

УДК 550.93

Х.А. Арсланов, А.С. Лавров, Л.Д. Никифорова, Г.Я. Зайцева, С.Б. Чернов

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ НА СЕВЕРЕ ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В результате распространения ледника в различные стадии последнего оледенения на севере Печорской низменности в долинах рек образовывались подпрудные приледниковые долинные озера. Спорово-пыльцевой анализ и радиоуглеродное датирование отложений этих озер и датирование морены ледниковой стадии верхнего дриаса, показали существенное запаздывание реакции ледника на понижение температуры. Выдвижение края ледника на максимально удаленный от области питания рубеж произошло около 10 000 лет назад. Эту стадию (стадия «Мархида»), а также еще одну, более молодую (стадия «Вельт»), предлагается рассматривать в качестве финального этапа последнего плейстоценового оледенения, закончившегося в начале голоцена.

Позднеплейстоценовое оледенение северо-востока европейской части СССР не только создало в северной части Печорской низменности мощные системы краевого ледникового рельефа [*Лавров, 1973*], но также косвенным образом отразилось на рельефообразовании в пределах речных долин, благодаря тому, что сток основной части поверхностных вод Печорской низменности в позднем плейстоцене был направлен на север, наступление ледника вызвало образование сложной системы подпрудных озер, заполнявших долины рек. Осадки этих так называемых долинных озер перекрывали аллювиальные террасы и формировали поверхности приледниково-озерных террас, с севера ограниченных синхронными им поясами краевых ледниковых образований. Таким образом, установление возраста террас палинологическим и радиоуглеродным методами дает возможность получать весьма надежные датировки того или иного пояса краевых ледниковых образований при условии установления взаимосвязи и синхронности озерного и ледникового рельефа геолого-геоморфологическими методами.

В 1973 г. в результате совместных исследований, проведенных сотрудниками КАЭ № 14 Всесоюзного научно-производственного объединения «Аэрогеология» и лаборатории геохронологии НИГЭИ Ленинградского университета, был изучен и датирован разрез террасы, образованной аллювиальными отложениями, погребенными под осадками приледникового долинного озера, уровень которого в максимуме располагался на абсолютной высоте 40-45 м.

Исследованный разрез вскрывается в уступе 15-метровой террасы широтного колена р. Печоры у д. Денисовка (рис. .1). В левой части террасы сверху вниз обнажен следующий разрез:

1. 0,0-5,0 м Песок серовато-желтый, мелкозернистый. Слоистость горизонтальная, неясная.
2. 5,0-5,1 м Песок мелкозернистый, ожелезненный до ржавого цвета. Слоистость горизонтальная.
3. 5,1-5,2 м Песок мелкозернистый темно-серый, с мелким растительным детритом. Слоистость горизонтальная.
4. 5,2-5,35 м Торф травянисто-моховой, вверху с тонкими прослойками, внизу с присыпками песка. Из нижней части на радиоуглеродный анализ отобран образец № 2.

