; 2 — слабовыраженная погребенная почва; 3 — основная микулинская ископаемая почва; 4 — ископаемая почва (одинцовская ?); 5 — супеси; 6 — ископаемая почва; 7 — суглинки

Воды тающего ледника имели довольно широкое распространение не только в пониженной части экстрагляциальной области (Приднепровская низмеплость), но и на Средне-Русской возвышенности, например, в районе г. Орла, где С. М. Шик отметил водно-ледниковые отложения. В овраге, прорезающем правый коренной склон долины р. Цон у д. Мерцаловки, им был описан следующий разрез (рис. 71).

${ m PdQ_{IV}}$	1. Гумусовый горизонт современной почвы — сугли-	•
	нок, темно-серый	$0,40$ μ
»	2. Культурный слой, состоящий из обломков кирпича,	
	известняка, кремния	0,25 M
»	3. Гумусовый горизонт современной почвы (продолже-	
	пие горизонта 1), книзу светлеет	$0,60$ μ
»	4. Горизонт В — суглинок буровато-коричневый, из-	
	вестковистый	0,50 M
eol(?)Q ₁₁₁ v	 Суглинок лёссовый, палевый, тонкий, карбонатный, 	
	пористый с дутиками размером 3—4 см; внизу	
	опесчанен	3,50 M
$pdQ_{III} v(inst)$	6. Гумусовый горизонт — суглинок серовато-бурый,	
	гумусированный, тонкопесчанистый, слабо из-	
	вестковистый	0,30 m

$pdQ_{III}v(inst)$	7. Горизонт В — суглинок буровато-коричневый с вкрап-	
	лениями подзола	0,40 m
	Ископаемая почва:	
»	8. Гумусовый горизонт — суглинок красновато-бурый	
	сильно гумусированный с вкраплением подзола	0,30 M
»	9. Горизонт В — суглинок светло-коричневый, однород-	
	ный, известковистый, с вкраплениями подзола	0,50 M
$\mathbf{p}\mathrm{d}Q_{\mathbf{II}}$ od	10. Ископаемая почва — суглинок серовато-бурый, гу-	
	мусированный, тонкопесчанистый, почва сформи-	
	рована на супеси слоя 11	0,40 м
lg i Qլլ ժ	11. Супесь светло-серая, щебенчатой структуры, топко-	
	слоистая	0,60 м
$\operatorname{pdQ}_{\Pi\Pi}$ l	12. Ископаемая почва — суглинок буровато-коричне-	
	вый, гумусированный, тонкопесчанистый, в верх-	
	ней части сильно уплотненный, комковатой струк-	
	туры	0,70 M
4Q ₁₁ 1 (?)	13. Супесь от светло-коричневого до зеленовато-серого	
	цвета, в нижней части — светло-серая, горизон-	
	тальнослоистая. Видимая мощность	1,00 м

В данном разрезе под толщей лёссовидных суглинков с тремя горизонтами исконаемых почв залегает слой, состоящий из тонкой светло-серой супеси. Вниз по оврагу этот слой увеличивается в мощности до 3 м и более, срезая пижележающую исконаемую почву. Работниками Геологического управления центральных районов, проводивших геологическую съемку к северу от г. Орла, установлено, что супесь фациально связана с днепровскими ледниковыми отложениями. Наличие описанной супеси свидетельствует о том, что местами за краем ледника на участках, удаленных от крупных долин, существовали слабопроточные водоемы, заполнявшиеся тонкослоистым материалом.

Помимо самого днепровского ледника, на особенностях рельефообразующей деятельности которого мы останавливались в начале настоящего раздела, значительные изменения в рельефе были вызваны деятельностью его талых вод. Ими были сформированы зандровые равнины Высокого полесья и правобережного Приднепровья. Воды, поступавшие от ледника, образовали своеобразную гидрографическую сеть, состоявшую из потоков, оконтуривавших край ледника. Так, Н. И. Дмитриев (Дмітріев, 1936) указывает ныне мертвую долину между Сеймом и Днепром, которая проходила вдоль края ледника, аккумулируя воды Сейма, Псла и Ворсклы. Признаки системы приледниковых потоков прослеживаются в бассейпах рек Припяти, Сулы, Хорола, Удая, а многочисленные реликтовые долины — на междуречьях Сулы и Удая, Хорола и Сулы, Хорола и Псла, Псла и Ворсклы, Ворсклы и Орели и, наконец, в Полесье.

После днепровского оледенения территория, лежащая за пределами московского оледенения, больше не покрывалась ледпиком. Вся толща, залегающая выше днепровских ледниковых отложений и соответствующая верхнему плейстоцену, сложена перигляциальными отложениями и разделяющими их горизонтами ископаемых почв.

Отложения, соответствующие одинцовскому межледниковью, на рассматриваемой территории встречены пока что лишь в отдельных разрезах и обоснование их возраста требует дополнительных стратиграфических и палеоботанических доказательств. В настоящее время о их возрасте можло судить исходя из условий залегания и их положения по отношению к достаточно хорошо датированным горизонтам. Один из разрезов, в котором вскрывается почти полностью вся толща надморенных верхнеплейстоценовых отложений, находится на правобережье

Десны к югу от Новгорода-Северского, у с. Араповичи. Разрез расположен в пределах водораздельного, слабо наклонного к долине плато, в 2 км от долины, в левом отвершке балки Шкурков ров. В нем прослеживаются следующие слои (рис. 72):

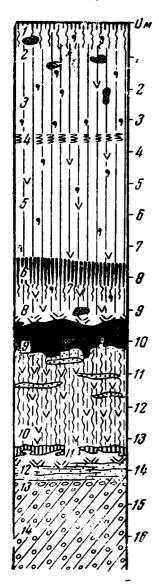
$\operatorname{pdQ}_{\mathbf{IV}}$	1. Гумусовый горизонт современной почвы — супесь средняя темно-серая	0,20 м
$eolQ_{II}$ v	2. Супесь темно-палевая с коричневатым оттенком, од-	0,20 210
VIII	породная, в верхней части гумусирована, книзу	
	светдеет	0,80 .1
»	3. Супесь лёссовидная, палевая с сероватым оттенком,	7,20 0.0
	запзвесткованная, в верхней части — со сле-	
	дами кротовин; книзу светлеет	2,35 м
$pdQ_{III}v(inst)$	4. Уровень оглеения — супесь лёссовидная, зеленова-	
	тал с палевым оттенком, оглеенная, пористая,	
	по порам заизвесткована, а иногда и ожелезнена;	
	имеет большую плотность, чем выше- и нижеле-	
10	жащие слои	0,15 m
eoiQ _{III} v	5. Супесь лёссовидная палевая со слабым сизоватым	
	оттенком в верхних 8—10 см, по порам заизве-	a 6
•	сткована	3,90 .u
ndOv/inct)	Ископаемая почва: 6. Гумусовый горизонт — супесь коричневая, гумуси-	
badill ((msa)	рованная, тяжелая, тонкая, пористая, заизве-	
	сткованная; нижний контакт нечеткий, волни-	
	стый	0,60 At
»	7. Горизонт В — супесь серо-коричневая с буроватым	0,00 810
	оттенком, тяжелая, илотная, слабопористая, с	
	железисто-марганцевыми примазками	0,50 m
$\operatorname{eolQ}_{\mathbf{III}} \mathbf{v}$	8. Супесь палево-серая лёссовидная, заизвесткованная,	•
	местами имеет более светлый оттенок, встречают-	
	ся слабо ожелезненные пятна и марганцовистые	
	точки; в нижних 0,15 м приобретает коричнева-	
10 .	то-сизоватый цвет; нижний контакт волнистый	0,85
$\operatorname{pdQ}_{\operatorname{III}}$ miк	9. Основная погребенная почва:	
	а. Гумусовый горизопт — суглинок от темно-серого до	
	черного цвета с коричневым оттенком, сильно	
	гумусированный, легкий, с марганцовистыми точ-	
	ками, местами интенсивно насыщен прожилками псевдомицелия; отмечаются следы древних крото-	
	вин размером до 10—15 см; книзу слой светлеет	
	и в виде небольших языков заходит в нижеле-	
	жащий слой	0,85 M
	б. Горизонт А2 — супесь светло-серая, очень сильно	•
	заизвесткованная, местами представляет собой	
	карбонатную присыпку, которая проникает в	
	верхнюю часть нижележащего слоя	0,1 se
	в. Горизонт В — супесь буро-желтая ожелезненная,	
	плотная, ореховатой структуры; в нижней ча-	
	сти слоя переслапвается с более темными буры-	
	ми прослоями супеси; слоистость горизонтально-	
	волнистая; нижний контакт постепенный, здесь	1 05
al lO _ m	выраженность прослоев ухудшается	1,85 .11
ar — iQII in	10. Супесь палево-желтая, слабо ожелезненная, средней	
	плотности, с мелкими железисто-марганцовистыми	

	точками и иятнами ожелезнения; отмечаются не- четкие горизонтальные прослои палево-серой	
	супеси	1,05 .11
rdQ ₁₁ od	11. Следы ископаемой почвы	1,00 00
11	а. Супесь светло-коричневая, сильно известковистая,	
	с ожелезненными прожилками; по верхнему	
	контакту отмечается прослойка более интенсивно	
	окрашенная в коричневый цвет; нижний кон-	
	такт постепенный	0,23 .
	б. Супесь серовато-сизая, в верхней части имеет сизо-	•
	ватый оттенок, слабо пористая, с марганцовисты-	
	ми точками; из данного слоя в вышележащий	
	заходит резкий волнистый язык, нижний кон-	
	такт в целом горизонтален, однако и он местами	
	деформирован — вниз заходят измятые карма-	
	ны глубиной 5—6 см и шириной 4—5 см	0,12 m
$fglQ_{II}d(?)$	12. Переслаивание палево-серой с коричневатым оттен-	
	ком супеси и светло-серого мелкозернистого пе-	
	ска; в песке отмечаются зерна кварца и других	
	кристаллических пород; кпизу слоистость ста-	
10 3	новится менее четкой	0,70 м
$\mathrm{glQ}_{11} \ \mathrm{d}$		
	ный, глыбистой структуры, пасыщен валунами	
	кристаллических и местных пород размером до	0.00
	20 см	0,20 м
»	14. Морена — суглинок палево-серый, темный, плот-	
	ный, насыщен гравием различных кристалли-	
	ческих пород размером 2—3 см; книзу приобре-	2.40 м
	тает силоватью оттенов: вилимая мошность	/ 4U M

Не останавливаясь пока на характеристике всех горизонтов, залегающих в данном разрезе выше ледниковых отложений, укажем лишь, что верхняя часть разреза (слои 3—8) сложена толщей лёссовых отложений с двумя уровнями почвообразования; эта толща подстилается мощной ископаемой почвой, которая, как это будет показано ниже, относится к московско-валдайскому, микулинскому межледниковью. Почва сформировалась на тонких пылеватых супесях (слои 9 и 10), в основании которых отмечаются следы самой пижней ископаемой почвы (слой 11), залегающей на ледниковых отложениях днепровского времени (слои 13 и 14).

О возрасте иминей ископаемой почвы и перекрывающих ее тонких пылеватых супесей можно судить, исходя из условий их залегания: они подстилаются днепровскими ледниковыми отложениями и, следовательно, сформировались вслед за днепровским оледенением и перекрыты горизонтом мощной ископаемой почвы (слои 9 и 10), относящейся к микулинскому межледниковью. Это позволяет относить указанные следы ископаемой почвы ко времени одинцовского межледниковыя, последовавшего днепровским оледенением. В аналогичных условиях залегания была встречена ископаемая почва в разрезах высокого правого берега Десны у г. Трубчевска, где этот горизонт, представленный бурым гумусированным суглинком со следами оглеения (мощностью 0,5-0,7 м), расположен между основной (микулинской) ископаемой почвой и ледниковыми отложениями максимального днепровского оледенения. Эти данные согласуются с наблюдениями в экстратляциальной зопе. В уже упоминавшемся разрезе у с. Мерцаловки, к западу от г. Орла, на супеси, отложенной водами днепровского ледника, сформировалась ископаемая почва, выше которой на лёссовидных суглипках залегает микулинская ископаемая почва.

Отложения, соответствующие московскому ледниковью. Из описания разреза у с. Араповичи видно, что следы одинцовской ископаемой почвы имеют признаки криотурбационных смятий в виде карманов, сжатых в верхней части. Мерзлотные деформации образовались здесь с возникновением перигляциальной зоны московского



у с. Араповичи на р. Десне. Цифры на разрезе соответствуют номерам слоев в описании (см. стр. 191—192)

Рис. 72. Разрез

оледенения, в период которого происходило формирование тонких пылеватых супесей. Эти супеси очень напоминают лёссовые отложения, однако, в «чистом» виде их изучить не удалось, так как они служат материнской породой для основной ископаемой почвы и очень сильно изменены почвообразовательными процессами. Аналогичные по характеру и условиям валегания супеси отмечаются в ряде разрезов как к югу от Новгорода-Северского, так и к северу от него. Вблизи границы московского оледенения эти супеси замещаются флювиогняциальными отложениями песками и супесями с гравием и галькой кристаллических пород. Так, например, в разрезе у с. Новой Салыни (в 40-50 км к югу от границы московского оледенения) горизонт В микулинской ископаемой почвы развит на подобных песках и супесях. В г. Рославле, уже в пределах области московского оледенения, указанный горизонт В еще более опесчанен, в нем отмечается значительное количество гравия кристаллических нород. Все это свидетельствует о том, что за границей московского оледенения существовала перигляциальная зона, в которой происходило формирование тонких пылеватых сунесей, скорее всего лёссового типа.

Отложения микулинского межледниковья. Как уже упоминалось выше, покровные отложения, московского времени, стали материнской породой для мощной исконаемой ночвы. Работы, проведенные за последние 4-5 лет Институтом географии Академии паук СССР, показали, что этот почвенный горизонт является важным маркирующим стратиграфическим горизонтом в неригляциальных районах Русской равнины, находящихся за пределами границы валдайского оледенения. горизонт уже прослежен серией разрезов через 30— 50 км, начиная от территории, покрывавшейся московским оледепением (район г. Рославля), далеко на юг по линии Рославль — Брянск — Трубчевск — Новгород-Северский — Шостка — Кролевец — Терны —

Ромны — Прилуки. Таким образом, к пастоящему времени эта ископаемая почва последовательно прослежена почти до широты Киева, а в отдельных разрезах и южнее (район г. Кременчуга). Везде, где этот горизонт хорошо сохранился, он залегает в основани перекрывающих его лёссовых отдожений.

О характере этого горизонта ископаемой почвы можно судить по описанным выше разрезам у селений Игоревки, Чулатова, Араповичи, а также по разрезу у с. Мезин (рис. 73). Там, где он сохранился полностью, его мощность нередко достигает 3 м и более. В нем хорошо прослеживается генетический почвенный профиль: гумусовый горизонт, промежуточный горизонт и горизонт В. Это хорошо видно, хотя бы в разрезе у с. Араповичи. Гумусовый торизонт ископаемой почвы имеет здесь мощность 0,8—

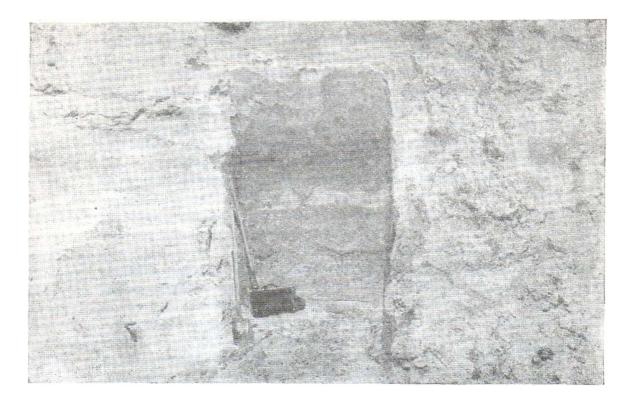


Рис. 73. Микулинская ископаемая почва в разрезе у с. Мезин. Фото Л. А. Величко

0,9 м и представлен темно-коричневым, сильногумусированным пористым суглинком со следами кротовин; в нижней части он осветляется и на этом уровне прослеживаются пылеватые карбонатные включения. Ниже следует горизонт В, представленный сильно ожелезненным плотным суглинком мелкоореховатой структуры. Книзу интенсивность ожелезнения постепенно ослабевает, отмечаются ортзандовые прослои. Мощность горизонта В — 2—2,5 м. Четкий генетический профиль этой ископаемой почвы выражен не только в более южных, но и в более северых разрезах. Так на окраине г. Брянска в 2—2,5 км от правого берега долины Десны, в овраге кирпичного завода прослеживается следующий разрез (рис. 74).

$\operatorname{pdQ}_{\mathbf{IV}}$	1. Почва:	
	а. Гумусовый горизонт — темно-серый, супесчанистый;	
	в нижней половине становится более плотным,	
	увеличивается количество глинистых частиц,	
	цвет становится черным	$0,50$ μ
	б. Переслаивание светло-желтых прерывистых просло-	
	ек (1—3 см) тонкого пылеватого песка с тонки-	
	ми прослоями супеси вверху, темно-серой до чер-	=
. 10	ной, книзу приобретающей серо-коричневый цвет	0,30 м
eolQ _{III} v	2. Лёссовидная супесь светло-коричневая, с крупны-	
	ми порами; постоянно отмечаются горизонталь-	
	но вытянутые линзы (1—1,5 см) белесой, тонкой,	
	пылеватой супеси, связанные с почвообразова-	
	тельными процессами; книзу количество линз	4.00
	становится значительно меньше	1,00 м
*	3. Лёссовидная супесь коричневато-серого цвета тон-	
	кая, однородная, пористая, в верхней части от- мечаются небольшие линзы ожелезнения; встре-	
	чаются марганцовистые точки, нижний контакт	
	нечеткий, постепенный	0,35 м
	actuans, accumumin	0,00 00

pdQ _{itt} v(inst)	4. Супесь лёссовидная, темно-коричневая, тяжелая, пористая, со следами оглеения; контакты не-	
eolQ _{III} v	четкие	0,45 m
	чаются редкие марганцовистые точки и нечет- кие светло-бурые ожелезненные пятна	2,60 м
pdQ_{III} v (inst)	6. Суглинок темно-серо-коричневый, слабогумусиро- ванный, легкий, средней плотности, пористый,	2,00 20
,	с редкими пятнышками ожелезнения— уровень слабо выраженных почвообразовательных про-	
	цессов; окрашенность гумусом в целом перовная:	
	в нижней части слоя (мощностью 0,3—0,4 м) пре- обладает буро-коричневый цвет; нижний контакт	
oolt) v	нечеткий	3s. ()8,0
eord ^{III} A	7. Лёссовидная супесь палево-серая тяжелая, в целом однородная, пористая, изредка отмечаются не-	
	выразительные пятнышки ожелезнения; в самой	
	нижней части слоя в горизонтальном направле-	
	нии проходит нечеткая слабоволнистая, но в це-	
	лом горизонтальная прослойка заленовато-си-	
	зого суглинка, толщиной 7—8 см, пористого,	
	с тонкими, волнистыми прожилками желтого ожелезнения	0,90 м
pdQ ₁₁₁ mik	8. Погребенная почва:	0,00 %
	а. Гумусовый горизонт — суглинок от темно-коричне-	
	вого до черного, легкий, рыхловатый, пористый.	
	В верхней части отмечаются горизонтальные	
	линзочки (2×10 см) и пятна (3 см) черного су-	
	глинка (очень сильно гумусированного); в ниж- них 8—7 см суглинок слегка светлеет; нижний	
	контакт нечеткий, волнистый, в слой входят язы-	
	ки из нижележащего слоя	0,50 м
	б. Горизонт Λ_2 — супесь белесая со слабым палевым	
	оттенком, тонкая, пылеватая, пористая, насы-	
	щенная мелкими комками (2—3 мм) коричневого	
	суглинка; при рассыпании порода дает мелко- ореховатые отдельности; из этого слоя в вышеле-	
	жащий заходят длинные, наклонные вправо под	
	углом 45° слабоволнистые языки; длина неко-	
	торых из них 0,5 м и больше; нижний контакт не-	
	четкий	0,20 se
	в. Горизонт В — суглинок красновато-коричневый,	
	рыхлый, пористыё, мелкоореховатой структуры, насыщенный нечеткими слабоволнистыми, но в	
	целом горизоцтальными линзами и прерываю-	
	щимися прослоечками (2—2,5 см) светло-палевой,	
	почти белесой тонкой пылеватой супеси; в верх-	
	ней части суглинок имеет интенсивный красно-	
	ватый оттенок, который книзу становится менее	
	ярким; наредка отмечаются следы древних кро-	1,40 AI
eolOrr m (?	товин, заполненных суглинком слоя а	1,44V A1
11 - (.)	ная прослойкам вышележащего слоя), мелкопо-	
	ристая, с марганцовистыми точками, из вышеле-	
	жащего слоя проходят в вертикальном направ-	
	пении нечеткие волнистые невылержанные по	

	мощности прожилки (1,2—2,5 см) красновато-	
	коричневой супеси, напоминающие затеки	0,55 M
eolQ _U m (?)	10. Супесь красновато-коричиевая, плотная, средняя,	
	со следами замарганцованности; в нижней части	
	отмечаются тонкие ветвистые прожилки пале-	
	вой тонкой пылеватой супеси, которая в самой	
	нижней части преобладает	$0,45$ μ
pdQ _{II} od	11. Супесь оглеенная, тонкая, рыхлая, пористая; ниж-	
	ний контакт неправильно волнистый	0,25 M
*	12. Дресва опоки с редкими прожилками коричневой	
	супеси (1-1,5 см)	0 ,15 м
Pg	13. Опока; видимая мощность	0,80 м

Как можно видеть из описания разреза, здесь в основании лёссовых отложений прослеживается ископаемая почва с четко выраженными генетическими горизонтами, общая мощность которой достигает 3 м. Этот горизонт был прослежен вдоль склона оврага на протяжении более 10 м. Характерно, что этот разрез расположен уже в экстрагляциальной зоне

днепровского оледенения и свидетельствует о том, что строение верхнеплейстоценовых отложений на этом участке в целом не отличается от их строения внутри границы днепровского оледенения. Об этом же говорит и приведенный выше разрез у с. Мерцаловки, в районе г. Орла, в котором описанной здесь ископаемой почве соответствует залегающая выше супесей вторая ископаемая почва, что подтверждается палеонедологическими данными М. А. Глазовской, проводившей совместно с нами полевые исследования.

Этот горизопт ископаемой почвы хорошо прослеживается по правобережью Десны и к северу от Брянска. Как и в более южных разрезах, он залегает здесь в основании лёссовых отложений. Несмотря на очевидные признаки вторичных нарушений, деформировавших почвенный профиль (на которых мы остановимся ниже), и здесь хорошо видны обычные признаки этой почвы: наличие гумусового горизонта темно-коричневого цвета и красновато-бурого сильно ожелезненного горизонта В с характерной мелкоореховатой структурой. Эта почва наблюдается в разрезах у селений Токарева, Дядьковичи, Задубравья, Новой Салыни, расположенных на приводораздельном плато, в непосредственной близости от границы московского оледенения.

В районе г. Рославля, т. е. уже внутри границы московского оледенения, почвенный профиль оказался настолько деформированным, что гумусовый горизонт был представлен лишь отдельными линзами.

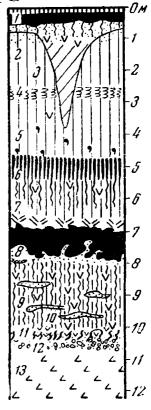


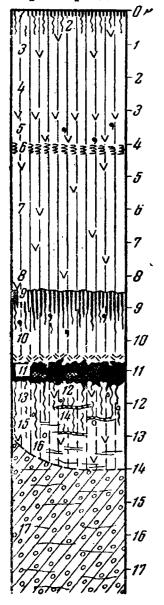
Рис. 74. Разрез с лёссовыми отложениями и ископаемыми почвами близ г. Брянска Цифры на разрезе соответствуют номерам слоев в описании

Однако, как показывает изучение разрезов в карьере Рославльского кирпичного завода, в основании 3—4-метровой толщи лёссовых отложений, непосредственно под этими линзами (толщиной 0,4—0,5 м) хорошо прослеживается горизонт вмывания В (0,8—1 м), представленный сильно ожелезненной супесью с характерной мелкоореховатой структурой и следами белесой присыпки. Близкие по строению разрезы были описаны нами в 100 км к северо-западу от г. Рославля, в карьере Смоленского кирпичного завода.

