

Л. В. Жигареву

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



Развитие природы
территории
СССР
в позднем
плейстоцене
и голоцене



Академия наук СССР
Комиссия по изучению четвертичного периода
Институт географии

Academy of Sciences of the USSR
Commission for study of the Quaternary period
Institute of Geography

Evolution
of the environment
at the USSR
territory
during Late
Pleistocene
and Holocene



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1987

**Развитие
природы
территории
СССР
в позднем
плейстоцене
и голоцене**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1982

Статьи содержат новые материалы по проблемам реконструкций покровных оледенений и оледенений горных районов, проблемам хронологической и природно-климатической корреляции аридных и пluvальных фаз южных территорий СССР с оледенениями и межледниковьями северных территорий. Специальный раздел посвящен вопросам палеогеографии голоцена. Книга представляет интерес для специалистов в области четвертичной геологии и палеогеографии четвертичного периода.

Редакционная коллегия:

Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, И. К. Иванова, Н. И. Кригер, К. В. Никифорова, И. И. Плюснин, Е. В. Шанцер

Ответственные редакторы:

А. А. Величко, И. И. Спасская, Н. А. Хотинский

The articles contain new data on the problems of the ice sheets and mountains' glaciations reconstructions as well as on chronological and climatic correlation between arid and pluvial phases at the South and glaciations at the North of the USSR. The book is of interest for specialists in Quaternary geology and paleogeography.

Editorial board:

G. I. Goretsky, V. P. Grichuk, I. K. Ivanova, N. I. Kriger, K. V. Nikiforova, I. I. Plusnin, E. V. Shanzer

Editors:

A. A. Velichko, I. I. Spasskaya, N. A. Khotinsky

ПРЕДИСЛОВИЕ

С начала 70-х годов возрастает интерес к палеогеографическим исследованиям плейстоцена. Это объясняется стремлением привлечь данные о развитии природы в прошлом для разработки проблем современного состояния окружающей среды и прогноза ее краткосрочных и долгосрочных изменений в будущем. В системе таких разработок получает широкое распространение метод построения сценариев, т. е. воссоздание тех обстановок прошлого, которые могут возникнуть в будущем.

К сожалению, даже весьма солидные «сценарии» глобального характера (среди них в первую очередь надо упомянуть исследования группы КЛИМАП в США) не избежали односторонности в изображении такого важного компонента эпохи 18 000—20 000 лет назад, каким было оледенение. Обширные материалы, накопленные для территории СССР, где плейстоценовые ледники занимали огромные пространства, показывают необходимость тщательной оценки их достоверности, а также объективности в отборе данных, привлекаемых для реконструкций. Из материалов, публикуемых в статьях первого раздела данного сборника, видно, с какой осторожностью надо подходить к реконструкции общего плана системы ледников севера Евразии. В частности, нет общепринятой точки зрения не только на положение центров ледниковых покровов и щитов, но и границ оледенений на суше и на шельфе. Еще больше нерешенных вопросов существует в реконструкциях позднеплейстоценовых оледенений в горных странах, которым посвящен второй раздел сборника. Одна из главных причин недостаточной разработки проблем оледенения в горах — отсутствие надежной геохронологической основы, в частности, отсутствие во многих районах материала для радиометрического датирования.

Первые два раздела позволяют, следовательно, судить о состоянии изученности вопросов оледенения в позднем плейстоцене на территории СССР. Они показывают, что при современном уровне наших знаний необходим альтернативный подход к отражению структуры и динамики оледенения в осуществляемых реконструкциях.

Другая коренная проблема, во многом определяющая сущность общих палеогеографических, в том числе палеоклиматических, построений — соотношение развития природы в высоких и низких широтах. Ключевым в этой проблеме является вопрос о том, чем объясняется оледенение высоких широт — аридным или плейстоценовым оледенением низких широт. Ставится все более очевидной необходимость

представления о миграции к югу климатических поясов в ледниковые эпохи; видимо, общая циркуляция атмосферы с наступлением ледниковой эпохи подвергалась существенной перестройке. При этом данные по ряду зарубежных территорий (Средиземноморье, Балканы, Ближний Восток, Индия, аридные районы Африки) показывают, что максимуму последнего оледенения соответствовали преимущественно засушливые условия. Не столь однозначно решение этого вопроса для Средней Азии. Материалы, помещенные в третьем разделе сборника, позволяют ознакомиться с обоснованием различных точек зрения в этом вопросе. Можно надеяться, что их публикация будет способствовать усилению внимания к этой проблеме.

Наконец, в четвертом разделе сборника читатель найдет обширную информацию об особенностях развития среды, и прежде всего растительности, в голоцене в различных природно-климатических областях СССР. Эти данные отчетливо выявляют с одной стороны общие черты в природных изменениях (и, в частности, повсеместное проявление позднеатлантического оптимума), а с другой — закономерное проявление локального своеобразия в смене растительности. На базе этих данных уже сейчас удастся приступить к палеоклиматическим реконструкциям с применением нескольких методов.

Результаты исследований, приведенные в предлагаемом сборнике, дают важный материал для палеоклиматических построений, позволяющих выявить новые черты связи современного состояния природной среды с ее прошлым.

ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ЭПОХУ 18 000—20 000 ЛЕТ НАЗАД

А. А. ВЕЛИЧКО, М. А. ФАУСТОВА

ПРОБЛЕМЫ ОБОСНОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНОЙ ГРАНИЦЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ

Пространственные реконструкции поздневалдайского (сартанского) оледенения севера Евразии, максимум которого оценивается большинством исследователей в 18 000—20 000 лет назад, наталкиваются на ряд сложностей, связанных с различной степенью обоснованности имеющихся региональных реконструкций и различной степенью согласованности взглядов исследователей, работающих в одном регионе. Меньше всего противоречий выявляется при реконструкции максимальной южной границы позднеплейстоценового ледникового покрова в Восточной Европе. Последний скандинавский ледниковый покров, распространившийся на Европейскую часть СССР, восстановлен к настоящему времени с большой достоверностью.

Максимальному продвижению льдов на Русскую равнину предшествовал продолжительный «безледный», согласно одним авторам [Чеботарева, Макарычева, Фаустова, 1978], или мегаинтерстадиальный [Вознячук, 1973] холодный интервал. В конце интервала, после дунаевского потепления, наступило резкое ухудшение климатических условий, что фиксируется появлением и аркто-альпийской флоры в осадках, имеющих возраст, по данным радиоуглеродного анализа, 18 000—23 000 лет. Она известна в разрезах на р. Пучка у с. Покровское Вологодской области, у д. Дречалуки Витебской области, у д. Гожа Гродненской области БССР.

Отложения, непосредственно предшествующие времени максимального распространения поздневалдайских льдов, широко известны в Белоруссии, где они образуют верхнюю часть выделенной Л. Н. Вознячуком «усвячской свиты». Они представлены здесь подморенными озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями — алевролитами и песками, содержащими прослой растительного детрита. Их возраст по разрезу у д. Гожа (окрестности г. Гродно) составляет 18 000—25 000 лет, по разрезу у д. Дречалуки — от 17 000 до 23 000 лет. В Вологодской области, в котловине оз. Кубенское, подморенные озерные осадки с прослоями торфа имеют примерно такой же возраст — $21\,410 \pm 150$ лет назад (ЛУ-18 В) и $21\,880 \pm 110$ лет назад (ЛУ-18 А) [Арсланов и др., 1970]. Подморенные отложения, накапливавшиеся непосредственно перед максимальным продвижением льдов, недавно установлены также в восточнее, в долине р. Вага (бассейн р. Сев. Ливна). Для них получена радиоуглеродная датировка $24\,900 \pm 470$ лет назад (У-40) [Арсланов и др., 1978].

В более восточных районах (восточнее Сев. Двины) краевые образования предельного распространения льдов Скандинавского ледникового покрова хронологически сопоставляются с таковыми в бассейнах Мезени и Печоры. Основой для такого сопоставления служит серия радиоуглеродных датировок в интервале 33 000—47 000 лет назад, полученных главным образом для подморенных отложений бассейна р. Печора [Лавров, Арсланов, 1977]. Таким образом, и здесь имеющиеся даты отвечают безледному и холодному интервалу, предшествовавшему максимальному распространению валдайских льдов, сформировавших отчетливо выраженный в рельефе комплекс краевых образований.

Обращает на себя внимание тот факт, что выраженность краевых образований на западе Европейской части СССР ухудшается в направлении с запада на восток. Лишь к востоку от Онеги вновь отмечается более четкий гляциоморфологический облик краевых образований, скорее всего это объясняется их формированием льдами другого, Новоземельского, ледникового покрова, растекавшегося на суше Кольско-Мезенским, Баренцевоморско-Печорским и Новоземельско-Колвинским потоками. Это подтверждается некоторыми различиями в диапазоне радиоуглеродных дат, фиксирующих возраст границы максимального распространения льдов на западе и на востоке Европейской части СССР, и данными о разносе валунов. В западном секторе ледниковые потоки получали питание из Фенноскандии, включая Кольский полуостров и Карелию. Потоки, распространявшиеся в бассейн Мезени и Печоры, получали питание как из районов Кольского полуострова, так и с Новой Земли. При этом, как следует из данных А. С. Лаврова, льды, приносившие материал с Новой Земли, отжимали скандинавские льды к западу, а льды надвигавшиеся со стороны Скандинавии, иногда распространялись восточнее Тимана. Таким образом, в районе Тимана могла располагаться зона конвергенции Скандинавского и Новоземельского ледниковых покровов.