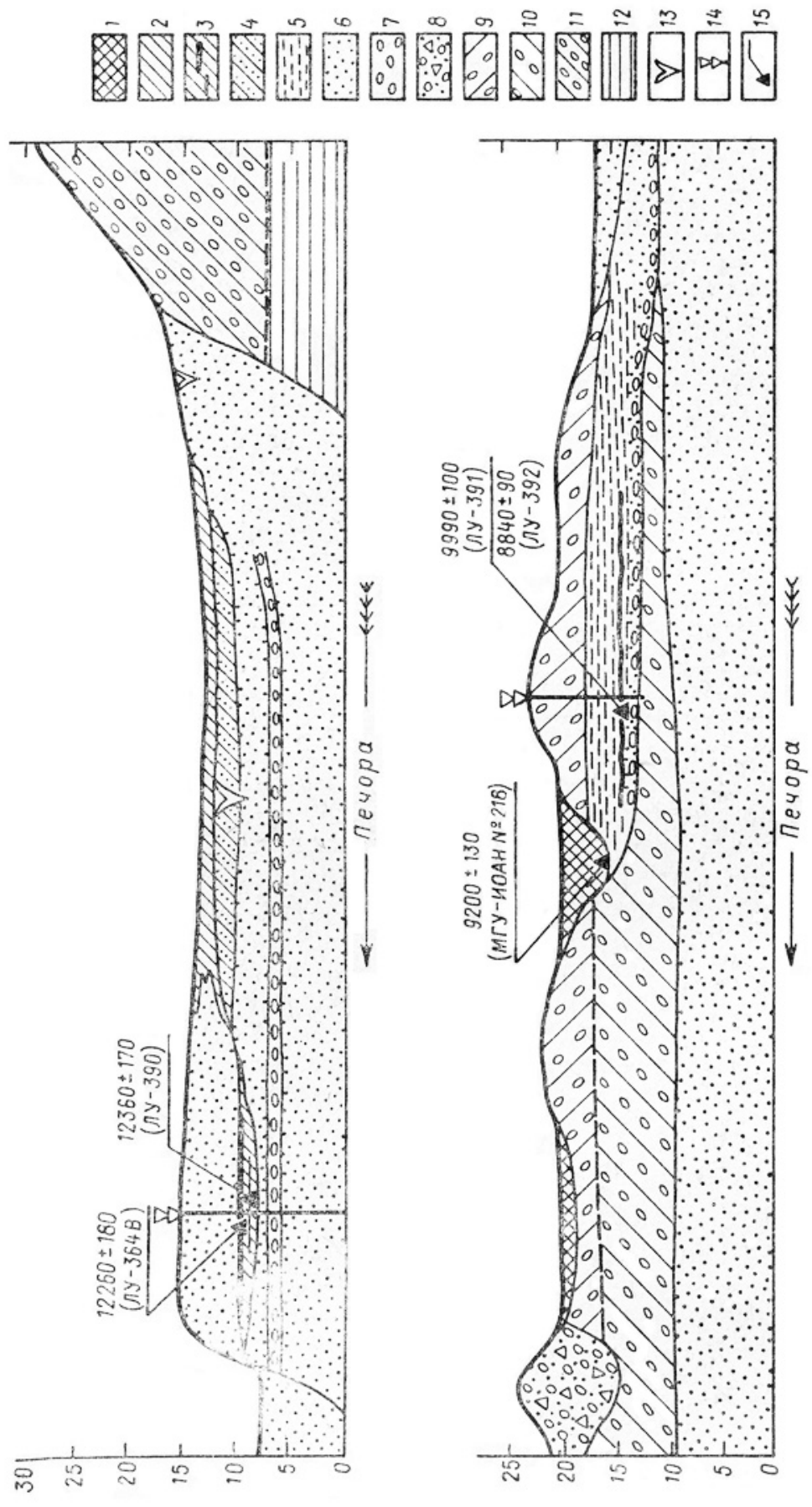


Рис. 1. Строение террасы у д. Денисовка (верхний снимок) и строения правого берега р. Печоры у д. Мархида (нижний снимок). (Составил А. С. Лавров)

1 — современный торф (болота); 2 — суглинки; 3 — тонкие прослойки погребенного торфа; 4 — переслаивание суглинков и песков; 5 — алевриты; 6 — пески; 7 — галечники; 8 — отложения камов (пески и галька); 9 — морена главного пояса Малоземельской ледниковой лопасти; 10 — морена максимальной стадии валдайского оледенения; 11 — среднеплейстоценовая морена; 12 — озерные глины и суглинки; 13 — «морозобойные» глины; 14 — разрезы, изученные палинологическим и радиоуглеродным методами; 15 — место отбора образцов на радиоуглеродный анализ и его результаты.

5. 5,35-6,35 м. Суглинок иловатый, темно-серый, в нижней части с линзами песка (3-5 см). В 0,3 м от кровли слоя расположен прослой торфа мощностью 3 см, из которого на радиоуглеродный анализ отобран образец № 3.