195

Таким образом, начиная с территории, покрывавшейся московским оледенением, и далее на юг в основании лёссовых отложений прослеживается единый горизонт ископаемой почвы, данные о котором имеются в работах Г. Ф. Мирчинка (1925), а также А. И. Москвитина (1933), Б. М. Даньшина (1936б), В. И. Громова (1948). Присутствие этого горивонта в сходных условиях залегания в бассейнах ряда рек— Остра, Десны, Сейма, Сулы, Удая— дает основание определенно высказаться в пользу положительного решения вопроса о стратиграфическом значении ископаемых почв и позволяет считать их очень важными стратиграфическими горизонтами при расчленении четвертичных отложений в перигляциальных районах.

Палеопедологическое изучение разрезов с торизонтом ископаемой почвы, проведенное М. А. Глазовской и сотрудниками биогеохимической лаборатории Института географии Академии наук СССР Л. П. Ильиной и Т. Д. Морозовой, показало, что на севере исследуемой территории до широты г. Брянска, эта почва относится к типу подзолистых. Местами на пониженных участках вблизи долин она приобретает профиль болотных почв (разрезы у селений Осовик, Милейково). Южнее, уже в пределах Украины (разрез у с. Араповичи), эта почва относится к типу серых лесных почв. Еще южнее, начиная с с. Мезин, отмечаются разрезы, в которых она относится к типу черноземов. Таким образом, на описываемой территории наблюдается смена зональных типов почв с севера на юг, близкая к современной. Черты подобной зональности свидетельствуют о межледниковом характере данной почвы, а ее стратиграфическое положение (на леднико-



вых отложениях московского оледенения и на синхронных им перигляциальных отложениях) определенно говорит о московско-валдайском (микулинском) возрасте этой почвы. В пользу такого возраста свидетельствует и смыкание в долине Десны этого горизонта с кровлей аллювиальной толщи, верхняя часть которой на основании палеоботанических данных относится к московско-валдайскому времени.

В период полевого сезона 1960 г. были получены новые данные, подтверждающие микулинский возраст мощной исконаемой почвы. Во время работ в балке Залисный ров у с. Мезин (рис. 75) удалось установить непосредственную связь этого горизонта почвы с толщей озерно-болотных отложений, залегающей в основании водораздельных лёссов, выходы которой были обнаружены в 1959 г. сотрудницей Геологического института УССР А. П. Ромодановой и Т. Д. Морозовой. Палеоботанический анализ некоторых образцов озерно-болотных отложений, проведенный В. П. Гри-

Рис. 75. Разрез у с. Мезин на р. Деспе.

Условные обозначения (цифры на разрезе): 1 — гумусовый горизонт современной почвы; 2 — горизонт В — супесь светло-бурая, пылеватая; 3 — супесь лёссовая, темпо-палевая; 4 — супесь лёссовая, светло-палевая; 5 — супесь лёссовая, палево-серая; 6 — уровень оглеения; 7 — супесь лёссовая, палево-серая, тонкая, пылевато-пористая, слабо ожелезненная, горизонт книзу темнеет, контакт постояпный; 8 — супесь темно-полевая; 9 — горизонт А верхней надморенной ископаемой почвы: 10 — горизонт В — суглинок светло-бурый; 11 — горизонт А основной надморенной ископаемой почвы: 12 — горизонт А₂В (подзол); 13 — горизонт В — суглинок коричневато-бурый; 14 — супесь грубая с прослоями сизого суглина, с гравием кристаллических пород; 15 — супесь буро-желтая; 16 — переслаивание светло-палевой и светло-коричневой супеси; 17 — суглинок серовато-бурый с гравием кристаллических пород

чуком, определенно говорит о их микулинском возрасте (см. табл. 10, разрез 118). Таким образом, стратиграфические, палеоботанические и палеопедологические данные позволяют твердо датировать микулинским временем этот горизонт, прослеживающийся на общирной территории к югу от границы московского оледенения.

Таяние днепровского ледника вызвало интенсивный размыв в долинах рек бассейна Днепра; на Днепре он достигал глубины 60 м (сводку литературы см. у Карандеевой, 1957). Значительно переуглублены были Сейм — до 20 м (Кабанова, 1958) и Десна — до 18—20 м (наши наблюдения и данные сотрудников Украинского Гидропроекта). Возможно, в нижней части присутствуют отложения, соответствующие более древним эпохам плейстоцена.

В процессе такого активного развития речных систем в последнепровское время в пределах долин оказались размытыми и в значительной степени переотложенными днепровские ледниковые отложения, древнеаллювиальные отложения и белые кварцевые пески полтавского яруса. Белые кварцевые пески вошли в состав сформировавшейся затем аллювиальной свиты, слагающей третью надпойменную террасу Днепра, которая впоследствии оказалась погребенной под толщей лёссовых отложений. Близкие по составу аллювиальные отложения, представленные в основном белыми кварцевыми песками с прослоями зеленоватых мергелистых глин, были выделены нами в бассейне Десны, где их кровля имеет высоту над современным урезом реки 8—10 м. Как показало изучение разрезов у с. Хотылева, г. Трубчевска, с. Заровской Кручи, на правобережье Десны эти отложения, так же как в долине Днепра, перекрыты 8—10-метровой толщей лёссовых отложений, но древняя терраса все же проявляется в современном рельефе в виде полотого понижения, примыкающего к плато.

Такого же состава аллювильные отложения отмечаются также и в долине правого притока Десны — Судости. Здесь, в одном из разрезов этой толщи у с. Посудичи, была обнаружена 6—7-метровая линза озерно-старичных отложений, залегающих в верхней части этого погребенного аллювиального комплекса. Палеоботанический анализ отложений этой линзы вскрыл смену типов растительности, характерную для московско-валдайского (микулинского) межледниковья (см. табл. 10, разрез 117). Это заставляет предполагать, что формирование самой верхней части рассматриваемого погребенного аллювиального комплекса падает на какой-то отрезок микулинского межледниковья. Данных, позволяющих выделить самостоятельные аллювиальные отложения московского и одинцовского времени, пока что нет, однако, и нет никаких оснований отрицать их присутствие в составе этой мощной аллювиальной толщи погребенного комплекса.

Анализ палеоботанических и палеопедологических данных показывает, что на данной территории в московско-валдайское (микулинское) межледниковье была ширско распространена лесная растительность, которая на юге постепенно сменялась степной. Междуречья в этот период были покрыты мощным почвенным покровом (более мощным, чем современный). На севере были развиты подзолистые почвы, в средней части — серые лесные, а на юге появлялись черноземные почвы. Изучение геологических профилей у с. Дядьковичи, г. Брянска и с. Араповичи, расположенных перпендикулярно долине Десны, показывает, что придеснинское правобережное плато было на 10—12 м ниже, чем теперь, а рельеф его был близок к современному. Почвенный покров опускался по склонам существовавших тогда крупных балок и долин. На крутых склонах в результате более активных делювиальных процессов почвенный покров расшеплялся на два (разрез у с. Хопылева), а иногда и на три (разрез у с. Комани) горизонта.

Отложения валдайского ледниковья. Верхним комплексом четвертичных отложений в рассматриваемой полосе валдайской

перигляциальной зоны являются лёссовые отложения. Об основных чертах их строения можно судить по разрезам, описание которых было приведено выше, в частности, по разрезам у с. Араповичи, в овраге Шкурков ров, и у г. Брянска в овраге кирпичного завода. Как в этих разрезах, так и во многих других, например, у г. Трубчевска и с. Мезин на правобережье Десны, у с. Клепалы на левобережье Сейма, у с. Константины на правобережье Сулы, в г. Прилуки на Удае, прослеживаются одинаковые особенности стратиграфии лёссовых отложений. В тицичном виде они представияют собой тонкие, пылеватые супеси палевого цвета, пористые, карбонатные, нередко с включениями журавчиков. На приводораздельных территориях эти первичные, непереотложенные лёссовые отложения, как правило. горизонтом мощной московско-валдайской поистилаются почвы. На 1,5-2 м выше этой почвы, в нижней части лёссовых отложений отмечается еще одна ископаемая почва, выраженная значительно слабее, чем московско-валдайская.

Признаки этой более молодой почвы уже отмечаются в разрезах, расположенных к югу от г. Рославля (у селений Новой Салыни, Токарева). Здесь она выражена в виде уровня средне- и слабогумусированного суглинка мощностью 20—30 см. Однако уже в районе г. Брянска на этом уровне прослеживается тенетический почвенный профиль: 1) гумусовый горизонт (мощностью 0,3—0,4 м), представленный буро-коричневым среднегумусированным суглинком (слой 6), с очень неровным нижним контактом (языки и затеки заходят в нижележащий слой); 2) горизонт В — светло-бурый, в верхней части белесый легкий суглинок (0,7—0,8 м). Такой же горизонт ископаемой почвы хорошо прослеживается в районе городов Трубчевска, Новгорода-Северского (см. разрез у с. Араповичи).

Еще далее на юг выраженность этого горизонта исконаемой почвы значительно возрастает, главным образом за счет гумусового горизонта. В районе с. Мезин мощность тумусового горизонта достигает 1 м, а в районах Ромен и Прилук он имеет мощность более 1 м. Характерной особенностью этого горизонта является наличие языков — затеков гумусового вещества в нижележащий горизонт — длиной от 10—15 см на севере (в районе Брянска) до 60—80 см на юге (в окрестностях г. Прилуки). А. И. Москвитин (1933), оцисавший здесь эту почву, назвал указанные затеки «космами».

На 3—4 м выше описанной почвы внутри лёссовой толщи расположен второй элювиальный горизонт — в виде уровня оглеения зеленоватого цвета мощностью 20—30 см. О характере его можно судить по приведенным выше разрезам у г. Брянска и у с. Араповичи. Этот уровень прослеживается от района г. Брянска на юг с таким же постоянством, как и горизонт «косматой» ископаемой почвы. Примечательно, что в разрезах, расположенных к югу от с. Мезин (у с. Клепалы на р. Сейме и южнее), выше «косматой» почвы прослеживается уже не уровень оглеения, а слой слаботумусированной супеси. Это вполне закономерно и связано с более южным положением данных разрезов.

Таким образом, толща лёссовых отложений, перекрывающих московсковалдайскую (микулинскую) ископаемую почву, в районе Брянска и южпее разделяется двумя элювиальными уровнями на три горизонта, которые можно обозначить как: «лёсс І», средней мощностью 1,5—2 м, залегающий между микулинской ископаемой почвой и вышележащей «косматой» ископаемой почвой; «лёсс ІІ», средней мощностью 3—4 м, расположенный между ископаемой почвой с «космами» и уровнем оглеения, и «лёсс ІІІ», средней мощностью 2—3 м, залегающий выше уровня оглеения. Наконец, судя по данным разрезов, описанных в районе Брянска (в овраге кирпичного завода и в котловане под магазин на улице Красноармейский большак) толща лёссовых отложений венчается наиболее молодой постлёссовой

ископаемой почвой дерново-подзолистого типа (Величко, 1957а). Эта почва перекрывается тонкой, пылеватой супесью мощностью 10-30 см, которая послужила материнской породой для современной почвы.

На склонах долин к первичным лёссовым отложениям описанной стратиграфии прислонен шлейф явно слоистых опесчаненных вторичных лёссовых отложений, залегающих согласно наклопу склонов. Они образовались ва счет размыва и переотложения первичных лёссовых пород. Мощность этих вторичных лёссовых отложений, судя по разрезам в районе Брянска, у селений Супонева и Роговки на правобережье Десны, достигает и м полее.

Таковы главные черты стратиграфии лёссовой толщи. Залегание ее на московско-валдайской (микулинской) пскопаемой ночве свидетельствует в пользу ее валдайского возраста. О формировании е в перигляциальной зоне вандайского оледенения говорит наличие мерзлотымх деформаций. Последние обнаруживаются уже в межледниковой микулинской исков эмой почве. Наиболее южной точкой, где пами ранее были обнаружены подобные деформации, является г. Трубчевск. Однако работы 1960 в. позволили установить полобные деформации еще южнее — в районе с. Мезин. Степепь выраженности деформаций возрастает к северу. Так, в районе г. Брянска оказались очень сильно деформированными криотурбационными смятиями нижняя часть гумусового горизонта и верхняя часть горивонта В микулинской почвы (рис. 76). В более северных районах, как показывают разрезы у с. Дядьковичи (овраг Крутица), обнаруживаются следы солифлюкционного смещения гумусового горизонта, а в разрезе у с. Новой Салыни оказались деформированными не только гумусовый горизонт, но и весь горизонт вмывания. Наконец, в зоне московского оледенения, судя по разрезам в карьерах Смолепского и Рославльского кирпичных заводов, гумусовый горизонт оказался совершенно смещенным, от него сохранились лишь линзы гумусированного суглинка, сильно перемятые, со следами завихрений.

Все это говорит о том, что в начале валдайского ледниковья распространилась далеко на юг мощная волна похолодания, деформировавшая микулинский почвенный покров. Накопление лёссовых отложений началось в период, когда почва оказалась скованной мерзлотой. Об этом говорит отсутствие мерэлых дефермаций в нижней части горизонта «лёсс I», а также оглеенность его по контакту с ископаемой почвой. Отмечаемое здесь оглеение свидетельствует о том, что накопление лёссов происходило при избыточном увлажнении грунта, когда влага не могла проникать в нижележащие слои, скованные мерзлотой. Характерно, что степень оглеенности нижней части горизонта «лёсс 1» постепенно возрастает к северу — от 10-20 см в разрезах у с. Араповичи и у г. Брянска до 1-1,5 м в разрезах у городов Рославль и Смоленск. Выше по разрезу лёссовые отложения приобретают нормальный палевый цвет, что указывает на усиление сухости. О сухой холодной обстановке, господствовавшей в основной период существования перигляциальной зоны, свидетельствует состав пыльцы растений, обнаруженной сотрудницей Института геопрафии Академии наук СССР Р. В. Федоровой в образцах лёссовых отложений у с. Чулатова, г. Трубчевска и г. Брянска. В них была встречена пыльца степных элементов — злаков, полыни, лебедовых, а также эфедры. Небольшая примесь пыльцы древесных пород состояла в основном из пыльцы сосны и березы, а в самой нижней части лёссов была найдена пыльца карликовой березы.

Однако такие суровые перигляциальные условия существовали непостоянно в период валдайского ледниковья. Наличие исконаемой почвы между горизонтами «лёсс II» и лёсс II» (рис. 77), а также слабовыраженного элювиального уровня между горизонтами «лёсс III» и «лёсс III» указывает на два периода улучшения климата в перигляциальной зоне. Пер-

вый из них, которому соответствовало формирование ископаемой почвы, был, по-видимому, более продолжительным (межстадиал или межгляциал), второй, отвечающий уровню оглеения,— был кратковременным, холодным и влажным.

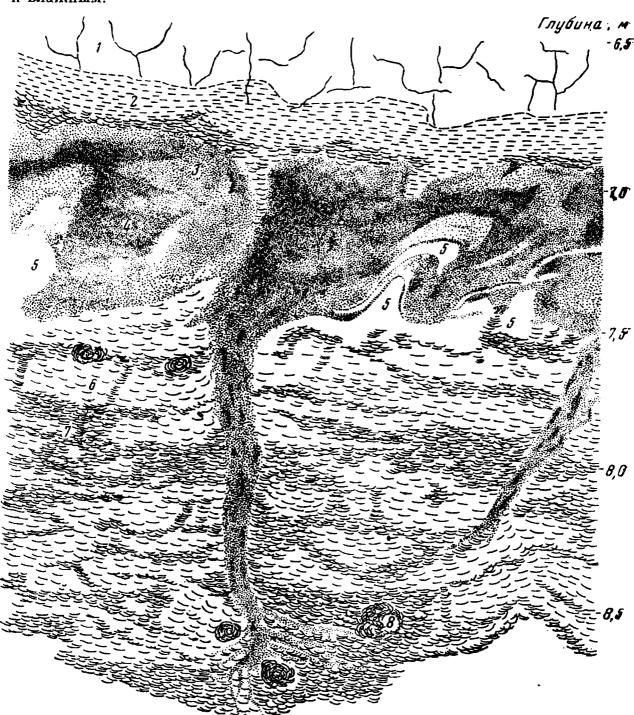


Рис. 76. Мералотные деформации микулинской исконаемой почвы в разрезе уг. Брянска (зарисовка):

1 — супесь лёссовая, палевая;
 2 — супесь лёссовая, оглеенная;
 3 — суглинок средне- и слабогумусированный (горизонт A₁);
 4 — суглинок сильногумусированный (горизонт A₁);
 5 — кварцевая
 сприсыпка» (горизонт A₂);
 6 — супесь палево-желтая, слабо ожелезненная (горизонт В);
 7 — супесь
сильно ожелезненная— ортзандовые прослои (горизонт В);
 8 — кротовины

Новая полоса развития мощных, мерэлотных деформаций наступила в конце периода формирования горизопта «лёсс III». Как показывает изучение разрезов в карьере Брянского кирпичного завода, в котловане под магазин на улице Красноармейский большак в Брянске, в карьерах Рославльского и Смоленского кирпичных заводов, от верхнего контакта лёссовых отложений (на 0,2—0,5 м ниже его) отходят мощные мерэлотные клинья—



Рис. 77. Разрез лёссовых отложений у с. Клепалы на р. Сейме. Видны следы многочисленных затеков («космы») в верхней ископаемой почве.

Фото А. А. Величко

псевдоморфозы по повторножильным льдам. Мощность их возрастает к северу от 1,5—2 м в районе г. Брянска, до 3—3,5 м в районах Рославля и Смоленска (рис. 78 и 79). По клиньям удается установить системы крупных полигональных трещин с длиной сторон 10—15 м. Внутри этих крупных полигонов в плане прослежена сеть мелких полигонов с длиной сторон 10—15 см.

Описанные мерзлотные деформации были, по-видимому, широко распространены в перигляциальной зоне ледника. Подобные образования отмечаются, в частности, в окрестностях Москвы. Об этом можно судить по разрезам, обнаруженным геологами Московского геологического управления (С. М. Шиком и др.), в карьерах Сидоровского кирпичного завода в 40 км к юго-востоку от Москвы. Здесь, в верхней части трехметровой толщи покровных суглинков, подстилаемых мореной, отмечается большое количество псевдоморфоз по шовторножильным льдам, нарушивших суглинки на глубину 2 м и более.

Следует отметить, что мерзлотные деформации начала валдайской эпохи, нарушившие межледниковую почву, отличаются от только что описанных. Первые (криотурбации, солифлюкционные смещепия) связаны с сильным переувлажнением, тогда как деформации в верхней части лёссов представлены ледниковыми клиньями, свидетельствующими о более континентальном климате. Вместе с тем надо полагать, что возникновение мерзлотных клиньев следует связывать не с временем наибольшей континентальности климата, а с периодом ее уменьшения, когда количество выпадающих осадков стало достаточным для скопления льда в подобных полигональных трещинах.

Наконец при дальнейшем увеличении влажности начались процессысмыва и аккумуляции лёссовых отложений на крутых склонах долин и балок. При последующей деградации перигляциальной зоны эти процессыбыли ослаблены, и на приводораздельных участках начала формироваться наиболее молодая постлёссовая ископаемая почва (разрезы в районе

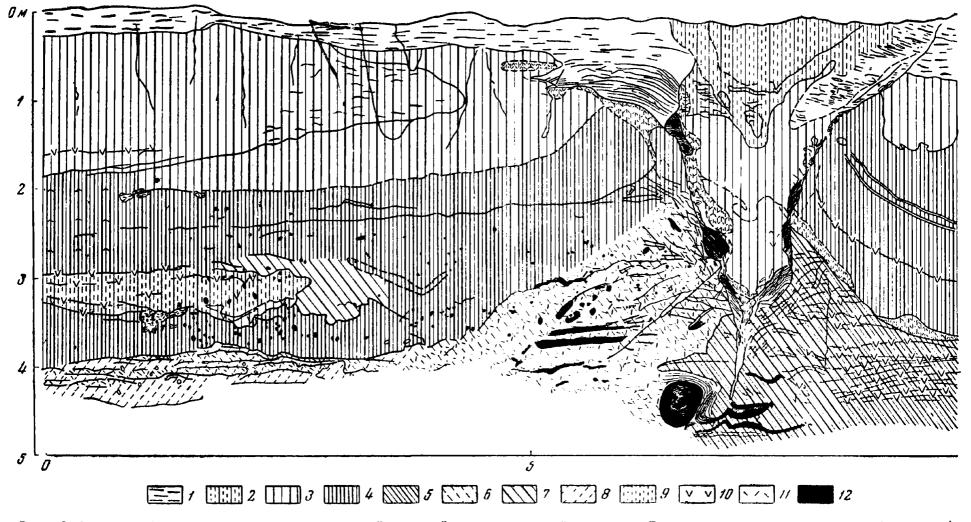


Рис. 78. Псевдоморфозы по жильным льдам в верхней части лёссовых отложений в карьере Рославльского кирпичного завода (зарисовка). Условные обозначения: 1 — горивонт с ортзандами; 2 — супесь желтовато-палевая; 3 — супесь лёссовидная, палево-серая; 4 — супесь коричневато-бурая; 6 — суглинок коричневай, тяжелый; 6 — суглинок зеленовато-серый; 7 — суглинок легкий, коричневато-серый; 8 — глина светло-коричневая; 9 — супесь зелсновато-серая; 10 — ожслевненные отложения; 11 — оглеенные отложения; 12 — гумусированные отложения

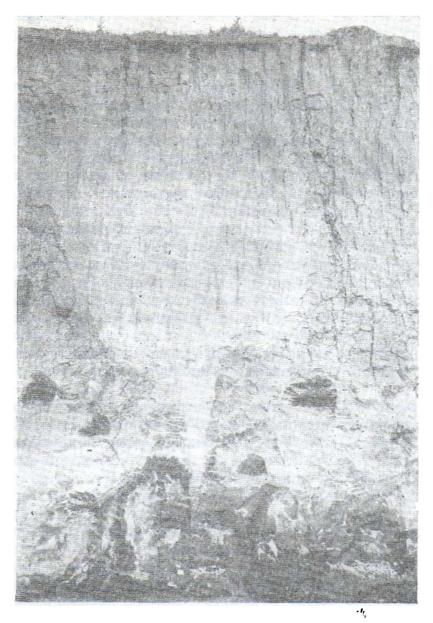


Рис. 79. Псевдоморфоза по повторножильным льдам в лёссовых отложениях и солифлюкционные смятия гумусированных линз в основании этих отложений в карьере Смоленского кирпичного завода.

Фото А. А. Величко

г. Брянска), возможно, соответствующая времени «аллерёд» по западноевропейским схемам. Однако вслед за этим следует предположить кратковременный рецедив холодных и континентальных условий, когда произошло формирование маломощного слоя супесей, на которых развилась современная почва.

О происхождении лёссовых пород рассматриваемой территории. Валдайские лёссовые отложения наиболее полно и повсеместно представлены на северо-восточной и восточной окраинах Приднепровской низменности. По мере продвижения к востоку, к центральным частям Средне-Русской возвышенности, мощность их значительно уменьшается с одновременным ухудшением их стратификации. В основной, пониженной, части Приднепровской низменности эти отложения отсутствуют, встречаясь лишь в виде отдельных островов на повышенных участках в районе городов Минска, Новогрудка, Слуцка, к северо-западу от г. Рогачева.