6. 6,35-7,55 м Песок тонко- и мелкозернистый, переслаивающийся с суглинком и алевритом. Слоистость горизонтальная, мощность слоев 1-10 см. Пески доминируют в нижней части слоя, где мощность их прослоев увеличивается до 5-10 см.

7. 7,55-8,55 м Гравийно-песчаный слой с редкой галькой. Слоистость наклонная и косая. Среди гравия встречаются линзы песка.

Ниже слоя 7 до уреза р. Печоры прослеживаются серые пески, слагающие доколь террасы. Слой 7 представляет собой базальный горизонт аллювия. Слои 5 и 6, залегающие в виде плоско-выпуклой линзы, являются типичными аллювиальными старичными отложениями, которые венчаются слоем торфа (слой 4), образовавшемся при зарастании старицы. Характерно отсутствие русловой фации аллювия, редуцированной под отложениями стариц. Таким образом, слои 4-7 составляют довольно обычный разрез аллювия равнинной реки умеренного пояса [*Шанцер, 1951*].

Отложение толщи песков, перекрывающих аллювий (слои 1-3), связано с образованием в долине Печоры подпрудного долинного озера [*Лавров, 1968*]. Об озерном генезисе песков свидетельствуют их гранулометрический состав, сортировка и неясная горизонтальная слоистость, являющаяся результатом высокого темпа седиментации в условиях непостоянства гидродинамической обстановки хвостовой части долинного озера.

В правой, верхней по течению р. Печоры части обнажения «Денисовка» строение террасы меняется. Базальный горизонт прослеживается непрерывно вплоть до тылового окончания террасы, но старичные отложения выклиниваются, сменяясь песками русловой фации аллювия, на которых залегают отложения пойменной фации. Последние представлены переслаиванием тонких (2-3 см) прослоев легкого буровато-коричневого суглинка и супеси с прослоями тонко- и мелкозернистого желто-бурого песка (рис. 1). Слоистость горизонтальная, выдержанная с четкими переходами от слоя к слою.

В центральной части обнажения «Денисовка» в пойменных аллювиальных отложениях отмечаются крупные псевдоморфозы по ледяным клиньям («морозобойные» клинья). Сверху отложения пойменной фации перекрыты, так же как и основания «морозобойных» клиньев, толщей бурых суглинков мощностью около 1 м.

Правая (тыловая) часть террасы почти полностью сложена песками руслового аллювия. Лишь в самой верхней части разреза залегают тонкозернистые пески. Рассекающие их «морозобойные» клинья ничем не перекрыты (рис. 1).

Спорово-пыльцевой анализ разреза «Денисовка» (рис. 2), выполненный Л.Д. Никифоровой (КАЭ № 14), показал, что споры и пыльца содержатся лишь в средней части разреза в интервале 3,0-6,0 м (рис. 2). Выше и ниже лежащие отложения содержали единичные зерна пыльцы и спор. По характеру спорово-пыльцевых спектров в интервале 3,0-6,0 м можно выделить снизу вверх три комплекса спор и пыльцы.

Первый комплекс (6,0-5,5 м) характеризуется господством в спектрах пыльцы древесных пород (44-60%) при высоком содержании пыльцы трав (22-24%) и спор (17-23%). Пыльца древесных пород представлена в основном березами, причем на долю древовидной приходится 44%. Пыльца кустарниковых и кустарничковых видов берез (*Betula nana* L., *B. humilis* Schrank) составляет 30-48%. Пыльца хвойных пород (*Picea*, *Pinus*) присутствует в небольшом количестве (10-15%). Здесь же встречены единичные зерна липы и лещины. В составе травянистых пород господствуют злаки (56%) и полыни (22%).

Второй комплекс (5,5-4,25 м) выделяется по, увеличению в общем составе пыльцы группы трав (45-52%) и доминирующему положению пыльцы кустарниковых и кустарничковых видов берез (75%). Количество сосны уменьшается до 1-9%. Пыльца ели исчезает из состава спектра, присутствует пыльца ивы (5%) и ольховника (4-6%). В группе

трав ведущее место принадлежит пыльце злаков (72%). Количество пыльцы полыней составляет 8-14%, маревых - 2-6%. Споровая растительность представлена в основном зелеными мхами (80-100%).