На эту особенность обращал внимание еще Г. Ф. Мирчинк (1925), отмечая, что лёссовые отложения плащеобразно покрывают наиболее повышенные междуречные участки и отсутствуют в крупных долинных пониже-

ниях. Наши наблюдения в целом согласуются с этими представлениями. Действительно, лёссовые отложения занимают междуречные пространства Ипути и Остра, Десны и Судости, Сейма, Сулы и других рек. Однако характерно, что эти отложения хорошо представлены на плоских или очень наклонных участках, тогда как на более наклонных поверхностях они или очень слабо выражены, или сменяются маломощным слоем суглинка. Примером сказанного могут служить лёссовые отложения на водоразделе между Десной и ее правым притоком — Судостью. Здесь мощная толща залегает в основном на очень слабо наклонной поверхности междуречья, обращенной к Десне, тогда как на участке междуречья, обращенном к Судости, со значительно большими уклонами, лёссовые отложения отсутствуют, их замещает маломощный покров суглинков.

Положение первичных лёссовых отложений на междуречных пространствах и их отсутствие на полиженных участках, в том числе и в долинах, само по себе ставит под сомнение возможнесть их образования как аллювиальных осадков. Трудно предположить их формирование и за счет широкого развития флювиогляциальных потоков. Как было показано выше, время формирования лёссовых отложений на данной территории не совпадает, например, с временем таяния днепровского ледника. В этом можно убедиться на десятках разрезов, тде лёссовые породы отделены от нижележащих отложений горизонтом мощной межледниковой ископаемой почвы.

Не представляется возможным связать формирование лёссовых пород с таянием валдайского ледника. Трудно представить, что воды этого ледника могли покрыть междуречья на многие сотни километров к югу от границы ледника, т. е. практически сплошь покрыть водой огромную территорию равнины. Наличие хорошо выраженных горизонтов лёссовых отложений, разделенных едиными почвенными уровнями, па обширных территориях, простирающихся с севера на юг, исключает такое предположение. Его не подтверждают и условия залегания лёссовых толщ, которые ложатся на почти ненарушенную поверхность ископаемых почв и обнаруживают в условиях залегания полное соответствие с положением горизонтов этих почв. Между тем ископаемые почвы, в частности, мощная микулинская почва, подстилающая лёссы, отражают древний рельеф приводораздельных плато — они залегают со слабым наклоном в сторону долин, опускаясь по их склонам. В случае обширных разливов речных или флювиогляциальпых вод ископаемые почвы должны были быть частично или полностью размыты, а лёссовые отложения залегали бы строго горизонтально и на одинаковых высотах, однако это также не подтверждается фактическими данными.

Нет оснований связывать происхождение лёссовых отложений данной территории и с чисто делювиальными процессами, например, считать, что они образовались за счет делювиального разрушения морены. Как было показано выше, валдайские лёссовые отложения распространены далеко к югу от границ валдайского ледника, а от днепровских ледниковых отложений отделены мощной ископаемой почвой.

Сумму данных, отражающих генезис описанных лёссовых пород, можно свести к следующему: 1) лёссовые породы в целом формировались в субарральных условиях, об этом свидетельствует цвет отложений, наличие в них палеоботанических остатков сухостепного облика, залегание их на вональной ископаемой почве; 2) первичные лёссовые породы залегают согласно древнему рельефу междуречий и приводораздельных участков; 3) лёссы разделяются на единые горизонты, прослеживающиеся на сотни километров от края ледника, что указывает на единые условия их формирования; 4) внутри лёссовых пород прослеживаются стратиграфически выдержанные горизонты ископаемых почв, причем, как правило, между

почвой и вышележащими лёссовыми породами не наблюдается следов резкого размыва; 5) наконец, как будет показано ниже, с лёссовыми породами связаны такие «свидетели» субаэральных условий, как стоянки первобытного человека и фауна млекопитающих.

В свете этих данных следует признать наиболее правильной точку эрения, объясняющую формирование лёссовых отложений за счет осаждения пыли из воздуха на обширных приледниковых и перигляциальных пространствах со слаборазвитым, в основном травянистым, покровом. Осаждавшийся на этих территориях тонкий материал закреплялся на поверхности при помощи водных агентов. Об этом говорит слоистость, местами отмечающаяся в лёссовых отложениях, особенно в нижних частях горизонта «лёсс I», а также характер контактов между этими отложениями и нижележащим гумусовым горизонтом ископаемых почв. По этим контактам отмечаются нерезкие небольшие гумусированные линзочки и прослойки. Эти явления наблюдались нами в ряде разрезов, в том числе, у селений Мезин, Араповичи, у г. Брянска. Характерно, однако, что как слоистость в лёссе, так и линзочки по контакту с почвой имеют общий наклон, направленный в сторону древних склонов делин. Эти особенности свидетельствуют о том, что закрепление тонкого пылеватого материала происходило при помощи временных плоскостных водных агентов, возникавших за счет сезонных осадков (таящего снега и дождя). Возрастание мощности горизонта оглеения в основании лёссов с юга на север (от 10—15 *см* до 1— 1,5 м) свидетельствует о том, что увлажненность территории в целом увеличивается в этом направлении. Накопление тонкого материала полнее осуществлялось на горизонтальных и слабонаклонных поверхностях. По склонам водоразделов, имеющим большие уклоны, например такие, как склон водораздела. Десна — Судость, обращенный к Судости тонкий материал спосился в нижние части долин, где он впоследствии перерабатывался речвыми водами.

Изучение разрезов обнаруживает закономерное изменение состава и мощностей лёссовых отложений с севера на юг. В районе городов Смоленска и Рославля мощность этих пород обычно равна 3-4 м. Они представлены слабопористыми, тонкими, не очень карбонатными пылеватыми супесями. К югу их мощпость возрастает до 5—6 м (между Рославлем и Брянском). Еще южнее увеличение мощности продолжается, и она достигает максимума (10—12 м) в районе Новгорода-Северского, селений Мезин, Понорницы. Здесь лёссовые отложения представлены очень тонкими, нылеватыми, пористыми, карбонатными, однородными супесями, т. е. лёссами в «чистом» виде. Еще далее на юг, как показывает серия упоминавшихся ранее разрезов, мощность лёссовых отложений снова начинает постепенно падать. Они становятся более плотными, тяжелыми, в них увеличивается процент глинистой фракции. Эти данные позволяют утверждать, что в валдайской перигляциальной зоне наиболее оптимальные условия для формирования лёссовых отложений существовали в 300-400 км к югу от максимальной границы оледенения.

Рассмотренные выше условия образования жасались первичных лёссовых отложений, а не вторичных, возникших за счет перемыва и переотложения первичных лёссовых пород. Как уже говорилось выше, время образования вторичных лёссовых осадков относится к периоду деградации перигляциальной зоны. С этим же периодом, т. е. со временем таяпия ледника, связано формирование двух низких надпойменных, так называемых боровых террас высотой около 10—12 и 20—25 м, которые широко прослеживаются на Днепре и его притоках — Десне, Сейме и др. Обе террасы, как правило, сложены слоистыми песками, суглинками и супесями, т. е. обычными аллювиальными отложениями. Как показало изучение этих террас на Десне у Брянска, у селений Павловки, Пушкари (Величко,

Каланка	Хронопогия и условия формиравания отложений	Отлажения и працессы	
Похолодания (поздне - Похолодания (п		Современная пачва, развитая на супесят Лугова - дерновая пачва	ание дпой тер-
	од Перигляциальны е условия	Горизонт лёсс III," на севере нарушен ледниковыми полигональными трещинами	Формиродание I и II надпой- ненных тер- рас
محمج کم کی محمد محم	З Проглайные, влаженые деловия (межетовиая)	Уровень оглеения	400 M
	он Иеригляциальные условия	Гаризант "лесс II"	
	ЭПОТОВ ВРЕМЯ (МЕЖСТИ- В ВИВЛ, МЕЖСТЯЦИВЛ?)	Ископаемая почва	
	Перигляциальные условия	Горизонт "лесс Г", развитие мерэлотных про- цессов, нарушивших микулинскую почву	пер-
	Микулинское межледниковье	Мощная искапаемая почва, на севере подзолистая (брянск), в средней части-серая лесная (Нодгород-Се- верский), на юге - черногем (Рамны)	Формирование тер- расы, погребенной под лессом
	Московское ледниковье.	Лессавые отложения, измененные почво- образовательными процессами микулинского времени	ирован 1, погр лессом
	Одинцовское время	Следы ископаемой почвы	Popm pacsi
777777	Днепровское ледниковье	Надморенные флювиогляциольные отложения Морена	6 4 5
2-1-0-2-1 0		Падморенные флювиогляциальные отложения	
	Теплое время (межледниковье)	Мощная ископаемая почва	высо- бассей-
\$1 \$11 \\$1\$\$\$	Перигляциальные условия	Отлажения лёссоваго типа	1 .
	Tenjue Opema (mexinedhukubbe)	Ископоемая почва	ממו ממו ממו
};}}; } ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ; ;	Перигляциальные условия	Отложения лёссового типа	Рормиродание ких террас на Днепра
	Теплое время (межследниковье)	Мощная ископаемая пачва	Pap, KUX NA
	Перигляциальные условия	Лёссовидные суглинки	
	Теплое время	Формирование древнего аплювия с лингами торфа в бассейне Днепра	

Рис. 80. Основные этапы развития территории за пределами московского оледенения в четвертичное время

1961), они нигде не перекрываются лёссовыми отложениями, типичными для междуречий; наоборот, террасы срезают эти отложения и прислоняются к ним. Лишь местами в тыловых участках этих террас, в верхней части разреза отмечаются вторичные лёссовые отложения, связанные с размывом водораздельных лёссовых пород. Такое соотношение водораздельных лёссовых отложений и террас показывает, что аккумуляция аллювия этих террас происходила в то время, когда формирование водораздельных лёссовых пород уже заканчивалось, т. е. в перигляциальных условиях поздних этапов валдайской эпохи, относящихся к началу таяпия ледника и увеличению водоносности рек. Таким образом, с флювиогляциальными водами ледника скорее всего было связано формирование обычных аллювиальных отложений, а не лёссовых пород, накопление которых уже заканчивалось к этому времсни.

Приведенные выше данные показывают, насколько сложную и многогранную историю развития пережила обширная область, находящаяся за пределами московского оледенения. Ландшафты ледниковой пустыни, теплых и влажных межледниковий и холодных, сухих перигляциальных степей сменяли здесь друг друга в сложной последовательности. В целом историю развития данной территории в четвертичное время можно подразделить на три основных этапа. Первый из них соответствует начальной поре илейстоцена — в это время периоды нажопления тонкого материала типа лёссов (в перигляциальной зоне) чередуются с периодами формирования мощных почв (межледниковья и межстадиалы). Во второй средней этап на данной территории были развиты ледниковые процессы днепровского оледенения. Третий этап, соответствующий второй половиле плейстоцена, повторяет события первого этапа — чередование перигля циальных условий с теплыми условиями межледниковий и межстадиалов.

Небезынтересно отметить, что зона накопления лёссовых отложений во второй половине плейстоцена, преимущественно в валдайскую эпоху, ис совпадает с зоной накопления отложений лёссового типа в первой половине плейстоцена. Валдайские покровные отложения начинают прослеживаться с районов Смолсиска, Калинина, а максимум их накопления приходится на районы Трубчевска, Новгорода-Северского, т. е. на полосу, соответствующую по широте средней Десне, далее к югу выраженность их начинает ухудшаться. Если же обратиться к подморенным отложениям покровного типа, то опи начинают более или менее постоянно прослеживаться лишь на средней Десне, а увеличение их мощности происходит в более южных районах. Таким образом, обе зоны оказываются смещенными одна по отношению к другой в меридиональном направлении. В то же время следует учитывать, что наиболее северная часть подморенных покровных отложений могла оказаться разрушенной действием днепровского ледника и его вод.

В настоящее время здесь начинают выявляться общие закономерности развития данной территории (рис. 80). Выяснение их очень важно для изучения палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода Русской равнины. Эти районы на северо-западе связаны с районами, где разрабатываются стратиграфические схемы, имеющие широкое распространение. Это определяет возможность увязки стратиграфии типично ледниковых районов с внеледниковыми. В свою очередь, отмечающиеся здесь главные стратиграфические горизонты и, прежде всего морену, лёссы и ископаемые почвы, удается проследить далеко на юг, что в конечном итоге позволяет реально представить единую картину развития обширных территорий Русской равнины.

ФАУНА И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ

МОРСКАЯ ФАУНА ИЗ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ И КАРЕЛЬСКОЙ АССР

Исследование пыльцы и спор из морских отложений р. Мги и левобережья р. Невы, произведенное М. П. Гричук (Лаврова и Гричук, 1960; Знаменская, 1959), показало, что межледниковая трансгрессия мгинского моря происходила при весьма благоприятных климатических условиях. По пыльцевым диаграммам видно, что эти слои образовались во время микулинского межледниковья, а, следовательно, отложения мгинского моря синхронны отложениям эмского моря Западной Европы.

Однако результаты изучения макрофауны, не дают столь четких указаний на благоприятные климатические условия времени развития мгинского моря, как пыльцевые данные. Как известно из литературы (Скороход, 1932; Лаврова, 1948), в отложениях по р. Мге, на левоберсжье Невы и в районе Петрозаводска наибольшее распространение имеют раковины высокоарктического вида Portlandia arctica Gray, отложения же эмского межледникового моря характеризуются присутствием теплолюбивых лузитанских видов. Это различие характера фаун мгинского и эмского морей объясняется географическим положением межледникового бассейна пра-Балтики, его изоляцией от мирового океана, что обусловило гидробиологические различия отдельных участков межледникового бассейна, а также различия в истории формирования его фауны.

В морских межледниковых отложениях Ленинградской области и Карелии известны виды, названные в табл. 13.

Состав фауны морских межледниковых отложений

Таблица 13

Вид	Петроза- водск	Лапож- ское озеро	Нева	Mra	Тосно	Jlyra	Зоогеографическая характеристика
Leda sp. Portlandia arctica Gray Anomia squamula L. Mytilus edulis L. Cardium edule L. Cardium ciliatum Fabr. Mucoma calcarea Chemn. Littorina littorea L.	- + - + - +	- + - - - -	+ - + -	+++++	 -+- +-	+ - +	Арктический Аркто-бореальный Преимущественно бореальный Бореально-лузитанский Арктический Аркто-бореальный

Изучение морских межледниковых отложений позволяет наметить следующую последовательность развития морской фауны.

Впервые в теологическом разрезе межие раковины Portlandia arctica Gray (forma typica) встречаются в верхней части горизонта серых глип, залегающего на глинах ленточной текстуры. Это является подтверждением того, что P. arctica при отступании края материкового льда являлась пионером заселения осолонявшихся бассейнов. Распространению этих раковин здесь благоприятствовали мягкие песчано-илистые грунты, осаждавшиеся вблизи края ледника, и низкие придонные температуры воды. При некоторой эвригалинности данный вид находил здесь благоприятные условия для своего развития. Сопоставление с пыльцевыми данными позволяет сказать, что осолонение бассейна и появление в осадках раковин Portlandia происходили в конще существования растительности зоны с или в пачале зоны d (по Йессену и Мильтерсу).

При дальнейшей транспрессии моря, происходившей при улучшении климатических условий, в мгинском море распространились Cardium ciliatum Fabr. и Macoma calcarea Chemn. Раковины наблюдаются в относительно глубоководных темно-серых битуминозных глинах, отложившихся во время трансгрессии и продолжавших существовать в начале регрессии моря (зоны с — h). На мягких илистых трунтах во впадинах морского дна эти виды образовали вместе с P. arctica фаунистический комплекс, который и наблюдается в слоях в районе г. Петрозаводска, по рекам Мге, Тосно и на левобережье р. Невы.

Раковины *M. calcarea*, так же как и раковины *P. arctica*, распространены в отложениях неравномерно, иногда образуя прослои. В скважинах на левобережье Невы и на левом берегу Ладожского озера они встречаются единично. Современный вид *M. calcarea* относится к аркто-бореальным, широко распространенным видам. На юг этот вид распространен до берегов Франции, в Балтийском море известен в Борнгольмской впадине.

Раковины *C. ciliatum* в отложениях встречаются редко. Они известны из отложений по р. Мге и в районе Петрозаводска. Этот арктический вид широко распространен в полярных областях и сравнительно мало — в Атлантике.

Возможно, к комплексу *P. Portlandia* — *Macoma* относится и *Leda* sp., указанная для р. Луги (Менакер, 1940). Кроме отмеченного относительно глубоководного комплекса фауны, в морских межледниковых отложениях мгинского моря встречаются прибрежные мелководные виды. Из них прежде всего следует отметить *Mytilus edulis* L. Раковины этого вида встречаются часто (кроме нижнего горизонта морских глин). Особенно обильны раковины *Mytilus* в прослоях глин из растительных остатков травы *Zostera*, водорослей и других растений.

Нахождение раковин *M. edulis* вместе с раковинами *Portlandia* не является закономерным явлением, так как эти виды относятся к разным биоценозам. Их совместное нахождение объясняется приносом раковин *Mytilus* течениями вместе с водорослями и обрывками травы *Zostera* из верхней сублиторали, где *M. edulis*, прикрешлянсь бисусом к водным растениям и галькам, образует большие скопления. Во время прибоя оторванные остатки растений вместе с прикрепленными к ним раковинами *Mytilus* разносились по водоему, погребаясь в глинах, где существовал комплекс фауны *Portlandia* — *Macoma*. На такое распространение раковин *Mytilus* указывает нахождение их в прослоях растительных остатков, захороненных в глинах.

M. edulis — преимущественно бореальный вид. На севере пределом его массового распространения является Чешская губа. У западных берегов Новой Земли и на побережье Байдарацкой губы наблюдаются лишь единичные экземпляры. Южная граница распространения M. edulis проходит

у о. Мадейры. В Балтийском море *M. edulis* распространена до средних частей Ботанического и Финского заливов.

Широкое распространение раковин Mytilus в осадках вместе с Portlandia arctica и Macoma calcarea свидетельствует о том, что во время максимума трансгрессии миниское море не было холодноводным и что (согласно ныльцевым данным) P. arctica продолжала существовать во внадинах морского дна и во время благоприятных климатических условий.

Из прибрежных видов в межледниковых отложениях мгинского моря, кроме Mytilus, известны также раковипы Cardium edule L. (Скороход, 1932). Нахождение их в комплексе с M. calcarea, по-видимому, объясняется

приносом из зоны верхней сублиторали.

C. edule L.— бореально-лузитанский вид. В Баренцовом море он распространен в средней части Мурманского побережья. На юге обитает в Средиземном и Черном морях, а в океане встречается до Канарских островов. C. edule L. широко распространен в эмских прибрежных отложениях. Нахождение его в морских отложениях мгинского моря указывает на благоприятные гидробиологические условия.

В глинах с Portlandia был обнаружен один экземпляр раковины Littorina littorea L., по-видимому, найденный не in situ, так как этот вид обитает в зоне литорали. L. littorea — морской, бореальный вид. В Балтийском море он распространен в настоящее время западнее г. Мальме и о. Рюген; известен также из эмских прибрежных отложений.

Из прибрежных видов в отложениях мгинского межледникового моря встречен обломок створки Anomia squamula L. В настоящее время этот

морской вид в Балтийском море не обитает.

Из приведенного выше материала видно, что состав фауны мгинского моря смешанный. Условия, близкие к арктическим, были лишь в самом начале осолонения приледникового озера, когда произошло расселение *P. arctica*. При дальнейшей трансгрессии моря *Portlandia* сохранялась во впадинах его дна как реликт от позднеледникового времени.

Широкое распространение раковин M. edulis вместе с бореальной травой Zostera, появление раковин C. edule и L. littorea указывают на улучшение гидробиологических условий во время максимума трансгрессии и в

начале регрессии моря.

В Голландии, Германии, Дании и Польше в это время в прибрежной зоне моря развивался мелководный комплекс эмской фауны, более теплолюбивой, чем фауна современного Северного моря. В состав ее входили и С. edule, а также ряд бореальных видов — Macoma baltica, L. littorea и пекоторые другие, причем количество бореальных видов увеличивалось по направлению к востоку, количество же теплолюбивых видов в этом направлении уменьшалось. Севернее, в районе Датских островов, развиты более глубоководные, так называемые циприновые глины (название их обусловлено присутствием раковин Cyprina islandica L.). Количество бореальных видов в них значительно больше. Изредка встречаются раковины Р. arctica и М. calcarea. В мелководных отложениях этого района наблюдаются эмские виды.

Как видно, в Западной Европе вследствие более южного положения эмского моря, а также благодаря непосредственной связи с Северным морем состав фауны межледниковой трансгрессии был более теплолюбивым, чем в мгинском море, но и там были гидробиологические различия.

Учитывая новые данные по мгинскому морю, можно сказать, что в межледниковье (микулинское) в районе пра-Балтики происходила большая морская транспрессия. Во время максимума ее море имело кратковременное и мелководное соединение с бореальной трансгрессией Севера СССР.

стоянки доисторического человека

Северо-западная часть Русской равнины и прилегающие к ней районы относятся к числу территорий, освоение которых восходит к очень древним этапам истории человечества — палеолиту и неолиту. Как известно, в археологической и геологической литературе принята следующая синхронизация основных этапов развития природы и человеческого общества: палеолит соответствует основной, наиболее продолжительной части четвертичного периода — плейстоцену, а неолит — голоцену. Однако в отношении Русской равнины вопрос о возрастной границе между палеолитом и неолитом требует дальнейшего изучения.

Многочисленные неолитические стоянки приурочены обычно к поймам и к дюнам на первых надпойменных террасах рек. В северной части территории неолитические стоянки связаны с литориновой трансгрессией в Прибалтике (стоянки Токсовские, Нарвские, Лахтинская и др.), а также с трансгрессией Ладожского и Онежского озер, близкой по возрасту к литториновой (стоянки Иностранцева, Усть-Рыбежно I и др.).

Стоянки палеолитического человека распределены на Русской равнине неравномерно. Известны три главных района, где концентрируется много стоянок, имеющих большой хронологический диапазон — это бассейны среднего Днестра, среднего Дона и средней Десны. Последний из этих

районов входит в рассматриваемую нами территорию.

Кроме стоянок в бассейне средней Десны, в северо-западной части Русской равнины известны и другие палеолитические стоянки (группа стоянок у с. Подлужье на р. Сож, стоянка Авдеево на р. Сейме и др.). Все обнаруженные здесь стоянки относятся к двум главным культурно-историческим этапам: среднему палеолиту (мустье) и верхнему палеолиту.

Развитие человеческого общества неразрывно связано с географической средой и протекает при взаимном влиянии. На ранних этапах истории человеческого общества влияние географической среды было преобладающим, человек в основном приспосабливался к природным условиям. В связи с этим понятна важность учета данных палеогеографии при археологических исследованиях. В то же время культурные слои стоянок древнего человека являются одним из интереснейших объектов для палеогеографа. Следы ископаемых почв, находки фауны, данные о древнем рельефе

часто сконцентрированы в разрезах одной и той же стоянки.

Интерпретация данных о природных условиях, окружавших человека, находится в тесной зависимости от определения геологического возраста стоянки. Вопросы геологического возраста палеолитических стоянок, а также групп памятников с близкими чертами хозяйства, быта и искусства (т. е. памятников одной культуры) имеют первостепенное значение как для археологии палеолита, так и для четвертичной геологии. Определение геологического возраста отдельных культур палеолита помогает археологам более правильно распределить их во времени, и, следовательно, получить более реальное представление о ходе процесса исторического развития человеческого общества. В то же время палеолитические памятники уже давно используются в четвертичной геологии как находки, имеющие стратиграфическое значение. Возраст отложений в таких случаях определяется исходя из возраста археологических культур. Таким образом, от определения геологического возраста памятников зависит решение многих задач как археологии, так и геологии и палеогеографии четвертичного периода.

Геологические датировки палеолитических культур нашли широкое применение в четвертичной геологии и, особенно, в археологии. Между тем в определении геологического возраста отдельных культур палеолита Русской равнины до сих пор нет единого мнения. Так, до 30-х годов в русской геологической литературе было распространено мнение, высказанное

211 14*

еще А. П. Павловым, согласно которому эпоха верхнего палеолита синхронизируется с вюрмским временем, а мустьерская эпоха существовала вплоть до валдайского времени. По существу этот взгляд не отличался от представлений западновропейских исследователей.

Важную роль в области изучения геологии палеолита сыграли исследования Г. Ф. Мирчинка. Значение его работ в этой области до сих пор еще недостаточно оценено. Подытоживая рассмотрение условий залегания конкретных стоянок и геолого-геоморфологических процессов, протекавших в то время, Г. Ф. Мирчинк (1934) писал, что «все процессы можно связать только со временем последнего (валдайского.— A. B.) оледенения, т. е. все время развития общества, представленного археологическими остатками тица от мустье до мадлена включительно, было приурочено только к одному оледенению» (стр. 53). Однако уже с 30-х годов В. И. Громов начал отстаивать иную точку зрения. Основываясь прежде всего на палеофаунистических данных, оп отнес начало верхнего палеолита к середине эпохи днепровского (рисского) оледенения, более древнюю мустьерскую культуру — к первой половине этой эпохи, а раннепалеолитические культуры — к доднепровскому периоду. Долгое время эта схема была широко распространена в отечественной литературе. Руководствуясь ею, археологи определяли геологический возраст палеолитических культур, не учитывая того противоречия, что одновозрастные по археологическим данным культуры в Западной Европе имеют иной, значительно более молодой геологический возраст. Так, например если по западноевропейским стоянка, относимая к солютрейской эпохе, была обитаема в средневюрмское время, то, по схеме В. И. Громова, человек на этой стоянке должен был жить в микулинское (рисс-вюрмское) время. Естественно, что такие различия в датировке культур приводят к различной оценке их стратиграфического значения. Приняв археологическую схему, согласно которой верхний палеолит подразделяется на последовательно сменявшие друг друга стадии: ориньяк — солютре — мадлен, В. И. Громов внес в четвертичную геологию формулу: синстадиальные намятники синхронны. Геологи, используя эту формулу, могли датировать отложения цо культурным находкам в них. Достаточно было определить, к какой культурной стадии относятся находки, чтобы сделать определенные выволы о возрасте вмещающих их отложений.

Последние 15 лет характеризуются новым расцветом изучения палеодита Русской равнины. Ведутся совместные археологические и геологические работы А. П. Чернышом и И. К. Ивановой на Днестре, О. Н. Бадером, В. И. Громовым и В. Д. Шарыгиной под Владимиром, С. Н. Замяниным и М. Н. Грищенко на Сталинградской стоянке.

Проводятся работы и на стоянках Средне-Русской возвышенности. Несомненно крупнейшее значение имеют археологические открытия А. Н. Рогачева на многослойных стоянках в одном из самых важных палеолитических районов Восточной Европы — в Костенковско-Борщевском районе на Дону. Исследования А. Н. Рогачева (1953а, б) показали, что стадиальная схема: ориньяк — солютре — мадлен, пригодная для территории Франции, не является универсальной в применении к верхнему налеолиту Восточной Европы. Он показал также, что развитие первобытного общества в верхнем палеолите шло на этой территории более сложным путем, чем последовательная во времени смена стадий. Одновременно с археологическими работами, М. Н. Грищенко и Г. И. Лазуков проводили геоморфологическое, геологическое и палеоботаническое изучение условий залеганий памятников на Дону, А. А. Величко на Десне и частично на Дону, Соже и Сейме.

Геологические и геоморфологические работы, проведенные в последние годы на палеолитических стоянках Русской равнины, позволили подойти

к датировке ряда памятников с учетом новых материалов относительно условий залетания стоянок и новых данных по стратиграфии и возрасту отложений, вмещающих культурные горизонты стоянок. Такая работа была проведена на ряде палеолитических памятников в северо-западной части Русской равнины и, в частности, в бассейне средней Десны.

Напомним кратко основные черты стратиграфии четвертичных отложений на этом участке. На раннечетвертичных отложениях (представленных продуктами выветривания коренных пород и перигляциальными отдожениями со следами древних почвообразовательных процессов) залегает комплекс ледниковых отложений двепровского возраста. От тонких пылеватых супесей московского времени их отделяет уровень со следами почвообразования одинцовского века. На супесях московского возраста развита ископаемая почва микулинского (московско-валдайского) времени, моще ностью более 2,5—3 м. Почва погребена под толщей валдайских лёссовых отложений, разделенных на три горизонта (лёсс I, лёсс II, лёсс III) двумя уровнями почвообразования (между лёссом I и лёссом II — ископаемая почва и между лёссом II и лёссом III — уровень оглеения). На плато в районе г. Брянска толща лёссовых отложений венчается наиболее молодой, послелёссовой ископаемой почвой. На склонах долин первичные лёссовые отложения срезаны вторичными лёссовыми породами. В самих долинах на правобережьях хорошо выражены I и II надпойменные террасы, прислоненные к толще первичных лёссовых отложений и вложенные в погребенный аллювиальный комплекс, верхняя часть которого относится к московско-валдайскому (микулинскому) времени.

По геоморфологическому положению в бассейне Средней Десны выделяются два типа стоянок: 1) стоянки плато и придолинных склонов, приуроченные к долине р. Десны; 2) долинные стоянки, приуроченные к долине р. Судость. Эти стоянки территориально подразделяются на три группы: а) Чулатовские, б) Пушкаревские, в) Брянские.

Наибольший хронологический диапазон охватывают стоянки в долице р. Десны. Из них наиболее древние стоянки входят в Пушкаревскую и Новгород-Северскую группы.

Стоянка Пушкари I, относимая к концу ориньяко-солютрейского времени (Борисковский, 1953), расположена на северной окраине участка плато, примыкающего к II надпойменной террасе Десны (рис. 81). Шурф и заложенная на его дне скважина показали, что культурный слой расположен на глубине 0,7—1,1 м и приурочен к самой нижней части горизонта лёсс II, отделенного уровнем слабо выраженной ископаемой почвы от нижнего горизонта лёсс I. Лёссовые отложения подстилаются основной межледниковой погребенной почвой, хорошо прослеживаемой в скважинах и зачистках на этом участке плато.

Стоянка Погон, относимая к переходу от солютрейской эпохи к мадленской (там же), находится в наиболее высокой части плато — на Бугорке, культурный слой был встречен скважиной на глубине 5 м (что полностью увязывается с данными М. В. Воеводского, 1950) в нижней части палевосерых лёссовидных карбонатных суглинков, которые на глубине 6,2 м сменяются горизонтом микулинской почвы. Таким образом, стратипрафическое положение и, следовательно, возраст стоянок Погон и Пушкари 1 аналогичен. К сожалению, по данным скважины трудно судить о наличии здесь уровня слабой гумусированности, который был отмечен в Пушкарях I в стенках шурфа. Однако М. В. Воеводский прямо указывает, что «суглинок с культурными остатками подстилается темным серовато-бурым плотным суглинком — ископаемой почвой» (там же, стр. 44).

К горизонту лёсс II приурочен культурный слой и стоянки Чулатово II, относимой М. В. Воеводским (1947) к позднему мадлену. Он залегает в верхней части (на глубине 2—2,5 м от поверхности) 9-метровой толщи

лёссовых отложений. Следы ископаемой почвы в виде уровня гумусированных вкраплений и белоглазки, обнаруженных ниже культурного слоя этой стоянки, прослежены нами в расположенном поблизости меловом карьере, где этот уровень переходит в слабовыраженную ископаемую почву, разделяющую торизопты лёсс I и лёсс II. Следовательно, стоянка Чулатово II близка по возрасту к Пушкарям I и Погону или, возможно, несколько моложе их.

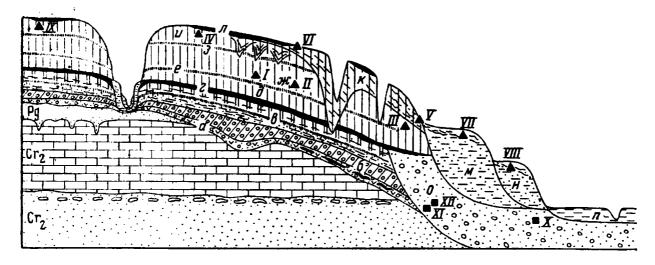


Рис. 81. Стратиграфическое положение палеолитических стоянок в бассейне средней Десны:

Стоянки: I — Погон; II — Пушкари I; III — Чулатово II; IV — Бугорок; V — Супонево; VI — Тимоновка; VII — Елисеевичи; VIII — Юдиново; IX — Карачиж; X — Чулатово III; XI — Хотывево; XII — Неготино; a — раннечетвертичные отложения; b — днепровские ледниковые отложения; b — следы почвообразования одинцовского времени; b — лёсс II; b — лёсс III; b — лёсс Пожения; b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b — b — b — постлёссовая ископаемая почва; b — b

Судить о геологическом возрасте стоянки Чулатово I, которую М. В. Воеводский (там же) относит к ранней поре мадлена, сложнее, поскольку место, где опа находилась разрушено карьером. Стоянка находилась в пределах древнего балочного понижения к долине р. Десны, в нечетких стратиграфических условиях. Судя по описаниям И. Г. Пидопличко (Підопличка, 1947), она приурочена к нижней части толщи лессовых отложений и, по-видимому, близка по возрасту к указанным выше стоянкам.

Более молодые по геологическому возрасту стоянки приурочены к горизонту лёсс III или к синхронным ему отложениям.

К таким стоянкам относится обнаруженное А. А. Величко в 1959 г. на южной окраине г. Брянска местонахождение Карачиж. Л. В. Грекова, обследовавшая этот памятник летом 1960 г., отнесла его к концу верхнего палеолита. Орудия здесь были найдены в 8-метровом разрезе оврага у кирпичного завода. В этом разрезе четко прослеживается трехчленное деление валдайских лёссовых отложений и подстилание их микулинской ископаемой почвой. Кремневые орудия прослеживались в слое, лежащем в виде определенного горизонта на глубпне 0,8 м от поверхности, выше уровня оглеения, в толще горизонта лёсс III. Нельзя не отметить своеобразия в положении этого местонахождения. В отличие от других стоянок, расположенных в непосредственной близости от долин, Карачиж находится примерно в 2 км от долины Десны.

Стоянка Бугорок, приурочиваемая II. И. Борисковским (1953) ко второй половине мадлена, находится в том же урочище, что и стоянки Пушкари I и Погон. Культурный слой ее отмечен в самой верхней части толщи

лёссовых отложений, залегающей на микулинской ископаемой почве. Высокое положение культурного слоя и нарушение его мерзлотными клиньями (Громов, 1948), характерными для горизонта лёсс III, хорошо увязываются между собой и свидетельствуют о том, что человек селился здесь в период окончания накопления однородных лёссовых отложений, пезадолго до развития мерзлотных деформаций, т. е. в период формирования горизонта лёсс III.

Наконец, Тимоновская стоянка (археологическая датировка от мадлена — П. П. Ефименко, 1953, до ориньяка — В. А. Городцов, 1935), расположенная примерно в 3 км к югу от г. Брянска, залегат в кровле приводораздельных лёссовых отложений, заполнивших древнее овражное понижение. Находки приурочены к наиболее молодой, постлёссовой погребенной почве, профили которой смыкаются с профилем современной почвы. Условия залегания позволяют уверенно говорит, что человек здесь поселился в тот период, когда накопление лёссовых отложений прекратилось и начали развиваться почвообразовательные процессы, т. е. в самом конце валдайского времени (позднеледниковье).

Часть стоянок бассейна средней Десны приурочена к низким (I и II) надпойменым террасам, формирование которых связано с концом накопления водораздельных лёссовых отложений (конец валдайской эпохи). К ним относятся стоянки на р. Судость — Елисеевичи и Юдиново, расположенные на ее правобережье. К. М. Поликарпович (1934) относит эти стоянки к мадлену. Культурный слой стоянки Елисеевичи залегает в верхней части 11 надпойменной террасы (на глубине 1,7—1,9 м от поверхности) в пределах аллювиально-делювиальных облёссованных супесей, отложившихся в период окончания формирования террасы. С эпохой формирования этой террасы связана и Супоневская стоянка под г. Брянском, относимая 11. П. Ефименко (1953) к развитому мадлену. Она расположена в пологом балочном понижении, в рельефе которого отмечаются террасовые уровни, совпадающие с низкими террасами Десны. Стоянка приурочена к древнему наклонному днищу балки, совпадающему с уровнем II надпойменной террасы реки, и залегает на глубине 0,7—0,9 м от поверхности в толще слоистых делювиальных палево-серых супесей с прослойками песка, общей мощностью около 2 м. Ниже залегают коренные породы. Более молодой является Юдиновская стоянка. Культурпый слой ее прослеживается в верхней аллювиально-делювиальной части І надпойменной террасы. По возрасту она приближается к Тимоновской стоянке на Десне.

Южнее описанных выше стоянок, по также на правобережье Десны находится еще одна широко известная стояпка — Мезин, которую П. П. Ефименко (1953) и И. Г. Шовкопляс (1957) относят к переходу от солютрен к мадлену. Стоянка расположена на левом склоне большой балки, в нижней части делювиального шлейфа лёссовых отложений. Раскопки 1955 г., а также работы, проводившиеся в районе с. Мезина в 1960 г., подтверждают мнение Г. Ф. Мирчинка (1934) о том, что лёссовые отложения на склоне балки сформировались за счет смыва лёссовых отложений плато, т. е. в поздний этап валдайского оледенения.

Как можно видеть, все верхнепалеолитические памятники бассейна средней Десны связаны с последней, валдайской (вюрмской) эпохой оледенения, причем наиболее древние из них (ориньяко-солютрейские по стадиальным археологическим схемам) относятся не к самому началу оледенения, а связаны с горизонтами лёсс І—ІІ и лёсс ІІ.

Подобное представление о возрасте верхнепалеолитических стоянок иодтверждается и результатами обследования памятников в долинах рек Сейма и Сожа на I надпойменной террасе р. Сож.

Сложнее судить о геологическом возрасте верхнепалеолитической стоянки Сунгирь па р. Клязьме. Археология ее пзучалась с 1956 г.

О. Н. Бадером, а геолого-геоморфологические условия — В. И. Громовым и В. Д. Шарыгиной.

Как отмечает О. Н. Бадер (1959), на этой стоянке наряду с орудиями, свойственными концу верхнего палеолита, отмечаются орудия архаического облика, характерные для начала верхнего палеолита. Судя по приводимым им данным, а также данным В. Д. Шарыгиной, культурный слой стоянки расположен в овражно-балочных отложениях левого склона р. Клязьмы и залегает в нижней части толщи суглипков (5—6 м) со следами двух ископаемых почв. В этом районе суглинки подстилаются ледниковыми отложениями днепровского и московского времени. Имеющиеся в шастоящее время данные не позволяют произвести геологическую датировку памятника с достаточным основанием.

Таким образом, верхнепалеолитические памятники Десны, Судости, Сейма, Сожа и Припяти относятся к эпохе валдайского оледенения. Это подтверждает сделанный нами ранее вывод (Величко, 1957 а и б, 1959) о том, что начало верхнего палеолита в этих районах относится не к середине эпохи рисского (днепровского) оледенения, как указывал В. И. Громов (1948), а к значительно более позднему времени — эпохе валдайского оледенения и, скорее всего, не к самому ее началу. Таким образом, продолжительность верхнепалеолитического этапа была значительно меньше, чем это следует из схемы В. И. Громова. Но этот вывод не подтверждает вытекающего из схемы В. И. Громова представления о разрыве во времени схемы между началом верхнего палеолита в Восточной Европе, с одной стороны, и в Западной Европе, с другой, где начало верхнего палеолита относится исследователями к вюрмской эпохе (точнее к началу вюрма II).

В настоящее время появилась возможность геологической корреляции верхнепалеолитических стоянок Восточной Европы со стоянками западных районов, и прежде всего Чехословакии, не только с помощью полученных геологических датировок культурных слоев, но и посредством корреляции условий их залегания, т. е. стратиграфическим методом, что более надежно.

В этом этношении большой интерес представляет бассейн средней Десны. Нельзя не удивиться сходству стратиграфии валдайских лёссов на Десне и вюрмских лёссов в Западной Европе. Отмечается не только одинаковое число горизонтов, но и их сходство по степени выраженности и характеру. Об этом говорит сопоставление имеющихся данных с материалами, опубликованными в работах Граммана, Нарра, Цейнера, изучавших вюрмские лёссы в Германии, а также Жеберы, Ложека и Прошека, проводивших аналогичные исследования в Чехословакии. Сравнение разрезов вюрмских лёссовых отложений на территории Чехословакии (Prošek, Ložek, 1954) с валдайскими лёссовыми отложениями в бассейне средней Деспы позволяет выявить общие черты строения. Действительно, в обоих районах лёссовые отложения делятся на три горизонта; между горизонтами лёсс I и лёсс II прослеживаются слабые следы почвообразования в виде оглеения, между горизонтами лёсс II и лёсс I отмечается ископаемая почва, лёссовая толща подстилается мощной (микулинской рисс-вюрмской) ископаемой почвой. Сходство разрезов в обоих случаях очевидно. Это дает основание перейти к солоставлению археологических памятников в обоих районах, исходя из их стратиграфического положения. Сопоставление показывает, что такая группа ранних верхнепалеолитических памятников Чехословакии, как Предмостье, Златый Конь, Барца, а также Генералка, сравнима с такими стоянками на средней Десне, как Пупікари I, Погон, Чулатово I, а также Чулатово II. Возраст этих памятников определяется их положением в горизонтах лёсс I—II и лёсс II. Более молодая группа чешских памятников, относимых к вюрму III: Морваны, Лубна, Петрошковице, Дольни Вестонице, сравнима со стоянками Елисеевичи, Супонево, Юдиново, Бугорок и Карачиж. Стоянка Тимоновка —

один из самых молодых верхнепалеолитических памятников на средней Десне (постлёссовой).

Указанное сходство в стратипрафии, по-видимому, позволит в дальнейшем, провести сравнение стоянок, обнаруженных на северо-западе Русской равнины, с западноевропейскими. Корреляция, проведенная на основании стратиграфических данных, дает иную картину, чем сравнение по схемам. В данном случае геологические выводы о возрасте групп стоянок имеют много общего и с представлением об их археологическом возрасте. Выявляется не только общпость в историческом развитии, но и синхронность этого процесса в геологической шкале времени. В связи с таким определением возраста верхнепалеолитических стоянок, по существу подтверждающим точку зрения Г. Ф. Мирчинка и А. П. Павлова, возникает вопрос о возрасте мустьерской культуры. По схеме В. И. Громова (1948), мустьерский этап заканчивается в первой половине рисского времени. Материалы, полученные в 1957 г., позволили высказать мнение о том, что он заканчивается не ранее, чем в днепровско-валдайское время. В 1958 г. это признал и В. И. Громов (Громов и Шанцер, 1958).

Следует учитывать, что каждый из раннепалеолитических периодов. в том числе и мустье, является намного более продолжительным историческим периодом, чем верхнепалеолитический (Ефименко, 1953). Поэтому мустьерская эпоха скорее всего соответствует не первой половине эпохи днепровского оледенения, а более продолжительному времени. Об этом, в частности, говорят данные наших исследований мустьерских стоянок Бердыж на Соже и Чулатово III на средней Десне. Культурный слой Бердыжской стоянки залегает в основании песков и супесей лежащих выше днепровской морены, п, как считают В. Д. Будько, Л. Н. Вознячук и М. М. Цапенко (см. Цапенко и др., 1959), — в вюрмских солифлюкционных образованиях. Культурные остатки Чулатово III залегают ниже аллювия I надпойменной террасы Десны, в толще белых кварцевых песков. В свете изложенной выше стратиграфической схемы для средней Десны видно, что находки приурочены к последнепровскому погребенному аллювиальному комплексу. В таких же условиях залегает и недавно открытое Ф. М. Заверняевым Хотылевское местонахождение под г. Брянском (рис. 76). Нет следов днепровской морены, как об этом писал В. И. Громов (1948), и в Неготине. Находки залегают здесь в условиях, апалогичных условиям залегания Хотылевской стоянки (табл. 14).

Таблица 14 Возраст палеолитических стоянок исследуемой территории*

	Сож и Припять	Десна и Судость	Сейм
Валдайское ледниковье	Подлужье П Юровичи	Тимоновка, Юдиново, Бугорок, Карачиж, Елисеевичи, Супоне- во, Мезин	Авдеево
		Чулатово II, Пушкари I, Погон, Чулатово I (?)	
Микулинское межледниковье	Подлужье I (?)	Хотылево, Неготино, Заровская Круча	

^{*} Мустьерские местонахождения Подлужье I, Хотылево, Заровская круча залегают в переотложенном состоянии.

Если рассматривать мустьерские местонахождения в других районах, число которых на северо-западе Русской равнины невелико и которые мало изучены, то и здесь будет наблюдаться близкая картина. Так, последнепровский возраст имеют мустьерские слои в Молодово на Днепре (Иванова, 1959). Вместе с тем залегание этих слоев в толще с верхнепалеолитическими слоями не исключает их более поздний возраст (начало валдайской эпохи). К началу валдайской эпохи отнес Г. Ф. Мирчинк (1934) мустьерское местонахождение Деркул: В московско-валдайских отложениях были найдены мустьерские орудия на побережье Азовского моря П. А. Каплиным и Е. Н. Невесским (1960).

Большие споры вызывает геологический возраст Сталинградской мустьерской стоянки. В. И. Громов (1959) относит ее к доднепровскому времени. В то же время, В. П. Гричук, и А. И. Москвитин показали, что доднепровский возраст стоянки нельзя считать доказанным. Вполне возможно, что она относится к московско-валдайскому (микулинскому) времени.

В целом можно отметить, что на северо-западе Русской равнины к настоящему времени изучены только две мустьерские стоянки, культурные слои которых залегают in situ. Это Молодовская стоянка, относящаяся к последнепровскому времени, и Сталинградская стоянка, геологическая датировка которой спорная. Большая часть мустьерских местонахождений находится в переотложенном состоянии. Однако они залегают в отложениях последнепровского времени.

Понятно, что в связи с таким возрастом верхнепалеолитических и мустьерских местонахождений меняется их стратиграфическая интерпретация, по сравнению с той, которая вытекает из схемы В. И. Громова (1948). Согласно этой схеме, верхнепалеолитические стоянки должны залегать в отложениях, образовавшихся, начиная с середины эпохи днепровского оледенения, тогда как все верхнепалеолитические стоянки рассматриваемой территории относятся к валдайской эпохе. В то же время мустьерские находки залегают не только в доднепровских отложениях, но и в значительно более молодых, вплоть до валдайских.

Что же касается стратиграфического значения ориньякской, солютрейской и мадленской стадий верхнего палеолита, то от него приходится отказаться. Работы А. Н. Рогачева (1953а, б) в Костенковско-Борщевском районе на Дону опровергли существовавшее представление о том, что эти стадии в пределах Русской равнины всюду последовательно сменяли друг друга во времени. Геологические работы Г. И. Лазукова (1954) на Дону подтвердили это мнение А. Н. Рогачева. Такие же данные были получены при изучении геологического возраста памятников средней Десны и Сейма. Все это привело к заключению о том, что формула В. И. Громова — сипстадиальные памятники геологически синхронны — не подтверждается геологическими данными в ряде районов северо-западной части Русской равнины (Величко, 1957а и б).

В то же время нельзя отрицать потенциального стратиграфического значения отдельных групп памятников верхнего налеолита, которые несомненно будут выявлены на основе более глубокого культурно-исторического анализа, чем классификация памятников по стадиям французской схемы Г. Мортилье и А. Брейля. Уже теперь при конкретном изучении условий залегания памятников различных культур верхнего палеолита в бассейнах Десны и Дона нельзя не обратить внимания на то, что стоянки, относившиеся по стадиальным схемам к ориньяку и солютре, обычно залегают в более древних валдайских отложениях, чем стоянки так называсмой мадленской группы.