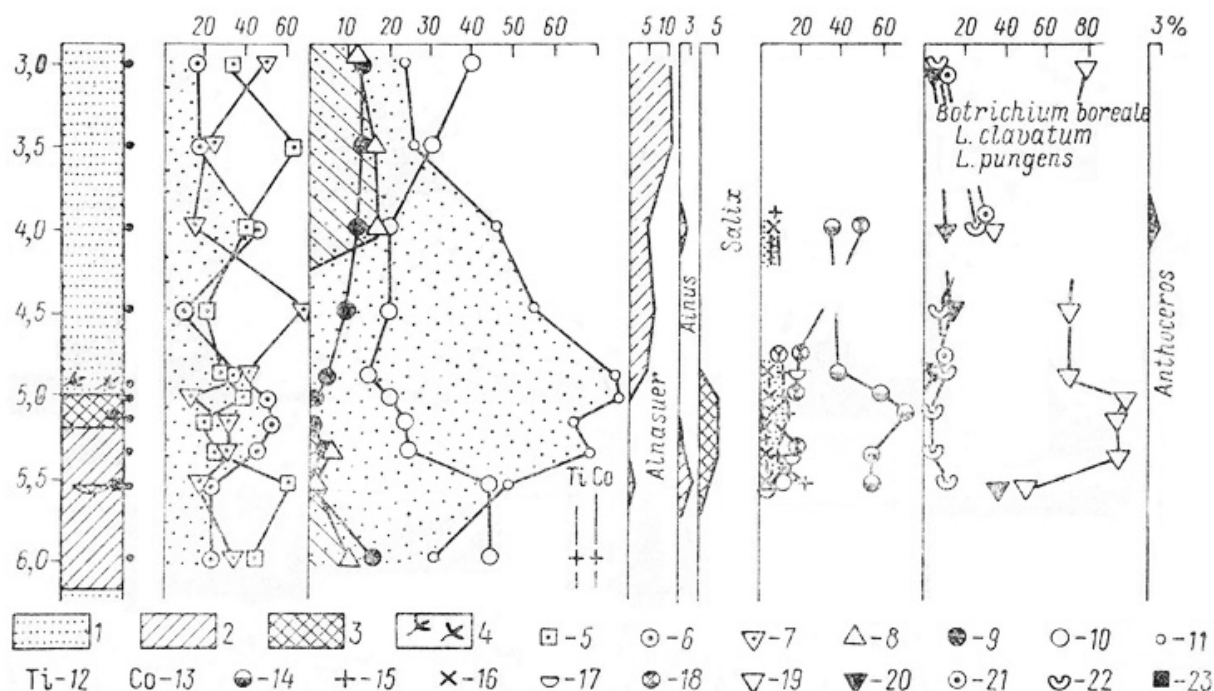


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза «Денисовка». (Составила Л. Д. Никифорова.)

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — торф; 4 — флористические остатки; 5 — пыльца древесных пород; 6 — пыльца трав; 7 — споры; 8 — ель; 9 — сосна; 10 — береза древовидная; 11 — береза, кустарниковые и кустарничковые формы; 12 — липа; 13 — лещина; 14 — злаки; 15 — полыни; 16 — маревые; 17 — осоки; 18 — разнотравье; 19 — зеленые мхи; 20 — сфагновые мхи; 21 — хвощи; 22 — папоротники; 23 — образцы, датированные по C¹⁴.

Третий комплекс (4,25-3,0 м) отвечает увеличению в составе спектров количества древесных пород (до 64%), среди которых возрастает роль березы древовидной (40%), сосны (13%) и ели (16%). Содержание пыльцы кустарниковых берез еще значительно (24-26%). В группе трав широко представлены элементы луговой мезофильной флоры (*Rumex* sp. *Ranunculaceae*, *Compositae*, *Rosaceae* типа *Filipendula*, *Leguminosae*, *Labiatae*, *Umbelliferae*). Выделенные спорово-пыльцевые комплексы отражают трехкратную смену растительных формаций.