Как было показано, верхнепалеолитические памятники рассматриваемой территории связаны с перигляциальной зоной валдайского оледенения. Однако нет оснований предполагать, что верхнепалеолитический человек

стремился селиться в самых суровых природных условиях. В предыдущих разделах было показано, что в пределах валдайской эпохи существовали периоды улучшения климата. Не случайно культурные слои ряда стоянок (Пушкари I, Погон, Чулатово II, Тимоновка) приурочены к уровням со следами почвообразовательных процессов. Пока еще имеется мало фактических данных, которые могли бы более или менсе подробно раскрыть характер природных условий в эти теплые фазы во время существования перигляциальной зоны. Палеоботанические материалы М. П. Гричук и Р. В. Федоровой из отложений, вмещающих древнюю группу верхнепалеолитических стоянок Костенковско-Борщевского района на Дону, которая, по нашему предположению (Величко, 1959), соответствует теплой фазе валдайской эпохи (время лёсс I — лёсс II), говорят о наличии в период существования стоянок теплолюбивой растительности, в которой заметную роль играли лесные ассоциации с участием широколиственных пород. Верхнепалеолитический человек предпочитал, по-видимому, селиться в перигляциальной зоне преимущественно в теплые периоды, когда на данной территории наряду с богатой фауной существовала и богатая растительность.

ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ

На северо-западе Русской равнины известно большое количество пунктов с находками фауны млекопитающих, обнаруженных в плейстоценовых отложениях. Многие находки носят случайный характер и нередко не имеют точного адреса. В ряде местонахождений были обнаружены остатки костей млекопитающих, характерных для различных эпох четвертичного периода.

Так, к находкам раннечетвертичной фауны следует отнести остатки костей носорога из окрестностей г. Рыбинска. Здесь, на правом берегу р. Шексны, в толще темно-серой глины, на глубине 1,8 м были обнаружены кости, принадлежащие, по мнению Е. И. Беляевой (1939), Rhinoceros mercki Blum.

К лихвинскому межледниковью Г. Ф. Мирчинк (1940б) и В. И. Громов (1949) относят остатки *Elephas antiquus Falc.*, обнаруженные в кессоне Краснохолмского моста (на глубине 18 м) в древнем аллювии р. Москвы. М. В. Павлова (1922) указывает на находки костей *Elephas trogontherii* Phol. близ г. Ярославля.

В районе г. Вязьмы в верхней части морены (по-видимому, московской) М. М. Жуковым (1923—1924) были обнаружены кости холодолюбивой фауны Lennus obensis Brant., Dicrostonyx torquatus Pall., Microtus f. ratticeps Keys et Blas. К началу эпохи московского оледенения относятся находки костей Equus caballus, Ovibos, Elephas primigenius Blum. из межморенных суглинков у ст. Одинцово, описанные В. В. Меннером (1930).

На территории Смоленской области известны находки костей мамонта, носорога, оленя, тура, бизона, древней лошади и других животных. Однако в большинстве случаев условия их залегания неясны. В тех пунктах, где условия залегания известны, установлено, что кости были встречены в основании лёссовидных суглинков, которые по мнению Д. И. Погуляева (1955), соответствуют «калининской» морене или древнее ее.

Под названием «новозыбковские мамонты» Г. Э. Гиттерман (1928) описал местонахождение большого количества костей мамонта у с. Новые Бобовичи. К межморенной морской трансгрессии вюрмского времени В. И. Громов (1939) отнес остатки Elephas primigenius Blum., Rhinoceros thichorhinus, Equus equus, Bos. sp. (бизон или тур), Alces alces, Phoca (hispida), найденные в Шапкинских камах Ленинградской области. Эпохе

Таблица 15 Состав и экологическая характеристика фауны млекопитающих, встреченной на верхнепалеолитических стоянках (по данным В. И. Громова и И. Г. Пидопличко)

		Тун	дра		Тундра и лес		Лес		J	Іес и	степн	,					Степь	•				п	Іврок	о рас	прост зиды	ранег	ные
Стоянка	песец	особый леминг	копыт ный леминг	мускусный овцебык	северный олень	бурый медвець	psics	росомаха	бизон	бык	голевка- экономка	выхухоль	лошадь	желтая пеструшка *	степная пеструшка	серы й хомячок	суслик	рыжий сус- лик	60льшой тушканчик	сеноставка	байбан	Mamoht	шерстистый носорог	волк	благород ный олень	заящ	водяная кры-
Тимоновка	+				-																	+		+			
Елисеевичи	5																					+		+			
Супонево	+				+								· -									+	+	+		+	
Бугорок				+											<u> </u>							+					
Чулатово II	+				+																	+					
Чулатово І	+		+	l.	+								1-		İ				+		+	+	+	+			
Погон																						+					
Пушкари І	-				·÷				į				+									+	+	+			+
Новгород- Северская	+	+	+		+	+	+		+		-	+	- -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Мезип	+		+	+	- -	+		-}-	1				+								+	+	+	+	+	+	
Подлужье I (Бердыж)	+					+			+		1		+					+				+	+				
Сунгирь	- -				+				+				+									+				+-	

^{*} Обитает также в пустыне.

верхнеплейстоценового оледенения соответствуют находки (помимо стоянок) мускусного овцебыка *Ovibos moschatus Zimm*. на р. Ягорба близ г. Череповца и в окрестностях г. Витебска (Громова, 1935б).

Наиболее полно фауна млекопитающих представлена на палеолитических стоянках. Весь хозяйственный уклад доисторического человека основывался на охоте. На его стоянках, особенно вблизи хозяйственных ям, за время существования стоянки пакапливалось огромное количество костных остатков животных. В то же время следует учитывать, что фаупистические находки на стоянках не отражают всю полноту животного мира того времени, поскольку, как правило, человек убивал лишь тех животных, которые могли быть им использованы для приготовления пищи и одежды.

Фауна верхнепалеолитических стоянок входит в так называемый верхнепалеолитический комплекс фауны с такими руководящими формами, как мамонт, шерстистый носорог, северный олень (табл. 15).

В. И. Громов (1948) относит этот комплекс к эпохе всего верхнего илейстоцена начиная с эпохи днепровского оледенения. Такая датировка верхнепалеолитического комплекса вполне закономерна с точки зрения схемы В. И. Громова, поскольку к этому времени им была отнесена эпоха верхнего палеолита. Однако, как было показано выше, верхнепалеолитические стоянки рассматриваемой территории относятся к эпохе валдайского оледенения. В этом случае, следовательно, меняется интерпретация возраста этого комплекса, а также его стратиграфическое значение. Строго говоря, в данном случае трудно говорить о стратиграфическом, датирующем значении этого комплекса, поскольку он сам получил свое возрастное определение после датировки верхнепалеолитических стоянок.

В целом в определении нижней возрастной границы верхнепалеолитического комплекса нет единого мнения. Так, В. И. Громова (1935а) писала, что холодолюбивая фауна с мамонтом появилась лишь в конце риссвюрма — начале вюрма. Эта точка зрепия подтверждается новыми данными К. Д. Адама и других немецких исследователей, согласно которым для рисс-вюрма характерна лесная фауна с Elephas antiquus Falc. и Dicerorhinus mercki Jaeger (Громова, 1959). В вюрме она сменилась холодной, перигляциальной фауной с высшей формой эволюционной линии стешных слонов — мамонтом (Elephas primigenius Blum).

Просматривая списки фауны стоянок, можно отметить, что в ее составе отсутствуют какие-либо четкие, направленные изменения в различных по возрасту верхнепалеолитических стоянках. Это подтверждает общее мнение о стабильности и малой изменчивости верхнепалеолитического комплекса фауны. Не случайным, возможно, является отсутствие остатков шерстистого носорога на Тимоновской стоянке, которая относится концу эпохи валдайского оледенения.

В связи с этим здесь приходится говорить о фауне прежде всего в палеогеографическом аспекте. Характерной особенностью верхнепалеолитического комплекса фауны является сочетание в нем видов животных различных природных зон (тундры, леса, степи), т. е. этот комплекс является смещанным. Существенной особенностью фаунистического комплекса является также то, что его представители (например, мамонт, северный олень, росомаха) относятся к хионофобам или, во всяком случае, предпочитают малоснежье.

Таким образом, характер фауны верхнепалеолитических стоянок как и палеоботанические данные, свидетельствует о холодных, суровых, континентальных климатических условиях, свойственных перигляциальной зоне валдайского ледника, в которой существовали ландшафты перигляциальной степи с лесными участками.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений

Приведенные в предыдущих разделах материалы о строении четвертичной толщи, геоморфологии территории, ископаемых флоре, фауне и почвах позволяют сделать общие выводы о стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины. Учитывая размеры территории, которые дают возможность проследить за многими пространственными закономерностями, и ее большую изученность сравнительно с соседними районами Европейской части СССР, можно полагать, что разработанная для нее стратиграфическая схема (табл. 16) в основных частях будет пригодна и для прилегающих районов.

При составлении этой схемы было принято деление четвертичной системы на четыре отдела: нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Изменение таксономического ранга плейстоцена и признание за его подразделениями значения лишь ярусов не касается принципиальной стороны схемы и поэтому мы здесь на этом не останавливаемся.

Существенно рассмотреть вопрос о степени обоснованности предлагаемой стратиграфической схемы фактическими материалами.

Эта схема во многих своих частях повторяет предлагавшиеся ранее другими исследователями стратиграфические схемы, но взятый сам посебе факт совпадения еще не говорит о большей достоверности стратиграфических построений. Не следует забывать, что во многих случаях такие построения опираются на сравнительно небольшой материал. Кроме того, некоторые авторы, принимая сходную последовательность стратиграфических горизонтов, понимают их объемы по-разному.

Стратиграфия древнейших образований нижнего плейстодена, как это видно из приведенных материалов, освещена наименее полно. Отложения эти известны в настоящее время только в южной части Белоруссии и описаны в литературе очень неполно. В частности, неполнота и ненадежность налеоботанических материалов лишают нас возможности охарактеризовать флору древнейших отложений начала четвертичной системы (первой половины древней эпохи М. М. Цапенко). Следует считать в известной мере условным и выделение древнего нижнеплейстоценового оледенения.

Для отложений нижнеплейстоценового межледниковья, предшествовавшего ледниковью, обозначенному в нашей схеме как окское, имеются хотя и более определенные, но крайне малочисленные данные. На территории. изображенной на прилагаемой геологической карте, эти отложения палеоботанически охарактеризованы только в двух пунктах (Малое Быково и Волконщина). Несмотря на неполноту этих разрезов, мы все же сочли возможным включить соответствующие горизонты в стратиграфическую схему, поскольку озерные осадки с аналогичной палеоботанической характеристикой известны в ряде пунктов и на соседних территориях. Из числа ближайших можно назвать межморенные отложения около Влодавы на

	1					Parameter			
3	Panagaray	Слов (стадии, межстадиа-		Флора и	растизельность	Фауна	Фауна млеко-	CKIIC CIOARKII	
Отдели	Горязонты	лы и т. д.)		Характерные виды	Характер лесной растительности	моллюсков	питающих	и место- нахождения	
Голоцен			H 7 H 6 H 5 H 4 H 3 H 2	Stratiotes aloides Quercus robur Tilia cordata Trapa natans	Растительность уме- ренного мезофильного характера				
F 9	и в в верхнеилей стоценовое ледни- ковье	Стадия Сальпаус- селькя Аллерёд Предпоследняя ста- дия	Vf		Сосновые и еловые ле- са (на юге с широколи- ственными породами)		, Rhinnoceros caballus, Rangi-	Тимоповка, Юдиново, Елисеевичи, Подлужье	
	Второе верхнеплей- стоценовое меж- ледниковье		N 6 N 5 N 4 N 3 N 2 N 1	Tilia platyphyllos	Растительность умеренно мезофильного характера		rimigenius its, Equus dus v Ap.	П, Карачиж, Бугорок, Супонево, Авдеево, Мезин, Пушкари I, Погон,	

^{*} По геолого-геоморфологическим данным в области Валдайского оледенении выделяются: стадия Салпауссельки, Аллерёдский межстадиал; Лужскан стадия, Плюсский межстадиал; Крессецкая стадия, Мстинский межстадиал; Вепсовская стадия, Соминский межстадиал (?); Едровская стадия (осципляция?), Беревайский межстадиал; Бологовская стадия.

			Слои		Флора и р	астительность	Фауна	Фауна млеко-	Палеолитиче- ские стоянки	
Отделы	Горизонты :		(стадин, межстадиалы и т.д.)		Характерные виды	Харантер лесной растительности	моллюсков	хищовтип	и местонако- ждения	
	со ста-	Валдайское лед- никовье	Максимальная ста- дия	v 3				phas primigeni- Rhinnoceros an- itatis, Equus illus, Rangifer		
H	. Валдайское никовье со с динми *		Верхневолжский межстадиал	v 2c v 2b v 2a		Сосновые и еловые леса		Elephas pius, Rhinno tiquitatis, caballus, Itarandus, I		
плейстоцен	I. Ва ни дия		Начальная стадия	v 1				Elephas us, Rhi, tiquitat caballus tarandu	:	
лейс				M 8			mia tlis, cal-			
	Ми	кулинское межлед-		M 7	Osmunda cinnamomea	Растительность рез-	arctica, Anc Mytilus edi dule, Macoma irea n Ap.	xhu		
Верхний	никог			M 6	Dulichium arundi-	ко дифференцирована во времени: в первую		is, Dicrostanys	Подлужье 1 Хотылево,	
Bej				$\frac{M}{M}$	Q. uercus petraea Q. pubescens Brasenia purpurea Tilla ptatyphyllos	половину—ксерофильного характера, во вто-			Неготино, Чулатово	
	}			M 4 M 3		рую — мезофильного			III	
				$\frac{\mathbf{M}}{\mathbf{M}}$ 2	1 iiia piaiypnyiios		nudi nula ium	bens		
				M 1			Porlandia squamula, Cardium e	us o		
плейстоцен	Мос ковье	сковское ледни-						Lemmus obensis, torquatus		
плейс		_	Рославльский клима- тический оптимум		Azolla filiculoides Picea sec. Omorica	Во время обоих кли- матических оптимумов		pri-		
Средний		инцовское меж- иковье	Красноборское по- холодание	1	Pinus sec. Strobus Quercus petraea	растительность ксерофильного характера		Elephas pri- migenius		
Cpe	Cper		Глазовский климати- ческий оптимум		Q. pubescens			Ele, mig		

^{**} По геоморфологическим данным в области московского оледенения выделяется несколько стадий отступания.

р. Буг (Stachurska, 1957) и отложения окрестностей с. Мизерны в южной Польше (Szafer, 1954).

Нижний плейстоцен заканчивается в предлагаемой стратиграфической схеме окским ледниковьем. По нашему мнению, представления А. И. Москвитина (1957, 1959 и др.) о значительно большей древности окского ледниковья и наличии между ним и лихвинским межледниковьем кромерского (или борисовского) межледниковья и верхнеминдельского (или березинского) ледниковья, основанные главным образом на результатах изучения погребенных почв на севере Украины и на оценке степени выветрелости окской морены, аргументированы настолько недостаточно, что не могут служить основанием для пересмотра сложившихся ранее представлений.

Стратиграфическая схема среднего плейстоцена обоснована имеющимися материалами достаточно надежно. Полученные в последние годы палеоботанические данные по одинцовским отложениям (присутствие в них Azolla filiculoides Lam. и других форм, характерных для среднего плейстоцена) являются дополнительными аргументами в пользу того, чтобы придерживаться установившейся традиции относить к среднему плейстоцену отложения, лежащие ниже отложений микулинского межледниковья (т. е. рисс-вюрмского межледниковья Г. Ф. Мирчинка) вплоть до лихвинских межледниковых отложений включительно. Соображения, которые высказывает С. А. Яковлев (1956) по вопросу о московском ледниковье (I новоледпиковье по его схеме), по нашему мнению, педостаточно убедительны для изменения представлений об объеме этого отдела (см. приведенные в разделе о палеоботаническом обосновании стратиграфии данные о среднеплейстоценовых флорах, а также данные, приведенные в работе А. И. Москвитина, 1950а).

Палеоботаническая характеристика отложений лихвинского межледниковья может считаться установленной достаточно надежно, хотя число изученных разрезов этих отложений не так уж велико (всего 15, причем только восемь из них охватывают значительные отрезки времени). Такое утверждение основано на том, что во всех разрезах были получены очень сходные данные, к тому же хорошо согласующиеся с данными, которые известны по соседним территориям Польши и Германии 1. Что касается одинцовского межледниковья, то следует признать, что хотя число изученных разрезов отложений этого времени и больше, чем лихвинского межледниковья (20 разрезов), детали его палеоботанической характеристики установлены менее надежно. Это связано прежде всего с тем, что изменения физико-географических условий, а, следовательно, и растительности в течение этого межледниковья были значительно более сложными, чем во время других межледниковий. Наряду с этим число разрезов, в которых охарактеризованы осадки каждого климатического оптимума, еще невелико, а оба оптимума зафиксированы лишь в двух разрезах.

Отложения микулинского межледниковья наиболее полно охарактеризованы как в геологическом, так и в палеоботаническом отношениях. Использованные в настоящей работе данные по 80 разрезам позволили получить характеристику этого межледниковья, достоверность которой пе ниже достоверности характеристики голоценовых отложений. В отношении понимания объема и стратиграфического положения микулинских отложений

¹ Нельзя согласиться с А. И. Москвитиным (Moskwitin, 1960), который отложения Жидовщизны и Вылезина относит к одинцовскому межледниковью. Такому допущению противоречат приведенные в разделе о флоре палеоботанические данные как по лихвинскому, так и по одинцовскому межледниковьям. Нельзя согласиться и с тем, что разрез Копыси относится к молого-шекснинскому межледниковыю, как предположил А. И. Москвитип (1950а), на том основании, что этот разрез относится к отложениям I наднойменной террасы Днепра. Последнее неверно. Наблюдения 1959 г. показали, что известковый диатомит, который изучал В. С. Доктуровский, залегает пол отложениями как первой, так и более высокой террасы.

разногласий не возникает. Поэтому отложения микулинского межледниковья являются таким горизонтом, который трактуется во всех стратиграфических схемах одинаково, и служат одним из наиболее надежных уровней при попытках их сопоставления.

В отношении стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых отложений, более молодых, чем микулинские, мы, к сожалению, не распопагаем материалами, которые позволили бы однозначно решить этот вопрос для всей северо-западной части Русской равнины. Что касается территории в пределах границы валдайского оледенения, где послемикулинские отложения слагают основную часть четвертичной толщи и представлены наибольшим разнообразием генетических типов, работавшие здесь (М. Е. Вигдорчик, О. М. Знаменская, И. В. Котлукова, М. А. Лаврова, К. К. Марков, Д. Б. Малаховский, Е. В. Рухина, Э. Ю. Саммет и Н. С. Чеботарева) считают, что на пространстве от побережья Финского залива до линии г. Селижаров — г. Орша — г. Вильнюс устанавливается наличие не менее шести поясов краевых образований, морены которых иногда разделены очень мощными межморенными толщами флювиогляциальных, лимногляциальных, озерных и аллювиальных отложений. Палеоботапическая характеристика этих межморенных отложений еще очень не полна, но важно то, что среди них до сих пор не выявлены горизонты с типично выраженной межледниковой флорой 2. Наряду с этим и геоморфологический анализ не дал материалов для разделения краевых образований на возрастные группы (по степени свежести форм ледникового рельефа и т. д.). В этих условиях единственно возможным решением является признание одинакового значения всех интервалов, разделяющих время образования моренных горизонтов. Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы не дают оснований для выделения здесь отложений, соответствующих, например, III и IV новоледниковьям С. А. Яковлева. Поэтому все послемикулинские верхнеплейстоценовые отложения в пределах области валдайского оледенения трактуются названными выше лицами как образования одной валдайской ледниковой эпохи с рядом стадий, что и показано на стратиграфической схеме (левая колонка, обозначенная цифрой I).

В стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений в северной части территории, расположенной за границей валдайского оледенения (а отчасти и в краевой зоне последнего), наблюдаются существенные отличия. В. П. Гричук, М. И. Лопатников и С. М. Шик, рассматривая вопрос о расчленении плейстоценовых отложений, отмечают, что здесь в ряде пунктов найдены отложения с флорой межледникового характера, более молодые, чем отложения микулинского межледниковья 3. Число таких пунктов невелико, но благодаря тому, что на этой территории много палеоботанически охарактеризованных разрезов микулинских и голоценовых отложений, имеется возможность сопоставить данные по каждому разрезу отложений молодого межледниковья с данными и по более древним и по более молодым отложениям. Специально проведенный анализ (для сравнения брались разрезы, расположенные не более чем в 20—30 км друг от друга)

² Отмеченные в разделе о геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений данные о находках в двух пунктах отложений с пыльцой широколиственных пород настолько фрагментарны, что не могут служить основанием для каних-либо стратиграфических выводов.

227 15*

³ Высказываемое иногда предположение, что высокое содержание пыльцы пироколиственных пород в этих отложениях связано с переотложением последней или с какими-то случайными причинами, по мнению этих авторов, опровергается уже одним тем, что отложения со сходным характером флоры встречены в пунктах, удаленных друг от друга на сотни километров, и представляют собой осадки различного генезиса: аллювиальные старичные (р. Балазна) и русловые (р. Каспля у с. Волоты и р. Большая Липпа у с. Бармино), озерные (Татищевское озеро и с. Максино), известковые туфы (г. Елатьма).

показал, что в фитоценологическом отношении и по особепностям исторического процесса формирования широколиственных лесов это межледниковье существенно отличается как от микулинского межледниковья, так и от голоцена. Для одного пункта, в котором были проведены специальные исследования (на р. Балазне), были установлены и флористические различия. Все это, по мнению указанных авторов, дает основание считать, что палеоботанические материалы устанавливают реальность второго верхнешлейстоценового межледниковья, с такой же достоверностью, как и лихвинского или одинцовского межледниковий.

Другие участники данной работы не разделяют приведенного выше утверждения. Они считают, что вопрос о соотношении отложений этого межледниковья с моренными горизонтами остается невыясненным. Данные по разрезу на р. Балазне показывают только, что они моложе отложений максимальной стадии валдайского оледенения и, возможно, являются голоценовыми. В перигляциальной области валдайского оледенения с достаточной определенностью установлена связь отложений второго верхнеплейстоценового межледниковья с І надпойменной террасой. Однако разница в строепии долин области валдайского оледенения и перигляциальных областей исключает возможность более широких корреляций.

Представления о стратиграфическом расчленении послемикулинских верхпеплейстоценовых отложений, основанные на материалах территории, прилегающей к области валдайского оледенения, даны в правой колонке стратиграфической схемы, обозначенной цифрой 11.

Послемикулинские верхнеплейстоценовые отложения изучены и в южной части описываемого района, где они представлены лёссами, лёссовидными суглинками и погребенными почвами.

Имеются известные основания полагать, что накопление лёссовой толщи не охватывало всего послемикулинского отрезка верхнего плейстоцена. В этой толще выше погребенной почвы, по-видимому, микулинского возраста зафиксированы следы лишь двух межстадиалов (слабо выраженных ископаемых почв), в то время как в области валдайского оледенения выделяется не менее пяти краевых зон ледника, свидетельствующих о каких-то перерывах в распространении льдов. Однако в настоящее время не представляется возможным произвести их дифференциацию на осцилляторные, стадиальные и др. Кроме того, по данным спорово-пыльцевого анализа, выявляется еще один межстадиал, предшествующий максимальному распространению валдайского ледника, не нашедший поэтому выражения в рельефе (это так называемый верхневолжский межстадиал).

В вопросе о верхней границе плейстоцена нами была принята точка зрения, согласно которой граница между плейстоценом и голоценом проводится выше стадии похолодания, следующей за аллерёдским потеплением. Положение этой границы нами изучалось в ряде опорных разрезов восточной Прибалтики.

Как уже указывалось, предлагаемая стратиграфическая схема во многом повторяет составленные ранее стратиграфические схемы четвертичных отложений Европейской части СССР. В табл. 17 дано ее сопоставление с теми из них, которые построены с учетом материалов, сопоставимых с материалами, использованными нами ⁴. Горизонтальными линиями выделены те горизонты, которые могут быть с достаточной уверенностью отождествлены со стратиграфическими подразделениями нашей схемы (основысопоставлении определенных разрезов И геологических образоваций, которые имели в виду авторы составленных ранее схем). В табл. 18 приведено сопоставление нашей стратиграфической схемы с региональными схемами, разработанными для отдельных частей территории, изображенной на геологической карте. В этой таблице подчеркнуты

⁴ Поэтому схема В. И. Громова в табл. 17 не включена.

Таблица 17 Сопоставление с главнейшими опубликованными ранее стратиграфическими схемами четвертичных отложений Русской равнины

(no	Мирчинк работам —1959 гг.)		n H	П. П. Герасимов К. К. Марков (1939)	С. А. Яковлев (1956)			. Москвитин (1959)		Пре	едлагаемая схема		
Отделі	ы и ярусы			Эпохи	Отделы и жопе и		Отделы (эпохи)	Ярусы (века)	Отде-		Горизонты		
Голоцен		ен Послеледниковая		Совре- мен- ный	Послеледниковый		Послеледниковый	Голо- цен					
Верхний плейсто- цен	Вюрм	дниковый период	Валд	цайская ледниковая	Новочетвертичный	Поздиеледниковый Новоледниковый 4 Новомежледниковый 4 Новоледниковый 3 Новомежледниковый 3 Новоледниковый 2	Вюрмский или верхний	Осташковский Молого-Шекснин- ский Калининский	Верхний плиоцец	I. Валдайское ледниковье со стадиями	II. Второе верхнеплейстоценовое ледниковье Второе верхнеплейстоценовое межледниковье Валдайское ледниковье		
ă —	Рисс-вюрм	выорм Диследняя межледникова		едняя межледниковая	B04(Новомежледпиковый 2		Мякулинский	m	Мику	линское межлепников че		
		или	9 # F	Московская стадия	Hoī	Новоледниковый 1		Московский	нен	Mc	осковское ледниковье		
Средвий плейстоцен	Рисс	ный ил	ичный п.	Днепров- ская лед- нчковая	об межстациальная эпоха		Новомежледниковый 1	сский или средний	Одинцовский	и плиоцен	Одиндовское межледниковье (с двумя климатическими оптимумами)		
Jpe) reй(Гич		Днепровская стадия	ер-	Среднеледниковый	Рисский средн	Днепровский	НМ	Дн	епровское ледниковье		
	Миндель- рисс	етвер	Предп	оследняя межледни- ковая	Средне- четвер- тичный	Среднемежледниковый	Puc	Лихвинский	Средний	Лихв	винское межледниковье		
н ий Уто-	Миндель	֓֞֓֞֞֞֞֞֓֓֓֓֞֞֓֓֓֓֓֓֓֓֡֓֓֓֡֓֓֡֓֡֓֡֓֡֓	Лихн	винская ледниковая) ₂ =	Древнеледниковый 2	.E	«Верхиеминдель-	цен		Окское ледниковье		
Нижний плейсто- цеп	Домин- дель	цен	·	Тревпочет-		Древнемежледниковый 2 Древнеледниковый 1 Древнемежледниковый 1	Миндельский или нижний	ский» (или березинский) Кромерский (яли	ний плиоцен	Нижнеплейстоценовое межле никовье (или потепление) Древнее нижнеплейстоценовое ледниковье (или похол			
Плиоцен	Апшерон	Плиоцен		Апшероп	В	Древнейший ледниковый 1 Предледниковый		борисовский?) Окский	Нижний Э		дание)		
ftur	Акчагыл		• •	Акчагыл	Плио- пен	Акчагыл	Плио- цея				Плиоцен		

<u> </u>	п	редлагаемая схема	Запад І РСФС	Европейской части Р * (Шик, 195\б)	(Ц	Бел апе н и	порусская ССР		
Отделы		Горизонты	Отделы	оледенения повозинделжем и	Эпохи				
Голоцен			Совре- менный	:	Совре- менная	,	Послеледниковье (голоцен)		
· · · · ·	ледниковье иями	II Второе верхпеплейсто- ценовое ледниковье	не			половина	Позднеледниковье и ледниковое время		
Верхний илейстоцен		Второе верхнеплейсто- ценовое межледниковье	плейстопен	Валдайское ледниковье	Новая	Вторая	Межледниковое время		
Верхний	. Г. Валдайское со. стал	Валдайское ледниковье	Верхний		H	я половина	Ледниковое время		
	Мику	линское межледниковье		Микулинское межледниковье		Первая	Межледниковое время		
не	Mo	осковское ледниковье	H	Московское ледниковье		рая	Ледниковое время		
плейстоцен	Один	цовское межледниковье	плейстоцен	Одинцовское межледниковье	КН	Вторая половина	Межледниковое время		
酒	Дв	епровское ледниковье	. sled	Днепровское ледииковье	Средияя	ıя па	Ледниковое время		
Средни	Лих	винское межледниковье	Средии	Лихвинское межледниковье		Первая половин	Межледниковое время		
плейстоцен	Нижн	Окское ледниковье еплейстоценовое межлед- овье (или потепление)	Ниж- ний плей- стоцен	Окское ледниковьс		Вторая половина	Ледниковое время Межледниковое время		
Нижний пле	Древнее нижнеплейстоценовое ледниковье (или похолодание)			Доледниковое время	Древиян	Первая половина	Ледниковое время Теплый отрезок времени Холодный отрезок времени		
Неоген		Плиоцен	Ш		Третичная система				

Район работ Геологического управления центральных районов, т. е. области Калужская, Смоленская, Московская, Брянская, Тульская.

	Польша (Rh	üle, 1955)		I	Іольша (Sro	odoń, 1959)		Северо-Германская низмен ность (Woldstedt, 1958)			
Отделы			Отделы		Пост	гляциал	Отделы	пендинутоп			
Голоцен	Постг	квири	Голоцен		Пост	тляциал	Постгляциал				
#		Поморская стадия Мазурский межстадиал Добржинская стадия Великопольская стадия		Балтийское ледниковье	виря Древн Древн Бр Оринья	Іолодой дриас Аллерёд (ревний дриас Бёллинг корм III ейший дриас морская стадия знанская стадия стадия стадия кский межста- диал первая стадия		Молодое дриасо вое время Аллерёдское колебание Древнее дриасо вое время Замландские морены Померанская фтадия Мазурский межстадиал (?) Франкфуртская стадия Бранденбургская			
пе		кледниковье	н ө	 	Эмское межледниковье			(рисс-вюрм)			
пейсто	Среднеполь- ское ледниковье	Стадия «Варта» Главная стадия	«Варта» Главная	«Варта» Главная	«Варта» Главная	тот э и э	П	Средне- ольское дниковье	Стадия «Варта» Межстадиал Первая стадия	C I 0	Ледниковье Заале (рисс)
II · ·	Мазовецкое межледни- ковье	Теплое время Похолодание Потепление	пл	Мазовецко		межледниковье	F	Межледниковье			
	Краковское ледниковье	II стадия I стадия			раковское едн иков ье	ll стадия межстадиал I стадия	- ,	Ледниковье Эльстер			
	4	енское никовье									
	Гюнцское или Щецинское ледни- ковье	II стадия I стадия	-								
Неогеп	-										

(выделены шрифтом) названия тех стратипрафических горизонтов, сопозтавление которых может быть обосновано палеоботаническими материалами.

В дополнение к этим двум сопоставляемым схемам, охватывающим всю толщу четвертичных отложений, в табл. 19 дано сопоставление стратиграфии лёссов и лёссовидных суглинков южной части рассматриваемой территории со стратиграфическими схемами лёссов Чехословакии, корреляция которых произведена по результатам изучения погребенных почв.

Таблица 19 Сопоставление стратиграфии лёссов и положения палеолитических стоянок Чехословакии и северо-запада Русской равнины

	Чe	хословакия	*	Север	0-3a	пад Русскої	й равнины **
Отложения	x	витоконо ф	Стоянки	отложения :	Х́р	ничоконос	Стоянки
Лёсс	Вюрм III		Пекарна (?) Дольне Вестонице, Мораваны, Лубна, Петрипковице	o- a- ,		Тимоновка, Юдиново, Кара- чиж, Бугорок, Елисеевичи, Су- понево, Мезин, Подлужье, Авде- ево	
Следы почвообра- зования	м ф от	Вюрм 11—111	<u>.</u>	Следы почвообра- зования	иел оо	Лёсс П—Ш	
Лёсс	B	Вюрм ІІ	Генералка Пшедмостье Барца Златый Конь	Лёсс	йск	Лёсс 11	Чулатово I, Чулатово II, Пушкари I, По- гон
Ископаемая почва		Вюрм 1II		Ископаемая почва	алда	Лёсс I—II	
Лёсс		Вюрм І		Лёсс	В	Лёсс I	
Мощная ископаемая почва	Рисс-вюрм- ское меж- ледниковье		Гановце	Мощная ископаемая почва	CF	Ликулин- кое меж- едниковье	Подлужье I, Хотылево, Него- тино, Заровская: Круча

^{*} По данным К. Жебера, Б. Клима, В. Ложека, Ф. Прошека и др.

** По данным А. А. Величко.

Литература

Алейников А. А. К вопросу стратиграфии четвертичных отложений в бассейне р. Западной Двины и Ловати. «Тр. Сов. секции Международ. ассоц по изуч. четвертич. периода», вып. 4. Л.— М., 1939.

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогел-

ных) отложений Северо-Запада СССР. Л., 1960.

Альбов С. В. О террасах р. Мсты в окрестностях г. Боровичей. «Изв. Ленингр. геод. гидро-геодез. треста». 1934, № 2.

Анухтин Н. И. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Ка-

релии «Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР», 1948, № 4. Апухтин Н. И., Покровская И. М., Шарков В. В., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада СССР. В кн.: «Хронология и климат четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1960a (Междунар. геол. контресс. XXI сессия. Доклады сов геолог. Проблема 4).

Апухтин Н. И. и Яковлева С. В. К вопросу об истории отступания ледника

последнего оледенения на Карельском перешейке. «Информац. сборник. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та» (ВСЕГЕИ) № 29, Л., 1960б.
Армашевский П. Я. Геологический очерк. Черниговской губернии. «Зап. Ки-

евск. об-ва естествоисныт.», 1883, т. 7, вый. 1.

Артюшенко Л. Т. Растительность аллерёда на территории Русской равнины в связи с общим развитием растительного покрова в позднеледниковые в Восточной и Средней Европе. «Ботан. журн.», 1959, т. 44, № 6. Архангельский А. М. О границе валдайского оледенения на Русской равнине.

«Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», 1956, т. 88, вып. 3.

Асеев А. А. Четвертичные отложения в бассейне среднего течепия р. Оки и некоторые вопросы палеогеографии этой территории. «Материалы по палеогеографии», вып. 1. М., 1954.

Асеев А. А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период.

М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Бадер О. Н. Палеолитическая стоянка Сунгирь на р. Клязьме, «Сов. археология». 1959, **№** 1.
- Басаликас А. Основные черты рельефа Литовской ССР. «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.
- Басаликас А. Основные черты гляциоморфологии Литвы. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. reorp. контресса». Вильнюс, 1960.

Басаликас А. Следы перигляциальных явлений в Литве. Там же.

- Беляева Е. И. Об остатках ископаемого носорога из окрестностей г. Рыбинска. «Бюлл. Комис, по изуч. четвертич. периода», № 5. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и теоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959.
- Благовещенский Г. А. и Марков К. К. Ландшафты Северо-Запада СССР. (преимущественно Ленинградской области) в их эволюции в поздне- и послеледниковое время, ч. 2. «Проблемы физ: геогр.», вып. 5. М.— Л., Изд-во АН СССР. 1938.
- Богодюбов Н. Н. Материалы по геологии Калужской губернии. Калуга, 904.
- Боголюбов Н. Н. О фазах межледниковой эпохи в Московской обл. «Ежегодник по геол. и минерал. России», т. 9, вып. 1—2. Новая Александрия, 1907.

Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСУ. Київ 1949.

Бондарчук В. Г., Веклич М. Ф., Заморий П. К. и др. Путеводитель экскурсий Совещания по лёссовым породам УССР. Киев. Изд-во АН УССР, 1955.

Борзов А. А. Очерк геоморфологии Московской губернии. В кн.: «Матер. по природе Московской области». М., 1930.

Борзов А. А. Рельеф. (Орография и геоморфология бассейнов Верхней Волги и Оки до их слияния). В кн.: «Справочник по водным ресурсам СССР», т. 3. Бассейн Верхней Волги и Оки, ч. 1. Л.— М., 1936.

Борзов А. А. Геоморфология Калининской области. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та»,

вып. 23. География. М., 1938. Ворисковский П. И. Палеолит Украины. Историко-археологические очерки. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953 (Матер. и исслед. по археологии СССР, № 40).

Веклич М. Ф. До питання про кінцеві морени в центральній частині Житомирської області. «Геологічний журнал», т. 14, вип. 4. Київ, 1954.

Величко А. А. К вопросу о геологическом возрасте и стратиграфическом значении верхнего палеолита. «Изв. АН СССР, серия геогр.», 1957а, № 2.

Величко А. А. О геологическом возрасте верхнецалеолитических стоянок бассейна средней Десны и их стратиграфическое значение. «Доклады АН СССР», 19576, т. 113, № 1.

Величко А. А. Перигляциальные структуры бассейна средней Десны и их значение для стратиграфических и палеогеографических построений «Biuletyn peryglacjalny», № 6. Lódź, 1958.

Величко А. А О возможностях геологического сопоставления донских и деснинских налеолитических стоянок. В кн.: «Тезисы докладов Рабочего совещания по принципам периодизации и стратиграфии нанеолита Восточной Европы». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов

Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г., Мартищенко Л. Г. Определение абсолютного возраста по С¹⁴. Сообщение 2. «Геохимия», 1959, № 8.

Воеводский М. В. Результаты робіт Десняньскої экспедиціі 1936—1938 рр. В ки.:

«Палеоліт и неоліт України», т. 1. Київ, 1947.

Воеводский М. В. Палеолитическая стоянка Погон. «Краткие сообщения Ин-та истории матер. культуры», вып. 31. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Вознячук Л. Н. О положении границы последнего оледенения в Белорусии. «Уч. зап. Белорус. гос. ун-та», вып. 28. Серия геол. Минск, 1956.
Вознячук Л. Н. Дэталевае стратыграфічнае расчляненне верхнеплейстацэнавых

адкладанняу Гродзенской вобласці на палео-ботанічных даных. «Весці АН БССР, сер. фіз.-тех. навук», 1960, № 1.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А. Межледниковые образования у г. Муравы (Белоруссия) и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений ской равнины. «Изв. АН Белорус. ССР», 1954, № 1.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской. Минской, Волынской и северной части Царства Польского. Материалы для геологии России. Т. 17. СПб., 1895.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939. (Тр. Ин-та геогр., вып. 33). Горецкий Г. И. О нижней границе четвертичного периода «Бюлл. Моск. об-ва

испыт. природы, отд. геол.», т. 31(4), М., 1956. Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. «Бюлл. Номис. по изучен. четвер-

тич. периода», 1958, № 22. Герасимов И. П., Серебрянный Л. Р., Чеботарева Н. С. Антропоген (плейстоден) Северной Европы и его стратиграфические компоненты. АН СССР, серия геогр.», 1959, № 6.

Гиттерман Г. Э. Новозыбковские мамонты. «Брянский край», вып. 2 (1927).

Брянск, 1928.

Горлова Р. Н., Сукачев В. Н., Чижиков Н. В. Новые данные к флоре нео-

плейстоцена. «Доклады АН СССР», 1958, т. 123, № 5. Городцов В. А. Тимоновская палеолитическая стоянка. (Результаты археологических раскопок в 1933 г.). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935. (Тр. Ин-та антропол.. этногр. и археол, вып. 3).

Гринбергс [Э. Ф. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Лат-

вийской ССР. Рига, 1957. Гричук В. П. Результаты микропалеонтологического изучения межморенных отложений в районе с. Красновидово. «Тр. Геогр. станции Красновидово», вып. 1.

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. «Тр Ин-та геогр.», т. 46 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 3). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода».

М., Изд-во АН СССР, 1960. («Междунар. геол. конгресс. ХХІ сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4).

Гричук В. П. Предварительные данные палеоботанического изучения молодого верхнеплейстоценового межледниковья на р. Балазне. Доклады АН СССР, т. № (в печати).

Гричук В. П. и Гричук М. П. Древнеозерные отложения в районе г. Плеса. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири».

Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. Материалы по палеогеографии (в печати).

Грищенко М. Н. Опыт геологического сопоставления верхнепалеолитических стоянок Авдеево на Сейме и Костенки 1 (Полякова) на Дону. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 16. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. В кн.: «Матер. по четвертич. периоду СССР», Л.— М., 1936.

Громов В. И. Остатки фауны из Шапкинских камов в Ленинградской области. «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та», № 25. Серия геогр. наук, вып. 1. Л, 1939.

Громов В. И. Остатки *Elephas antiquus* Falc. из четвертичных отложений г. Москвы. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 33, геол. сер. (№ 10). М.— Л., Изд-во АН СССР.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 64, сер. геол. (№ 17). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Громов В. И. Принципы построения схемы периодизации палеолита. В кн.: «Тезисы докладов Рабочего совещания по принципам периодизации и стратиграфии палеолита Восточной Европы». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Громов В. И. и III анцер Е. В. О геологическом возрасте палеолита в СССР. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 5.

Громова В. Находка плейстоценовой фауны млекопитающих в бывшей Костромской губернии. «Изв. АН СССР, VII серия. Отд. мат. и естеств. наук», 1935а, № 3.

Громова В. О распространении остатков овцебыка Ovibos moschatus Zimm. в Восточной Европе и Северной Азии. «Изв. АН СССР, VII серия, Отд. мат. и естести.

Громова В. И. Новое о четвертичных фаунах западной части Германии и некоторые сопоставления их с фаунами Восточной Европы. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 23. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Губонина З. П. Микропалеонтологическое изучение известковых туфов района г. Елатьмы. «Тр. Ин-та геогр.», т. 50 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР. вып. 5). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1951.

Гуделис В. К. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы.

«Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.

Гуделис В. К. К вопросу о проведении стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом на территории последнего оледенения В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4).

Гуделис В, и Кабайлене М. Аллерёдский и доаллерёдский периоды в Литве в свете палинологических исследований отложений болота Нопайтис (юго-западпая Литва). (Резюме). «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 6. Вильнюс, 1958.

Гузман А. А. Новый разрез одинцовских (днепровско-московских) межледниковых отложений у д. Хмельники Знаменского района Смоленской области. Материалы по геологии и полезным ископаемым Европ. части СССР, вып. 5 (в печати), 1961.

Гуров А. В. Геологическое описание Полтавской губернии. Харьков, 1888.

Данилова И. А. Новые находки днепровско-валдайских межледниковых отложений. «Вестник Моск. ун-та», 1951, № 2.

Данилова И. А. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Московского гос. университета «Красновидово». В кы: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959.

Даниловский И.В. Геологическое строение бассейна реки Ловати в пределах 27 листа 10-верстной геологической карты. Л.— М., 1931 (Тр. Глав. геол.-развед. упр., вып. 125)

Даниловский И.В. Геологическое строение западной части бассейна озера Ильмень и правобережья р. Шелони. Л.— М., 1932а (Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., вып. 264).

Даниловский И. В. Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных долин и их террас в Сев.-Зап. области РСФСР, «Тр. II Междунар, кон-фер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы», вып. 1. Л.— М., 19326.

Даньшин Б. М. Новые данные к стратиграфии плейстоцена Подмосковного края. «Изв. Моск. геол-развед. треста», т. 2, вып. 2. М., 1933.

- Даньшин Б. М. Геологическое строение Московской области. М.— Л., 1936а (Тр.,
- Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та минер. сырья и Моск. геол. треста. вып. 105/18). Даньшин Б. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 45. Восточная половина: Брянск — Орел — Курск — Рыльск. М.— Л., 1936б (Тр. Моск. геол. треста, вып. 12).
- Даньшин Б. М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и есокрестностей. М., 1947. Девятова Э. Н. Морские междедниковые отложения бассейна р. Онеги. «Доклады
- AH CCCP», 1959, т. 125, № 1.
- Дитмар А. Отчет о геогностических исследованиях Осташковского, Ржевского. Калининского, Бежецкого, Весьегонского уездов. «Матер. для геол. России», т. 3. CIIб., 1871.
- Дмитриев Н. И. О количестве и возрасте террас среднего Днепра. «Землеведение», 1937, № 39, вып 1.
- Дмітріев М. І. Рельеф УСРР (Геоморфол. норис). Харьків, 1936.
- Доктуровский В. С. О межледниковых флорах СССР. «Почвоведение», № 1—2.
- Доктуровский В. С. Новые данные о межледниковой флоре в СССР. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1931, т. 9, вып. 1—2.
- Доктуровский В. С. Нові дані про фльору межильодовикових і польодовикових покладі в СРСР. В кн.: «Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського», т. 2. Киів. 1932a.
- Доктуровский В. С. 'Флора межледниковых (рисс.-вюрм) отложений СССР (Тезисы доклада). Тр. II Конфер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. вып. 4. Л.— М., 1932б.
- Доктуровский В. С. Межледниковый торфяник у д. Немыкары Западной области. «Бюлл. Моск. об-ва исныт. природы. Отд. геол.», 1935, т. 13, вып. 1.
- Доктуровский В. С. Исследования флоры четвертичных отложений в 1934 г. «Тр. Сов. секции Междунар ассоц. по изуч. четвертич. периода», вып. 1. Л.— М..
- Егоров С. Ф. К вопросу о происхождении и рельефе Валдайской возвышенности. «Тр. Геогр. отд. КЕПС», вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Ефименко П. П. Первобытное общество. Изд. 3-е. Киев, 1953.
- Жирмунский А. М. К вопросу о границах оледенений на Русской «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 1. Л., Изд-во АН СССР, 1929.
- Жирмунский А. М. Междедниковые отложения бассейна р. Зап. Двины. «Бюда. Информ. бюро Ассоц. для изуч. четвертич. отложений Европы», № 1. М.— Л..
- Жирмунский А. М. Вопрос о нижней границе антропозоя и некоторые другие вопросы синхронизации антропозойских отложений. «Тр. II Междунар. конфер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы», вып. 1. Л.— М., 1932а.
- Жирмунский А. М. Общан геологическая карта Европейской части СССР. Лист 28. Юго-восточная четверть листа. М.— Л., 1932б. (Тр. Всес. геол.-развед. объед., вып. 234).
- Жуков M. M. Lemmus obensis Brants, Dicrostonyx torquatus Pall. M Microtus cf ratticeps Keys. et Blas. из послетретичных отложений Смоденской губ. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1923—1924, т. 2, № 1—2.
- Закревська Г. В. Геологічний та геоморфологічний нарис Чернігівського Полісся. «Тр. ін-ту геол. АН Укр. РСР», т. 3. Київ, 1936.
- Зинкевичюте-Кондратене О. Межледниковые образования южной Литвы. «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.
- З наменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. «Доклады АН СССР», 1959, т. 129, № 2.
- Иванова И. И. Геология и стратиграфия многослойных палеолитических стоянок Среднего Приднестровья. В кн.: «Тезисы докладов Рабочего совещ, по принцинам периодизации и стратиграфии палеолита Восточной Европы», М., Изл-во AH CCCP, 1959.
- И ностранцев А. А. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. СПб., 1882.
- Кабайлене М. Некоторые новые данные об аллерёдских образованиях в Габйауришкис (Резюме). «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР». т. 8. Вильнюс, 1958.
- Кабайлене М. О колебаниях береговой линии побережья Литвы в поздне- и последениковое время и возможность сопоставления с соседними районами. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.
- Кабанова Р. В. К вопросу о распространении и стратиграфии ледниковых отложений долины Сейма в пределах Курской области. «Учен. защ Курск. пед.
- ин-та», вып. 7. Курск, 1958. Каплин П. А., Невесский Е. Н. К вопросу о террасах Судакского побережья Крыма. «Труды Океаногр. комис.», т. 8, 1960.

Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. М., 1957.

Карпинский Ю. П., Николаев Н. И. Послетретичные отложения района Одинцово. В кн.: «Материалы по природе Московской области». М., 1930.

Кац Н. Я. O Dulichium spathaceum Pers. и других термофильных видах последней межледниковой эпохи. «Ботан. журн», 1956, т. 41, № 10.

Кац Н. Я., Кац С. В. Новые данные о межледниковых отложениях у Новых Немыкар Смоленской области. «Изв. АН СССР, серия геогр.», 1956, № 2.