Сопоставление состава спектров с содержанием пыльцы и спор в современных отложениях тундры и лесотундры [Смирнова, 1971; Сурова и Троицкий, 1971] позволяет следующим образом охарактеризовать эти растительные сообщества. Первый комплекс отражает существование на данной территории растительности типа современной лесотундры. Второй комплекс отвечает широкому развитию тундровых группировок. Ведущую роль в составе ландшафтов играли ерниковые и ивнячково-ольховниковые формации. В период накопления осадков с третьим спорово-пыльцевым комплексом возрастает значение лесных сообществ. В это время в среднем течении Печоры существовали разреженные березовые, еловые и сосновые леса (типа лесотундры) по ерnikово-ольховниковой тундре. Первый и третий комплексы, по-видимому, отвечают межстадиальным условиям, а второй - одной из стадий последнего оледенения. Четкая выраженность максимума пыльцы ели в третьем комплексе, как и сам характер растительности этого отрезка времени, позволяют предполагать аллередский возраст осадков. Отложения, охарактеризованные вторым спорово-пыльцевым комплексом, могут рассматриваться как среднедриасовые, а первым - как беллингские.

Следует отметить, что образование ледяных клиньев, пересекающих пойменный аллювий, совпадает по времени с накоплением верхней части старичного аллювия, происходившим согласно палинологическим данным в условиях перигляциального климата. В период последовавшего затем ледникового подпруживания речной долины и те и другие были перекрыты отложениями долинного озера.

Датирование по C^{14} образцов торфа было проведено в лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ. Мелкая фракция торфа ($\leq 0,25$ мм) образца № 2 (слой 4) имеет возраст $12\,260 \pm 180$ лет (ЛУ-364В), а нефракционированный торф образца № 3 (слой 5) - $12\,360 \pm 170$ лет (ЛУ-390). Крупная фракция ($\geq 0,25$ мм) образца № 2, которая принципиально может содержать корешки более молодых растений, имеет заниженный возраст $10\,920 \pm 200$ лет (ЛУ-364А), что не согласуется с данными спорово-пыльцевого анализа. По-видимому, крупная фракция действительно содержит корешки более молодых растений. Две другие датировки (ЛУ-364В и ЛУ-309) показывают хорошую сходимость как между собой, так и с данными спорово-пыльцевого анализа.

Два известных ученых - Мернер [*Mörner, 1969*] и Таубер [*Tauber, 1970*] сопоставили геохронологическую шкалу по ленточным глинам с радиоуглеродной шкалой и пришли к заключению об их хорошем согласии в интервале 12 500-8 000 лет назад. Согласно шкале, составленной Таубером, межстадиал беллинг охватывает время 12 400-12 000 лет назад, средний дриас - 12 000-11 800, межстадиал аллеред - 11 800-11 000, молодой дриас - 11 000-10 200 лет назад. Однако в литературе имеется и несколько другая оценка продолжительности беллинга - 12 700-12 100 лет назад [*Серебряный, 1967*]. Таким образом, слои, по которым получены датировки ЛУ-364В и ЛУ-390, и по спорово-пыльцевой диаграмме, и по сопоставлению с геохронологической шкалой относятся, в пределах ошибки измерения, ко второй половине беллинга (ЛУ-309) и среднему дриасу (ЛУ-364В).

Строение террасы у д. Денисовка показывает, что во второй половине межстадиала беллинг и начале среднего дриаса в бассейне Печоры существовали реки, по своему характеру близкие к современным рекам Малоземельной и Большеземельской тундр. Последовавшее затем подпруживание речных долин надвигающимся с севера ледником продолжалось весь остаток среднего дриаса и часть аллереда, подтверждая тем самым существующее мнение о запаздывании наступания края ледниковых щитов по отношению к максимуму аккумуляции и температурному минимуму [*Асеев, 1966*]. Наиболее обоснованной в настоящее время представляется синхронизация разреза «Денисовка» с внешним поясом краевых ледниковых образований Малоземельской лопасти [*Лавров, 1973*].