Кап Н. Я., Кап С. В. Новые данные о межледниковых отложениях у с. Коренева Московской оби. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 22. М., Изд-во AH CCCP, 1958.

Кац Н. Я., Кац С. В. О стратиграфии рисс-вюрмских отложений у с. Коренево Московской области. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы». Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1.

Кац Н. Я., Кац С. В. Ископаемая флора и растительность миндель-рисских межледниковых отложений у дер. Жидовщизны под Гродно. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 25. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Кап Н. Я., Кап С. В., Салов И. Н. Рисс-вюрмские (микулинские) межледниковые отложения у д. Рясно Понизовского района Смоленской области. «Бюлл. Моск об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1957, т. 32, вып. 2.

Кап Н. Я., Кап С. В., Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора «Прялица» на р. Меже и гора (с. Микулино). «Сборник научн. работ», № 2. Смоленский краеведческий научно-

исслед. ин-т. Смоленск, 1958. Кессел Х. Я. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. «Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР», т. 3.

Таллин, 1958.

Козлова В. Н. Геологическое строение восточной части Калининской области и западной части Ярославской области. Общая геол. карта Европ. части СССР, Лист 56. Западная половина. М., 1939 (Тр. Моск. геол. упр., вып. 31).

Кондратене О. О межледниковых образованиях в окрестностях Друскиникай (Резюме), «Науч. сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 6. Виль-

нюс, 1958.

Кондратене О. П. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Литвы по палинологическим данным. Автореферат дисс. на соискание уч. степ. канд. геол.минер. наук. Вильнюс, 1960.

Коненков Д. М. Геологическое строение и образование долин бассейна р. Жиз-

- дры. «Тр. Воронеж. гос. ун-та», т. 11, Геол.-почв. отд., вып. 1. Воронеж, 1939. Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский (шельский) можледниковый торфяник у с. Микулино. В кн.: «Путеводитель экскурсии 2-й Конференции Ассоциации для изуч. четвертич. отложений Европы».
- Краткое полевое руководство по комплексной съемке четвертичных отложений. Сост. Н. И. Апухтин, Т. Б. Богрецова, С. Г. Боч и др. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Криштафович Н. Строение ледниковых образований на территории Ковенской, Виленской и Гродненской губерний. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 1, вып. 1. Варшава, 1896.

Кропоткин П. А. О поездке в Финляндию для изучения ледниковых образова-

ний. «Тр. СПб. об-ва естествоисп.», т. 5, вып. 2. СПб., 1874, протоколы.

Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 37. (Проблемы палеогеографии четвертичн. периода). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Лаврова М. А. О Балтийском-Беломорском межледниковом соединении. «Тр. II

Всесоюзн. геогр. съезда», т. 2. М., 1948.

Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные с мгинских морских отложениях. «Доклады АН СССР», 1960, т. 135, № 6. Лазуков Г. И. Геолого-геоморфологическая характеристика Костенковско-Бор-

щевского района и природные условия времени обитания верхнопалеолитического человека. «Матер. по палеогеографии», вып. 1. М., 1954.

Ласкарев В. Д. Общая геологическая карта Европейской России, Лист 17. СПб.,

1914 (Тр. Геол. ком., новая серия, вып. 77).

Лийва А. А. Определение возраста природных объектов с помощью радиоактивного углерода. «Тезисы докладов 1-й Биохимической конференции Прибалтийских республик и Белоруссии». Тарту, 1960.

Личков Б. Л. О террасах Днепра и Припяти. Л., 1928 (Матер. по общей и прикл.

геол., вып. 95)

Лисицина Г. Н. К вопросу об аллерёде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда.

«Сов. археология», 1958, № 3.

Лисицина Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959.

- Люткевич Е. М. О третьей морене в районе р. Невы. «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1937, т. 69, вып. 6.
- Мальгина Е. А. Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР. «Тр. Ин-та геогр.», т. 46 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 3). М.— Л., Изд-во AH CCCP, 1950.
- Малясова Е. С., Калугина Л. В., Клейменова Г. И. О палинологической характеристике межморенных отложений силурийского плато. «Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений», Л., 1959 (Геогр.-экон. науч.-исслед. ин-т Палеоботанич. лаборатория).
- Маринич О. М. Короткий геолого-геоморфологічний нарис Полісся. Українськой РСР. В кн.: «Нариси про природу і сільске господарство Українського Полісоя». Київ, 1955.
- Маринич О. М. Про льодовикові та воднольодовикові форми рельефу Українського Полісся. «Наукови записки Киівськ. ун-ту», т. 17, вип. 1. Київ, 1958.
- Марков К. К. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. «Природа», 1931a, № 4.
- Марков К. К. Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов. «Природа», 1931б, № 5.
- Марков К. К. О «третьей» морене на Карельском перешейке. Изв. Ленингр. геол.гидро-геодез. треста», 1935, № 1 (6).
- Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна верхней Волги. Л., 1939. (Тр. Верхневолжской экспедиции, вып. 1).
- Марков К. К. Основные черты палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва», 1940а, т. 72, вып. 2.
- Марков К. К. Положение границы ледникового покрова в Европейской СССР в последнюю (валдайскую) ледниковую эпоху. «Проблемы физ. геогр.».
- вып. 9. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940б. Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., 1955. Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в последениковое время «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода», т. 4, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Масляев Г. А. О направлении древних размывов на Русской равнине. «Тр. Ин-та геогр.», т. 65 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 14). М., AH CCCP, 1955.
- Махнач Н. А. Спорово-пыльцевые комплексы межледниковых отложений БССР и их стратиграфическое значение. Регион, совещ, по изуч, четверт, отлож, Прибал. «Научные сообщения. Ин-т геол. и геогр. АН Литовской ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.
- Менакер Б. 3. О генезисе прибалтийского глинта. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва», 1940, т. 72, вып. 2.
- Меннер В. В. Описание остатков млекопитающих из межморенных суглинков Одинцова. В кн.: «Материалы по природе Московской области». М., 1930.
- Мещеряков Ю. А. О морфологической структуре северо-запада Русской равнины. «Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз.», 1950, т. 14, № 5.
- Мещеряков Ю. А., Шукевич М. М. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники северо-запада Русской равнины. Ин-та геогр.», т. 65 (Матер. по геоморфол. и налеогеогр. СССР, вып. 14). Изд-во АН СССР, 1955.
- Мирчинк Г. Ф. Послетретичная история равнины Европейской России. «Работы Торфяной академии», вып. 1. М., 1920.
- Мирчинк Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России. М., 1925 (Мемуары Геол. отд. об-ва любит естествозн., антропол. и этногр., вып. 4).
- Мирчинк Г. Ф. О количестве оледепений Русской равнины. «Природа», 1928а. **№** 7—8.
- Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. «Изв. АН СССР, серия VII. Отд. физ.-мат. наук», 1928б, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. «Изв. Ассоп. научн.-иссл. ин-тов МГУ», т. 2, вып. 3—4. М.. 1928в.
- Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. «Бюлл. Комис. по изуч четвертичн. периода», № 2. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Мирчинк Г. Ф. Новые данные о межледниковых отложениях рисс-вюрмского времени. «Бюлл. Моск. об-ва исныт. природы. Отд. геол.», 1931, т. 9, вып. 3-4.
- Мирчинк Г. Ф. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы. «Тр. II Междунар. конференции Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы», вып. 2. Л.— М., 1933а.
- Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Там же, 1933б.

Мирчинк Г. Ф. Геологические условия нахождения налеолитических стоянок в СССР и их значение для восстановления четвертичной истории. «Тр. 2-й Междунар. конференции, Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы», вып. 3. Л.— М., 1934.

Мирчинк Г. Ф. Геологические условия нахождения рисс-вюрмских межледниковых отложений близ д. Новые Немыкары. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы»,

Отд. геол.», 1935, т. 13, вып. 1.

Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. «Матер. по

четвертичн. периоду СССР». М.— Л., 1936.

Мирчинк Г. Ф. Значение палеонтологии, археологии и новейших тектонических движений в обосновании стратиграфии и выяснении условий залегания четвертичных отложений. «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол.», 1940а, т. 18. вып. 1.

Мирчинк Г. Ф. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 33, геол. серия (№ 10). М.— Л., Изд-во АН СССР.

1940б.

Мирчинк Г. Ф. и Шанцер Е. В. Четвертичная система. Глава в ки.: «Геология СССР», т. 4, ч. 1. М., 1948.

Миссуна А. Б. Материалы к изучению конечных морен Литовского края. «Матер. к познанию геол. строения Российск. империи», вып. 1. М., 1899.

Москвитин А. И. Новое о лихвинском обнажении (Значение лихвинского разреза для установления статиграфии четвертичных отложений Европ. части СССР). «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1931, т. 9, вып. 1-2.

Москвитин А. И. Геология Прилукского округа Украины. М., 1933 (Тр. Всесоюзн.

геол.-развед. объед., вып. 310).

Москвитин А. И. О трех моренах под Москвой. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1936, т. 14, вып. 4. Москвитин А.И.Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала.

«Бюил. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1938, т. 16, вып. 3.

Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской области. «Учен. зап. Моск. гос. ун-та», вып. 31. География. М., 1939.

Москвитин А. И. «Ледяные» клинья — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1940, т. 18.

Москвитин Л. И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения в ряду оледенений Европы, «Бюлл, Моск. об-ва испыт, природы, Отд. геол.», 1946, т. 21, вып. 4.

Москвитин А. И. Молого-шексиинское межледниковое озеро. «Тр. Ин-та геол.

наук», вып. 88, геол. сер. (№ 26). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947. Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950а.

Москвитин А. И. О геологических условиях Авдеевской верхненалеолитической стоянки. «Краткие сообщения Ин-та истории матер. культуры», вып. 31. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950б.

Москвитин А. И. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. «Матер. по четвертичн. периоду СССР», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Москвитин А. И. Путеводитель экскурсий Совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье — Старая Рязань — Галич). М., Изд-во АН СССР, 1954a.

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. «Изв. AH СССР, серия геол.», 1954б, № 3.

Москвитин А. И. О нижней границе плейстоцена в Европе. «Изв. АН СССР.

серия геол.», 1957, № 4. Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. М., Изд-во АН СССР, 1958 (Тр. Ин-та геол. наук. вып. 12).

Москвитин А. И. Современные представления о стратиграфическом делении и длительности плейстоцена. «Бюлл. Комис, по изуч. четвертич. периода», № 23. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Набоких А. И. Факты и предположения относительно состояния и происхождения послетретичных отложений Черноземной полосы Южной России. «Матер. по исслед. грунтов и почв Херсонской губ.», вып. 6, 1915.

Нейштадт М. И. Определение возраста торфяных месторождений СССР. «Тр.

Ин-та торфа АН БССР», т. 3. Минск, 1945.

Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. «Матер. по четвертичному периоду», вып. 3. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1952.

Нейштадт М. И. Палеогеография природных зон Европейской части СССР в послеледниковое время. «Изв АН СССР, серия геогр.», 1953. № 1.

Ней пітадт М. И. Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР «Тр. Ин-та геогр.», т. 63 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 13). М.. 1955.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Никитин С. Н. Пределы распространения ледниковых следов в центральной России и на Урале. «Изв. Геол. ком.», 1885, т. 4, № 4.

Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры с низовьев р. Иртыша. «Тр. Биол. научн.-иссл. ин-та Томск. гос. ун-та», т. 5. Томск, 1938.

Новский В. А. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области. «Уч. зап. Ярославск. пед. ин-та, вып. 20(30), ч. 2. География. Ярославль, 1958.

Орвику К. К. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. «Тр. Ин-та геол. АН Эстонск. ССР», т. 1. Таллин, 1956

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР, «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.

Орвику Л. Ф. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. «Тр. Ин-та геол. АН Эстонск. ССР», т. 3. Таллин, 1958.

Орвику К. К. Геология четвертичного периода Эстонской ССР. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4).

Павлова М. В. Очерк исторического развития изучения третичных и послетретичных млекопитающих, найденных в России. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы.

Отд. геод.», 1922, т. 31, вып. 1. И і до пличка І.Г. Палеолітична стоянка Чулатів 1. (Крейдяний Майден). В кн.: «Палеоліт і неоліт України», т. 1. Київ, 1947.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. 1. Смоленск, 1955.

11 окровская И. М. Флора межледниковых отложений р. Поломети. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1936, т. 14, вып. 3.

Поликарпович К. М. Палеолит и мезолит БССР и некоторых соседних территорий верхнего Поднепровья. «Тр. 11 Междунар. конференции Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы», вып. 5 Л.— М., 1934.

Потулова Н. [О находке арктической фауны на левом берегу р. Мги]. «Геол. вестник», т. 4 (1918—1921), № 1—6. Пг., 1921.

Резолюция регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, состоявшегося в г. Вильнюсе и Каунасе 14—19.XI—1955 г. «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.

Региональное совещание по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белерусски в Вильнюсе 1955 г. Резолюция совещания и объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Вильнюс, 1956.

Рогачев А. Н. Некоторые вопросы хронологии верхнего палеолита (по материалам Тельманской стоянки в Костенках). «Сов. археология», т. 17. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953а.

Рогачев А. Н. Новые данные о стратиграфии верхнего палеолита. Восточно-Европейской равнины. В кн.: «Палеолит и неолит СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953б (Матер. и исслед. по археологии СССР, № 39).

Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. «Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт.», т. 69, вып. 2. Отл. геол. и минер. Л., 1957.

вып. 2. Отд. геол. и минер. Л., 1957. Рухина Е. В. Материалы к изучению литологии отложений Одинцовского разреза. «Бюлл Комис. по изуч. четвертич. периода», № 23, М., Изд-во АН СССР, 1959.

Ряста X. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР». «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр АН Литовск. ССР», т. 4. Вильнюс, 1957.

Салов И. Н. О возрасте верхней морены северо-западной части Смеленской обл. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 6.

Салов И. Н. К вопросу о происхождении лёссовидных суглинков Смоленской области. «Сборник научных работ», вып. 1. Смоленский краеведч. научно-исслед. ин-т. Смоленск, 1957.

Салов И. Н. Строительные материалы. Смоленск, 1960.

Скороход В. Фауна межледниковых отложений р. Мги. В кн.: «Матер. по четвертич. геологии СССР», ч. 1. Л.— М., 1932 (Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объед., вып. 225).

Соболев Д. Н. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины. «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1924, т. 56, вып. 2.

Соболев Д. Н. Польско-Украинская перигляциальная эоловая формация. «Изва Укр. отд. геолог. ком.-та», 1925, вып. 6.

Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района реки Волхова и оз. Ильменя. «Матер. по исслед. р. Волхова и его бассейна», вып. 7. Л., 1926.

Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. «Проблемы физ геогр.», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1934а.

Соколов Н. Н. Основные черты рельефа Валдайской возвышенности. «Тр. I Всесоюз. геогр. съезда», вып. З. Л., 1934б.
Соколов Н. Н. Условия залегания и возраст межледниковых отложений у

- р. Поломети. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1936, т. 14.. вып. 1.
- Соколов Н. Н. О положении границ оледенения в Европейской части СССР. «Тр. Ин-та геогр.», вып. 37 (Проблемы палеогеогр. четвертичн. периода). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Соколов Н. Н. О принципах стратиграфии ледниковых отложений. «Изв. Все-союзн. геогр. об-ва», 1947а, т. 79, вып. 1.
- Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленииградской обл. и западной части Калининской обл. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода», вып. 10. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947б.

- Соколов Н. Н. Межледниковые отложения в бассейне р. Межи, «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 12. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948. Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР. В км.: «Северо-Запад РСФСР. Физико-геогр. описание». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949а.
- Соколов Н. Н. Рельеф и четвертичные отложения Центрального лесного заповедника. «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та», № 124. Серия геогр. наук, вып. 6. Л.,
- Соколов Н. Н. О московском оледенении, «Тр. Комис, по изуч. четвертичн. перпода», т. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Соколов Н. Н. О состоянии и задачах работ по изучению ледниковых форм рельефа Русской равнины. М., 1960 (Отд-ние геол.-геогр. наук АН СССР, 1960. Геоморфологич. комиссия).
- Спиридонов Л. И. Геоморфология северо-восточной части Калининской области. «Учен. зап. МГУ», вып. 23. География. М., 1938.
- Спиридонов А. И. К вопросу о происхождении покровных суглинков Подмосковья. «Вестник Моск. гос. ун-та», 1948, № 4.
- Спиридопов А. И. О некоторых особенностях убывания четвертичного оледенения на Русской равнине. «Вопросы географии», сб. 12. М., 1949.
- Спиридонов А. И. и Спиридонова Н. А. К геоморфологии Молого-Шекснинской низменности. «Вестник Моск. гос. ун-та», 1951, № 12
- Спрингис К. Я. и Перкенс В. А. Основные черты стратиграфирования плейстоцеповых отложений в Латвийской ССР. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР», 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия Доклады сов. геологов. Проблема 4).
- Сукьчев В. Н. Об ископаемой флоре межледниковых слоев близ Лихвина Калужской губернии. «Тр. Вольно-экономич. об-ва», 1907. «Журнал заседаний почвенной комиссии».
- Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. «Матер. по четвертич. перподу СССР», Л.— М., 1936.
- Сукачев В Н. История растительности СССР во время плейстоцена. В кн.: «Растительность СССР», т. 1. М.— Л., Пзд-во АН СССР, 1938. Торфяной фонд РСФСР. М., 1957.
- Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. «Землеведение», 1899, кн. 1—2.
- Тутковский П. А. Юго-Западная часть 16 листа общей 10-верстной карты Европейской России. «Изв. Геол. ком.», 1903, т. 22, №№ 7, 8.
- Тутковский П. А. Орографический очерк Центрального и Южного Полесья. «Землеведение», 1911, кн. 1—2. Приложение.
 Тюремнов С. Н. История развития торфяников БССР в последениковое время.
- «Сборник научи. трудов Ин-та торфа АН БССР», вып. 1. Минск, 1951.
- Тюремнов С. Н. и Виноградова Е. А. Межледниковые отложения близг. Ростова-Ярославского. «Уч. зап. Ярославск. пед. ин-та», вып. 14. Естествознание. Ярославль, 1952.
- У ш к о К. А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири».
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения». М., 1958 (Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. нн-та геофиз. методов разведки, вып. 4).
- Хименков В. Г. Геологические исследования в северо-западной и северной части

- 43 листа 10-верстной карты Европейской России. «Изв. Геол. ком.», 1913, т. 32. № 5.
- Цаненко М. М. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Белорусской ССР. «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовск. ССР», т. 4, Вильнюс, 1957а.
- Цапенко М. М. Строение четвертичных отложений Белорусской ССР. Там же, 1957б.
- Цапенко М. М., Будько В. Д., Вознячук Л. Н. Геологические условия залегания палеолитических стоянок на территории Белоруссии. В кн.: «Тезисы докладов Рабочего совещания по принципам периодизации и стратиграфии палеолита Вост. Европы». М., 1959.
- Цапенко М. М. и Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск,
- Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадиж днепровского оледенения. «Вопросы географии», сб. 12, М., 1949.
- Чеботарева Н. С. Межледенковые отложения лихвинской эпохи в окрестностях города Галича. «Изв. АН СССР, серия геогр», 1953, № 4.
- Чеботарева Н. С. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Каспле у с. Верхняя Боярщина. «Матер. по палеогеографии», вып. 1. М., 1954.
- √ Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959.
 - Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Т. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне верхней Волги и их значение для палеогеографии. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода», № 26. М., Изд-во АН СССР, 1961.
 - Чен улите В. А. Геоморфологическая карта Литовской ССР. «Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР», вып. 4. Вильнюс, 1957а.
 - Чепулите В. Стратиграфия плейстоценовых отложений Литовской ССР. Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. Там же, 19576.
 - Чепулите В. А., Балтаките А. И. Плейстоценовые и перигляциальные отложения Литовской ССР. В кн.: «Хронология и климаты четвертичн. периода» М.. Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4).
 - Черемисинова Е. А. Палеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа). «Доклады АН СССР», 1959, т. 129, № 2.
 - Шанцер Е. В. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Западной области 1:420 000. «Доклады Геологического управления центральных районов». 1934.
 - Шанцер Е. В. О древнечетвертичных (миндельских) ледниковых отложениях в г. Москво. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 88. Геол. серия (№ 26). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.
 - Швецов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Северо-Западная четверть листа. М.— Л., 1932 (Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объед., вып. 83).
 - Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. «Доклады АН СССР», 1957, т. 117, № 2.
 - Шик С. М. Новые данные о микулинских (рисс-вюрмских) межледниковых отложениях Смоленской области. «Сборник научных работ, № 2». Смоленский краеведческий научно-исслед. ин-т. Смоленск, 1958а.
 - Шик С. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных райопов Европейской части СССР. «Матер. по геол. и полезным ископаемым центральных р-нов Европ. части СССР», вып. 1. М., 1958б.
 - Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. «Бюди. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 23. М., Изд-во АН СССР, 1959.
 - Шик С. М. Новые данные об одинцовских межледниковых отложениях. «Доклады АН СССР», 1960а, т. 133, № 5.
 - Шик С. М. Новые данные по геологии северной части Бряпской области. «Макер. по геол. и полезн. ископаемым Центральных районов Европейской части СССР», вып. 3 М., 1960б.
 - III пк С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковлого бассейна». Там же, 1960в.
 - Шмидт Ф.Б.О послетретичных осадках в Эстляндии и сравнение их с подобными же осадками Швеции. «Тр. С.-Петербургск. о-ва естествоисныт.», т. 2. вып. 1. Протоколы СПб., 1871.
 - Протоколы СПб., 1871. Шовкопляс И. Г. Некоторые итоги исследования Мезинской стоянки. «Сов. археология», 1957, № 4.
 - Щуровский Г. Е. Эрратические явления. «Русский вестник», 1856, т. 5, кн. 1-2.

Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. «Изв. Науч.мелиорац. ин-та», вып. 8—13. Л., 1926 Яковлев С. А. О связи бассейна Балтийского моря с бассейном р. Волги в поздне-

ледниковое время. «Доклады АН СССР». А., 1928, № 3.

Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной схемы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в м-бе 1:2500000. «Тр. II Междунар. конфер. Ассоц, по изуч. четвертич. периода Европы», вып. 1. Л.— М., 1932.

Яковлев С. А. О распространении новоземельского оледенения в области Русской равнины. «Тр. Сов. секции Междунар, ассоциации по изуч. четвертич. периода»,

вып. 4. М.— Л., 1939а.

Яковлев С. А. Руководящие валупы, морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равшине. «Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 5. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939б.

Н к о в л е в С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равшины (Стра-

тиграфия). М., 1956 (Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая серия,

- Яковлева С. В. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине. В кн.: «Матер, по четвертичной геологии и геоморфологии СССР». М., 1956, (Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-т. Новая серия, вып. 1. Четвертич. геол. и геоморфология).
- Яунпутнинь А. И. «Краткий обзор четвертичных отложений восточной части Лепинградской обл. «Изв. Ленингр. гоол. треста», 1936, № 3 (12).

 Andersen S. T. New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland.

A preliminary report. «Eiszeitalter und Gegenwart». Bd 8. Öhringen, 1957.

Andersen S. T., De Vries H., Zagwijn W. H. Climatic change and radiocarbon

- dating in the Weichselian glacial of Denmark and the Netherlands. «Geologie en mijnbouw», N. Ser., 1960, Jg. 22, N 2.
- Bitner K. Characteristyka paleobotaniczna utvorów interglacjalnych w Horoszkach kolo Mielnika na Podlasiu. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 69, Warszawa, 1954.
- Bitner K. Flora interglacjalna w Otapach. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 100,
- Warszawa, 1956a. Bitner K. Nowe stanowiska trzech plejstoceńskich flor kopalnych. Там же. 1956б, N 100.
- Bitner K. Trzy stanowiska flory interglacjalnei w okolicach Sidry. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 118. Warszawa, 1957.
- Borówko-Diużakowa Z., Halicki B. Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. «Acta Geologica Polonica», vol. 7, N 4, Warszawa, 1957.
- Bremówna M., Sobolewska M. Wyniki badań botanicznych osadów interglacjalnych w dorzeczu Niemna. «Acta Geologica Polonica», vol. 1, N 4. Warszawa, 1950.
- Cluk E. O zjawiskach glacitektonicznych i utworach plojstocenskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. «Biuletyn Institutu geologicznego», N 70. Warszawa, 1955.
- Dokturowsky W. S. Die interglaciale Flora in Russland. «Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar», 1929, Bd 51, H. 3.
- Dyakowska J. Interglacjał w Poniemuniu pod Grodnem. «Starunia», N 14.
- Dyakowska J. Plejstoceński profil z Wylezina. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 100, Warszawa, 1956.
- Firbas F. Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. В кн.: «Studies in vegetation history in honour of Knud Jessen». København, 1954 (Danmarks geol. undersøgelse. Raekke 2, N 80).