Краевые образования Малоземельской ледниковой лопасти состоят из трех основных поясов: внешнего, главного и внутреннего (рис. 3). Внешний пояс представлен преимущественно холмисто-моренным рельефом аккумулятивного происхождения, небольшими участками рецессионных морен и камами. Главный и внутренний пояса состоят из гигантских валов напорных морен, образующих микроязыки.

Главный пояс краевых ледниковых образований Малоземельской лопасти пересекает р. Печору у д. Мархида, расположенной на правом берегу в 20 км южнее с. Великовисочное и в 15 км южнее известного обнажения «Вастьянский конь». В разрезе «Мархида» вскрывается морена, образующая холмы периферической части главного пояса. Морена залегает на толще алевритов и песков с маломощным гравийно-галечным горизонтом в основании слоя (см. рис. 1). Ниже располагается морена максимальной стадии валдайского оледенения, подстилаемая песками микулинского возраста. В нижней части межморенных алевритов на расстоянии около 100 м прослежен выдержанный, тонкий (0,2-0,3 м) слой растительных остатков: линзы торфа, обломки древесины (ветки, стволы и т.д.).

По заключению Г.Я. Зайцевой, в морене главного пояса содержится комплекс разновозрастной пыльцы и спор плохой сохранности. Межморенная толща оказалась

немой, кроме образца, взятого из прослоя с растительными остатками. Он содержал достаточное количество четвертичной пыльцы очень хорошей сохранности.



Рис. 3. Краевые ледниковые образования Малоземельской лопасти. (Составил А. С. Лавров.)

1 — внешний пояс; 2 — главный пояс; 3 — внутренний пояс.

Спорово-пыльцевой спектр этого образца в группе общего состава характеризуется сближенным содержанием пыльцы древесных пород (40%), трав (31%) и спор (29%). В группе древесных пород пыльца древовидной березы составляет 38%, кустарниковых видов березы - 19%, сосны - 16%, ели - 9%, ивы - 15%. Встречены единичные зерна пыльцы ольхи, ольховника и вяза плохой сохранности. Травы представлены в основном злаково-разнотравными группировками, полынями и осоками (14%), маревыми (4%). В группе споровых сфагнум составляет 41%, папоротник - 30%, печоночники - 23%, зеленые мхи - 5%. Встречены единичные споры лесных видов плаунов. Таким образом, можно полагать, что в период накопления слоя с растительными остатками существовали климатические условия, благоприятные для произрастания растительности, по характеру близкой к современной.

Датировка по C^{14} крупной фракции ($\geq 0,25$ мм) межморенного торфа составляла $8\ 840 \pm 90$ лет (ЛУ-392А), древесины в торфе - $9\ 990 \pm 100$ лет (ЛУ-391). Образцы торфа и древесины отобраны на глубине 1,5 м от склона, проросшего иван-чаем, ромашкой и хвоем. Проникновение корней в слой торфа возможно. Безусловно, более надёжной является датировка, полученная по стволам древесины с корой. Однако и здесь некоторое занижение возраста, обусловленное загрязнением, нельзя исключить. Наиболее согласованный с данными спорово-пыльцевого анализа возраст торфа и древесины следовало бы ожидать в пределах межстадиала аллеред ($11\ 800$ - $11\ 000$ лет назад). Стволы березы и ольхи из верхней морены имеют возраст $9\ 310 \pm 60$ (ЛУ-552) и $9\ 110 \pm 60$ лет (ЛУ-554). Датировка проб из более глубокой расчистки в дальнейшем разрешит этот вопрос.

Верхняя морена разреза «Мархида» слагает классический холмистый рельеф краевой зоны ледника. По своим структурно-текстурным особенностям, вещественному составу и экзарационному характеру взаимоотношений с подстилающими ее алевритами верхняя морена вряд ли может рассматриваться как псевдоморена. С учетом этого обстоятельства полученная радиоуглеродная датировка (ЛУ-391) позволяет определить возраст краевых образований главного пояса Малоземельной лопасти как верхнедриасовый. При этом придется, как и для среднего дриаса, допустить замедленную реакцию ледника на изменение климата, благодаря чему фаза его максимального распространения запаздывает относительно предшествовавшего периода наибольшего похолодания [Асеев, 1966], в данном случае относительно молодого дриаса (от $10\ 800$ до $10\ 200$ лет назад, как указывалось выше). Датировка продвижки льдов со стороны Баренцева моря, образовавшей внутренний пояс краевого ледникового рельефа Малоземельной лопасти, пока не установлена, но она, очевидно, не древнее верхнего дриаса. Столь молодой возраст краевых ледниковых образований представляется довольно необычным и трудно объяснимым без признания возможности сильного запаздывания реакции ледника на изменение климата и питания.

Таким образом, на северо-востоке Русской равнины уже в заключительную фазу позднплейстоценового оледенения имела место резкая активизация ледникового покрова. Она проявилась в виде двух стадий наступания ледникового края, приведших к формированию мощных напорных морен главного (стадия «Мархида») и внутреннего (стадия «Вельт») поясов Малоземельной, Варшской и Кулойской ледниковых лопастей [Лавров, 1973]. Кулойская лопасть полностью сформирована в стадию «Вельт».

В период последней активизации ледникового края в значительной степени были уничтожены краевые образования внешнего пояса Малоземельной и Варшской лопастей, созданные при наступании стадии «Косма».

Наступание ледника в стадиях «Мархида» и «Вельт», вероятнее всего, следует отнести к «деградационному наступанию», что делает гипотезу об ускоренном наступании ледникового покрова на заключительном этапе оледенения [Ходаков, 1973] вполне актуалистической и позволяет выделить в качестве самостоятельного финальный этап последнего оледенения Европы, закончившийся уже в пребореальном периоде голоцена.

Summary

Three stages of Late Pleistocene glacier advance, causing the formation of dammed valley lakes in the r. Pechora basin, are considered. According to the results of geomorphological, polynological and radiocarbon analyses of the valley lakes sediments and lakes relief formed by them as well as the sediments underlying the pre-last stage marginal glacier formation, two last stages of glaciation are singled out in the final stage lasting 10 000-9 500 years ago.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лавров А.С. Древнее оледенение северо-востока Русской равнины. - Известия АН СССР, 1973, сер. геогр., № 6, с. 29-38.
2. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Труды Ин-та геологии АН СССР, 1951, серия геол., вып. 135, № 55. 350 с.
3. Лавров А.С. Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени. - Известия ВГО, 1968, т. 100, вып. 2, с. 146-151.
4. Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части Большеземельской тундры. - В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 57-64.
5. Сурова Т.Г., Троицкий Л.С. О динамике растительного покрова, климата и оледенения на Полярном Урале в голоцене (по данным палинологических исследований). - В кн.: Палинология голоцена. М., «Наука», 1971, с. 121-135.
6. Mörner N.A. The late quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish west coast. - Sveriges geologiska undersökning, ser. C640. Stockholm, 1969. 487 p.
7. Tauber H. Scandinavian varve chronology and radiocarbon dating. Radiocarbon variations and absolute chronology. Ed. 1. U. Olsson. N. Y., 1970, p. 143-147.
8. Серебрянный Л.Р. Некоторые вопросы позднчетвертичной истории Балтийского моря. - В кн.: История озер Северо-Запада. М., Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 185-192.
9. Асеев А.А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. - В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966, с. 5-11.
10. Ходаков В.Г. Построение модели Европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе. - В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., «Наука», 1973, с. 79-112.

Ссылка на статью:



Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Зайцева Г.Я., Чернов С.Б. О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности // Вестник Ленинградского ун-та. 1975, № 12, с. 86-93.