Flint R. F. Glacial and pleistocene geology. New York, London, 1957.

- Galon R. New investigations of inland dunes in Poland. «Przegląd geograficzny», vol. 31, Supplement. Warszawa, 1959.
- Gams H. Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. «Zeitschrift für Gletscherkunde», 1930, Bd. 18, H. 4—5.
- Gams H. Über einige Korrelationen und Altersbestimmungen im nord-, ost- und mitteleuropäischen Quartar. В кы: «Збірник нам'яті акад. П. А. Тутковського», т. І, Киів, 1932.
- Gams H. Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibiriens. «Eclogae geologicae Helvetiae», 1935, vol. 28, N 1.
- Gerasimov I. P., Serebr'annyj L. R., Čebotar'ova N. S. Das Anthropogen (Pleistozän) des nördlichen Europas und seine stratigraphischen Komponenten. «Petermanns geogr. Mitteil.», 1960, Jg. 104, H. 2-3.
- Gross H. Nachweiss der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. «Bei-kefte zum Betanischen Centralblatt», Bd 58, Abt. B. Praha, 1937.

16*

- Gross H. Die bisherigen Ergebnisse von C14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und der Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. «Eiszeitalter und Gegenwart», Bd 9. Ohringen, 1958.
- Halicki B. Z zagadnień stratygrafii pleistocenu na Niżu Europejskim. «Acta geologi-
- ca Polonica», vol. 1, N 2. Warszawa, 1950.

 Halicki B., Jaroszewicz-Halicka A. Podstawowe profile czwartorzędowe w dorzeczu Niemna. «Acta geologica Polonica», vol. 2, N 1—2. Warszawa, 1951.

 Iversen J. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil.
- В кн.: «Studies in vegetation history in honour of Kund Jessen». København, 1954 (Denmarks geol. undersøgelse. Raekke 2, N 80).

Jaron B. Analiza pyłkowa interglacjału z Żydowszczyzny koło Grodna. Polskiego towarzystwa geologicznego», t. 9. Kraków, 1933. «Rocznik

- Jessen K., Milthers V. Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. København, 1928 (Denmarks geol. undersøgelse. Raekke 2, N 48).
- Krause P. G., Gross H. Das Interglacial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaciale. «Reichstelle f. Bodenforschung», Jahrb. 60, Berlin, 1941.
- Krischtafowitsch N. Anzeichen einer interglaciären Epoche in Central Russland. «Bull. de la Soc. Nat. de Moscou», 1890, N 4.
- Kulczyński S. Torfowiska Polesia. «Mémoires d. l'Acad. Polonaise de sci. et de lettres». Ser. B, N 15. Cracovie, 1949.
 Kupffer K. R. Das Glacialpflanzenlager von Tittelmünde. «Korrespondenzblatt d. Na-
- turhistorischen Vereins zu Riga», 1903, Bd 46.
- Markov K., Krasnov I. A geochronological study of varve sediments in the northwestern region of the USSR. «Бюля. Комис. по изуч. четвертич. периода», № 2, Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Missuna A. Über die Glazialablagerungen des Gouvernments Twer. «Zeitschrift für
- Gletscherkunde», 1909, Bd 3, H. 3. Moskwitin A. I. Dyskusja o plejstocenie Polski na podstawie prac W. Szafera oraz poglgdów W. P. Griczuka, P. Woldstedta i innych autorów. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 450. Warszawa, 1960.
- Mölder K., Valovirta V. und Virkkala K. Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinland. «Bull. de la Commis. géol. de Finlande», N 178. Helsinki, 1957.
- Nikitin S. Sur la constitution des dépôts quaternaires en Russie et leurs relations aux trouvailles résultant de l'activité l'homme préhistorique. «Congrès
- d'Archéologie et d'Anthropologie Session à Moscou», t. 1. M., 1892. Orviku K. Eesti geologilisest arengust antropogeenis. «Eesti loodus», 1960, N 1, 3. Prošek F., Ložek V. Stratigrapfické otázky československého paleolitu. «Památky archeologické», vol. 45, Praha, 1954.
- Ramsay W. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. «Fennia», 52, N 2. Helsinki, 1929.
- Rathjens C. Die Problem der Gliederung des Eiszeitalters in physisch-geographischer Sicht. Kallmünz — Regensburg, 1954 (Münchener geographische
- Rouillier C. F. Naturhistorische Notiz ueber die Umgegend von Moskau (Aus einem Briefe an Herrn Professor Ehrenberg). «Bull. de la Soc. Nat. de Moscou», 1844, t. 17,
- Rouillier C. F. Etudes paléontologiques des environs de Moscou. B km.: «Jubilaeum Semiseculare G. Fischer de Waldheim». M., 1847a.
- Rouillier C. F. Giesement d'un squelette de mammont. Там же, 1847б.
- Rühle E. Stratygrafia czwartorzędu Polski w swiete publikacji w latach 1945—1953. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 70. Warszawa, 1955.
- Sauramo M. The quarternary geology of Finland. «Bull de la Commis. géol. de Finlande», N 86. Helsinki, 1929.
- Srodoń A. Rozwój roslinności pod Grodnem w czasie ostatniego interglaciału. «Acta geologica Polonica», vol. 1, N 4. Warszawa, 1950.
- Srodoń A. Tabela stratigraficzna plejstoceńskich flor Polski, «Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego», t. 29, z. 4. Kraków, 1960.
- Sukačev V. Zur Flora der postteriären Ablagerungen von Troitzkoje bei «Доклады АН СССР», А, 1928, N 5.
- Sukatscheff W. Uber das Vorkommen der Samen von Euryale ferox Salisb. in einer interglacialen Ablagerung in Russland. «Berichte d. Deutschen Botanischen Gesellschaft», 1908, Bd 262, H. 2.
- Stachurska A. Roślinność interglacjalna z Włodawy nad Bugiem. «Biuletyn Instytutu geologicznego», N 118. Warszawa, 1957.
- Szafer W. Štratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Polskiego towarjszystwa geologicznego», t. 22, z. 1. Kraków, 1953.

Szafer W. Plioceńska flora okolyc Czorsztynu i jej stosunek do plejstocenu. Warsza-

wa, 1954 (Prace Instytutu geologicznego, t. 11). Szafer W. Über die Zweiteilung des Riss-Glazials. «Veröffentl. Geobotanisches Inst. Rübel in Zürich», 1958, H. 35.

Thompson P. Vorläufige Mitteilungen über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands.

«Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar», Bd 57, H. 1.

Van der Vlerk I. M., Florschütz F. Nederland in het IJstijdsvak. Utrecht, 1950.

Van der Vlerk I. M. and Florschütz F. The paleontologisal base of the subdivision of the pleistoche in the Netherland. Amsterdam, 1953 (Verhandelingen der besieht. Nederlande Nederlande Scholer versiche Versiche Versiche Versiche Versiche Versiche Versicht versicht koninkl. Nederlandsche Acad. van wetenschappen. Eerste reeks, deel 20, N 2).

West R. C. The Pleistocene epoch in East Anglia. «Journal of Glaciology», 1958, vol. 3,

- Woldstedt P. Norddeutschland und angrenzende Gebiete in Eiszeitalter. Stuttgart, 1955.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs 2-te Aufl.
- Bd 2. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. Stuttgart, 1958.

 Zagwijin W. H. Vegetation, climate and time-correlation in the Early Pleistocene of Europe. «Geologie en Mijnbouw», 1957, Jg. 19, N 7.

 Zinkevičiūtė O. Merkinės apylinkių geologiniai bruožai ir tarpledynmetinių nuogulų palinologiniai tyrimai. Vilniaus Valstybinio V. Kapsuko vardo universiteto. Geologijos katedros fondai. Vilnius, 1955.

SUMMARY

This paper is devoted mainly to the stratigraphy of the Quaternary deposits in the west of the European part of the USSR. The territory on the attached hypsometric map of a scale 1:2 500 000 includes the greater part of the glacial orea on the Russian plain. A great variety of landforms, the presence of marginal zones of ancient glaciers, a wide development of heterochronous glacial and interglacial deposits permit to determine the paleogeographic features of glacial and interglacial periods, the dependence of the nature of glacial relief and of the structure of the Quaternary deposits upon the pre-Quaternary relief. It also permits to shed some light on many other problems relating to the paleogeography of this territory.

Data on the relief and structure of the Quaternary rock mass of this area are an accepted basis for the construction of stratigraphic schemes of the Qua-

ternary deposits on the Russian plain.

The authors of this monograph have used a vast amount of literature and taken into consideration data of geological surveys of the past few years. This paper demanded also special field investigations and analytical studies intended to detalize a number of important problems in the paleogeography of the Quaternary period as, for instance: justification of regarding Kalinin glaciation as the first Upper Pleistocene glaciation, detalization of the limits of Valdai glaciation, subdivision of post-Mikulino deposits, correlation of the Quaternary deposits in glacial and extraglacial territories, etc.

Three regions sharply differing by the character of relief are distinguished

within this territory:

1) Region characterized by a complex glacial accumulation relief. This relief consists of several zones: the marginal glacial complex, outwash plains and glaciolacustrine plains. A specific feature of this area is the presence of a mass of lakes of different size and origin. This region corresponds to the area on which the Valdai glaciation was developed.

2) Region also characterized by the development of glacial accumulation relief, but to a great extent re-worked by erosional processes. Remarkable is the virtually complete absence of lakes. The drainage pattern is well developed. This region belongs to the development area of Moscow glaciation.

3) Region characterized by a typical erosion relief; glacial forms are greatly affected by erosion. It is located south of the limit of Moscow glaciation.

Quaternary deposits in this territory are of a greatly varying thickness. Greatest thicknesses are established (up to 200 m and more) in old valleys. and in zones of marginal forms (fig. 40, 43, etc). Most widely distributed

types of the Quaternary deposits in the areas of Moscow and Valdai glaciations are boulder loams or sandy loams. Fluvioglacial and glaciolacustrine deposits are of a much lesser thickness. Only in ancient valleys thickness of glaciolacustrine and lacustrine-alluvial deposits comes to 100 m and more. It is typical that in a stratigraphic column of the Quaternary deposits the role of superficial deposits (developed mostly beyond the limits of Valdai glaciation) increases considerably in the southward direction. Beyond the limits of Moscow glaciation the Quaternary deposits consist to a great extent of sediments associated with the glacier only indirectly: loess, loess-like loams, separated by buried soils.

Discoveries of mammalian remains are very rare on this territory (see fig. 2) and belong mostly to the Upper Paleolithic faunistic complex. For this reason paleozoological material could not serve as a basis for a stratigraphic subdivision of the Quaternary rock mass. The authors have used paleobotanical data as a paleontological basis. A regular change in the composition of the main elements of fossil floras (see fig. 1), the distribution of live forms in the composition of North-American, East-Asiatic and Balkano-Kolchidian species (see table 3), as well as the composition of «index» species (see table 4) form a basis for the subdivision of these floras into three groups corresponding to the three series of the Pleistocene. Floras of interglacials belonging to one series are distinguished by less substantial specific features of their composition. The interglacials are distinguished also by the specific features and history of formation the vegetation cover, which find their reflection in the character of spores and pollen diagrams ¹.

The availability of paleobotanical material for 122 points (see map on fig. 2) permitted with sufficient justification to subdivide the Quaternary deposits into a number of stratigraphic horizons. Along with geomorphological and lithological data they served as a basis for the suggested stratigraphic scheme (see table 16).

The stratigraphy of the oldest Lower Pleistocene formations is very incompletely illustrated by the available material. These deposits are known only in the south of Belorussia. The incompleteness of material results in the distinguishing of the old Lower Pleistocene glaciation semewhat conditionally (considerations on this subject are presented on page... 222 of the Russian text).

Deposits of the Lower Pleistocene interglacial (corresponding to the Tegelen interglacial in Poland) are characterized by the presence of pollen like Tsuga, Juglans and Pterocarya. They have not been studied properly as well, because they are known only in two points (point 1 and 2 on fig. 2). In our stratigraphic scheme Lower Pleistocene ends with the Oka glaciation (corresponds to Mirchink's Mindel, Gerasimov's and Markov's Likhvin stage, Yakovlev's second old glaciation, Cracow glaciation in Poland and Elsterian glaciation in Germany). Moraines of this glaciation are preserved, usually, only in the depressions of the relief. The limit for the development of this glaciation (not expressed in present relief) passes along the line Pinsk, Mozyr, north of the cities of Zhlobin and Bryansk and further eastwards towards Tula.

Deposits of the Likhvin interglacial (corresponds to Mirchink's Mindel-Rissian, penultimate interglacial period of Gerasimov and Markov, middle-interglacial of Yakovlev, Mazovian interglacial in Poland and Elster-Saale interglacial in Eastern Germany) are rather widely developed. From a paleo-botanical point of view they have been studied in 15 points (points 3—17 on Tig. 2; see also table 6). These deposits are characterized by the presence of

¹ The justification of a stratigraphic subdivision of Quaternary deposits on the basis of paleobotanical data is dealt in detail in V. P. Grichuk's article (1960).

such remains as Osmunda claytoniana L., Azolla filiculoides Lam., Euryale ferox Salish. etc. (see table 4). During Likhvin interglacial vegetation of a mesophilous character was developing with a great variety of assemblages in its forests. Specific features of its formation process permit to distinguish six zones $(L_1 - L_6)$ on the spore and pollen diagrams (see fig. 4, 5 and 6). Most characteristic for this interglacial is zone L_4 with a sharply expressed maximum of Abies and Carpinus pollen.

The Dnieper glaciation, which has been the maximum glaciation on the Russian plain (corresponds to the Dnieper stage of the Dnieper glacial period of Gerasimov and Markov, the middleglacial of Yakovlev, the main stage of Middle Polish or First Warsaw glaciation in Poland) covered nearly the entire territory under question. Its moraine can be traced nearly everywhere. In the north-west, however, where finds of sequences with Odintsovo interglacial deposits are very rare, this moraine can be separated from moraines of later glaciations only with great difficulty. Marginal forms of Dnieper glaciation are so ruined by a subsequent denudation that they can be traced in the present relief only in a few places. The limit of this glaciation has been drawn mainly by the development of the moraine and of boulders. On the basis of paleobotanical data (see fig. 7 and 8) a Desna interstadial is distinguished at the end of this glaciation. Its deposits have been studied in two points (points 30 and 31 on fig. 2).

Deposits of Odintzovo interglacial (Dnieper-Moscow interstadial Gerasimow and Markov, first new interglacial of Yakovley, Ober-Ohe interglacial of Western Germany, Saale — Wartha interstadial of Woldstedt) are very widely developed in the central and eastern parts of the territory represented on our hypsometric map. Paleobotanically they have been studied in 19 points (points 18-36 on fig. 2; see also table 7). The data obtained indicate that two climatic optima are distinguished during this interglacial (see fig. 7): the older has been named Glazovo and the younger — Roslavl. The cool interval which separated them was called Krivoborsk. The climatic optima were characterized by the development of a xerophilous vegetation (see also fig. 8 and 9). The aquatic vegetation included Azolla filiculoides Lam. Spore and pollen diagrams of both climatic optima possess a number of specific features. For instance characteristic was the prevalence of only two genera — Quercus and Ulmus, other trees are of a subordinate importance.

Moscow glaciation (Moscow stage of Dnieper glaciation of Gerasimow and Markov, first new glaciation of Yakovlev, Wartha stage according to Rühle and Srodoń schemes for Poland) occupied the greater part of the described territory. Its limit is indicated in many places by distinctly expressed marginal forms (represented by tracks of hilly-morainic relief) and proceeds in the USSR from the city of Brest eastwards north of Gomel up to Roslavl and further through the city of Kirov to Kaluga. After that it turns north-eastward to Maloyaroslavetz and Podolsk. North of this peripheral belt several more tracks of marginal forms can be traced, which represent stages in the retreat of the ice during Moscow glaciation.

Such stadial forms include the Tverskie, Goritzkie and other morainic ridges, which A. I. Moskvitin (1950a), regards as limits of the first Upper Pleistocene glaciation, called by him the Kalinin glaciation. Specially carried out studies of the sequences, which A. I. Moskvitin quotes for a stratigraphic justification of the Kalinin glaciation, and investigations of the relief features in the area of Kalinin glaciation proved that to distinguish this glaciation as independent is unwarranted.

According to the stratigraphic scheme accepted by the authors, Upper Pleistocene begins with Mikulino interglacial (Mirchink's Riss-Würmian, Gerasimov's and Markov's last interglacial, Yakovlev's second new inter-

glacial, Eemian interglacial on the territory of Poland and Germany). From the point of view of geology and paleobotany deposits of this interglacial are very fully documented. Fig. 2 shows the position of 80 sequences of this interglacial among the best studied (points 38—118, see also table 10). Flora of this interglacial is characterized by the presence of *Dulichium arundinaceum* Briton., *Brasenia purpurea* Mich. etc. (see table 4 and table 8). Numerous pollen diagrams permit to reconstruct the formation process of the vegetable cover with great precision. Eight zones (M₁ — M₈) are distinguished. Their probable correlation with the zones distinguished by Jessen and Milthers for Denemark is given in table 9.

Two stages are distinguished in the history of the vegetation cover: the first half of the interglacial with a vegetation of a xerophilous character and the second — with a mesophilous vegetation. Veru characteristic for Mikulino glaciation is the following appearance and culmination of pollen of broadleaved trees: Quercus and Ulmus — Tilia — Carpinus; between the maxima of Quercus and Tilia there is a very distinctly expressed maximum of Corylus (see fig. 10, 11 and 12). It should be stressed that additional studies of the reknown Mga deposits near Leningrad have proven the doubtless synchronity of marine boreal (=Eemian) and continental Mikulino deposits.

An analysis of paleobotanical data on Mikulino interglacial deposits indicated that the so-called second maximum of broad-leaved trees of the Riss-Würmian interglacial is connected with the presence of a re-deposited pollen of these trees in beds belonging to the following Valdai glaciation (higher up it has already been mentioned that it is unjustified to distinguish the Kalinin glaciation).

Noteworthy is the close dependence of the distribution of the Valdai glacier upon the pre-Quaternary relief. The Carboniferous and Devonian «scarps» along with the elevated parts of pre-Quaternary relief, easily overcome by preceding glaciers have determined the position of the edge of Valdai glacier. The limit of a maximum development of Valdai glaciation is a line separating the area with a «fresh» glacial and fluvio-glacial relief from an area where the glacial relief has been subjected to an erosional reworking. It passes along the Lithuanian ridge (being a continuation of the Suvalki and Mazurian lake region), along the Severobelorusskian ridge, descends southwards to the cities of Lepel and Orsha, goes along the water divide of the rivers Dnieper and Zapadnaia Dvina, rounds the Smolensk-Moscow Highlands, goes then towards Andreapol and the lakes in the upper reaches of the Volga, descends along the Volga south of village Selizharovo, goes on to Vyshny-Volochok, Pestovo station further on to the north-east loosing itself in the Mologo-Sheksna Lowland. Inside this peripheral marginal zone five more marginal zones, very similar in the degree of their preservation, are distinguished. These zones are interpreted as limits of the stages in the retreat of Valdai glaciation (see fig. 30).

In addition to these retreat stages, one more stage and one interstadial are distinguished according to V. P. Grichuk's paleobotanical data, which preceded the maximum distribution of ice during the Valdai glaciation (see fig. 10 and 13 and table 10).

A study of loesses and loess-like deposits in the southern part of the described territory indicated that the time of the accumulation of the greater part of these deposits belongs to the period of Valdai glaciation. A well-expressed and widely developed fossil soil at the base of this rock mass is dated (according to paleobotanical and other data) as the Mikulino interglacial. In many points this soil is disturbed by cryoturbation. In the overlying loesses two more just as widely developed horizons of poorly-defined soil formation are traced. This process of soil formation is associated with intervals of loess accumulation during the interstadial periods of Valdai glaciation.

There is no unanimity of opinions between the authors regarding the stratigraphic subdivision of post-Mikulino Upper Pleistocene deposits. This found its reflection in the suggested stratigraphic scheme, where two parallel columns are given in corresponding places.

The boundary between the Pleistocene and Holocene in the eastern Baltic provinces is drawn above early Holocene deposits of M. I. Neustadt, the second Yoldia sea and IVth sone of Firbas. The authors give also a stratigraphic scheme of the Holocene and a characteristic of the main events of this time.

The development of deposits of the main stratigraphic horizons and associated relief forms is shown on an attached map of Quaternary deposits.

A study of the occurrence conditions of all archaeological finds indicated that all Upper Paleolithic sites on the described territory are associated with the deposits of Valdai glaciation (mostly with its interstadials); Mousterian implements are in deposits belonging to Mikulino interglacial. Data obtained in the study of loesses, buried sols and archeological sites permit to correlate corresponding forms on the territories of the USSR and Czechoslovakia (table 19).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
История изучения области древнего оледенения в северо-западной части Русской равнины— К. К. Марков и Л. Р. Серебрянный	7
Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений — В. П. Гричук	25
Геоморфология, строение толщи четвертичных отложений и границы оледенений	72
Д. Б. Малаховский, С. М. Шик	72 82
Д. Б. Малаховский	82
менская, Е. В. Рухина	101 138 144 144
Рельеф — М. И. Лопатников	151 173 173 208
Морская фауна из межледниковых морских отложений Ленинградской области и Карельской АССР — М. А. Лаврова	208 211 219
Стратиграфическая схема четвертичных отложений — В. П. Гричук, Э. Ю. Саммет, Н. С. Чеботарева, С. М. Шик	222
Литература	233 246
•	
CONTENTS	
Foreword	5
History of researches in the ancient glaciation area in the northwestern part of the Russian plain — K. K. Markov and L. R. Serebryanny	7
Fossil floras as a paleontological basis for the stratigraphy of Quaternary deposits — V. P. Grichuk	25
Geomorphology, structure of Quaternary deposits and glaciation limits	72 72 82
Relief — N. S. Chebotareva, M. E. Vigdorchik, I. V. Kotlukova, D. B. Ma-	82
lakhovsky	101 138

Area of Moscow glaciation (beyond the limits of Valdai glaciation)	144
Relief — M. I. Lopatnikov	144
Stratigraphy of Quaternary deposits — S. M. Shik	151
Area of Dnieper glaciation (beyond the limits of Moscow glaciation)	173
Relief and stratigraphy of Quaternary deposits — A. A. Velichko	173
Fauna and archaeological sites	208
Marine fauna from interglacial marine deposits of Leningrad region and Ka-	
relian ASSR — M. A. Lavrova	208
Sites of prehistoric man — A. A. Velichko	211
Mammalian fauna — A. A. Velichko	219
Stratigraphic scheme of Quaternary deposits - V. P. Grichuk, E. Yu. Sammet,	
N. S. Chebotareva, S. M. Shik	222
	233
Bibliography	
Summary	246

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины

Утверждено к печати Институтом географии Академии наук СССР

Редантор издательства Т. Д. Сенявина. Технический редантор Ю. В. Рымина.

РИСО АН СССР № 13-25В. Сдано в набор 16/VI 1961 г. Подписано к печати 7/VIII 1961 г. Формат 70×108¹/н. Печ. и. 15,75 + 2 вкладки + 2 вклейки = 21,58 усл. печ. и. + 2 вкладки + 2 вклейки. Уч.-издат. л. 23,1 (21,4 + 1,7 вкл.). Тираж 1200 экз. Т-08881. Изд. № 92. Тип. зак. 2007.

Цена 1 руб. 87 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62. Подсосенский пер., 21 2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10