Значительно большие сложности возникают при решении вопроса о максимальной южной границе поздневалдайского (сартанского) ледникового покрова в Сибири. Различными авторами для Западной и Средней Сибири предлагаются сильно различающиеся варианты границ. Длительное время господствовала точка зрения об ограниченном распространении сартанского оледенения на севере Западно-Сибирской равнины, согласно которой предполагалось существование больших территорий, свободных от льда [Сакс, 1948; Лазуков, 1972; и др.]. Впоследствии большое развитие получили представления о сплошном оледенении севера Западной Сибири [Архипов и др., 1977; Астахов, 1977]. В соответствии с этими представлениями граница сартанского ледникового покрова проводится от восточного склона Полярного Урала через Салехардские Увалы к низовьям р. Надым на юге Тазовского п-ова и далее в бассейн среднего и нижнего течения р. Турухан. Эта граница находит геоморфологическое обоснование в присутствии хорошо выраженных ледниковых комплексов в приуральском и приенгельском районах Западно-Сибирской равнины (Салехардские Увалы и Туруханский амфитеатр), которые рассматриваются как одновозрастные. Предполагается также, что Салехардские Увалы генетически связаны

с Хадуттейскими грядками, которые сложены дислоцированными палеогеновыми глинами и рассматриваются как результат напорного и гравитационного изостатического действия ледника, что позволяет наметить единый субширотный пояс краевых образований, пересекающих север Западно-Сибирской равнины.

Сартанский возраст субширотного пояса краевых образований обосновывается С. А. Архиповым [Архипов и др., 1977] радиоуглеродными определениями времени формирования отложений, подстилающих ледниковые на саламальском отрезке долины Оби. По древесине из подморенных отложений здесь были получены даты $25\ 900 \pm 240$ лет назад (СОАН-671) и $28\ 600 \pm 450$ лет назад (СОАН-677). Однако, как отмечает сам автор, первая дата не согласуется с датой в $34\ 750 \pm 900$ лет назад (СОАН-670), полученной по торфу из тех же отложений. Возраст торфа и древесины в других разрезах был определен в интервале $39\ 900$ — $47\ 600$ лет назад. Большой разброс дат объясняется переотложением материала, что заставляет С. А. Архипова не принимать во внимание значительную часть датировок.

Согласно палеоботаническим данным, отложения, частично относившиеся ранее к казанцевской свите [Лазуков, 1972], а сейчас датированные интервалом $40\ 000$ — $50\ 000$ лет назад и отнесенные к шурышкарскому потеплению внутри нижнего отрезка среднезырянского времени (харсонимский интервал), формировались в условиях климата несколько теплее современного. В спорово-пыльцевых спектрах в значительном количестве присутствует пыльца хвойных пород: сосны (до 30%), ели (10%), кедра и пихты. Кривые пыльцы ели, пихты и кедра образуют хорошо выраженные максимумы. По всем данным, термический режим этого потепления оказывается аналогичным режиму казанцевского межледниковья. Однако, по мнению С. А. Архипова, палеоботанические данные, свидетельствующие лишь о кратковременных потеплениях внутри сравнительно холодного среднезырянского времени, не согласуются с данными по комплексу фораминифер [Гудина, 1976], указывающим на межледниковый климат среднего вюрма — более теплый по сравнению с казанцевским. Важно заметить, что изученный комплекс фораминифер сравнивается В. И. Гудиной со средневюрмским понойским комплексом на Кольском п-ове. Но для последнего теперь окончательно установлен рисс-вюрмский, микулинский возраст [Арсланов, и др. 1981]. Приведенные данные показывают, что пока нельзя полностью исключить возможность того, что осадки, исследованные в бассейне Оби, имеют казанцевский возраст.

Сартанский возраст границы оледенения также не раз рассматривался на востоке Западно-Сибирской равнины, в низовьях р. Турухан. Как отмечает С. А. Архипов [Архипов и др., 1977], ранее он считался раннезырянским, затем, после исследований С. Л. Троицкого — сартанским, но этому, по мнению С. А. Архипова, не соответствуют радиоуглеродные датировки в интервале $34\ 000$ — $41\ 000$ лет назад, относящиеся для отрезка осадков, которые, согласно одноименным краевым ледниковым образованиям, относятся к вюрму в Турухане.

Пересматривался и возраст приледниковых спорово-пыльцевых спектров в бассейне Нижней Тунгуски, связанных с краевыми ледниками в восточном

Сначала он считался раннезырянским, потом тазовским и затем снова позднеплейстоценовым, сартаанским [Исаева, 1972].

Материалы, имеющиеся для п-ова Таймыр, также не позволяют решить однозначно вопрос о возрасте оледенения в данном регионе. Сартаанский возраст краевых образований максимального распространения льдов — Джангодо-Сынтабульско-Кокорских — обосновывается, во-первых, радиоуглеродными датами, полученными по растительному детриту из песков, подстилающих ледниковые осадки в пределах гряды — $29\ 800 \pm 600$ лет назад (ГИН-1155), и по раковинам моллюсков в морене — $34\ 200 \pm 670$ лет назад (МГУ-491), во-вторых, корреляцией ледниковых образований гряд с озерно-аллювиальными и морскими осадками, выполняющими депрессии и датируемыми интервалом $33\ 000—50\ 000$ лет назад (имеются и запредельные даты). Важно отметить, что в депрессиях морена выше датированных осадков отсутствует. Тем не менее, датированные отложения, относимые к каргинским, помещаются между двумя моренами, нижняя из которых считается зырянской. Примечательно, что внутри границы сартаанского оледенения есть район (мыс Саблер), где морена отсутствует, а в разрезе без перерыва прослеживаются отложения от каргинских до голоцена включительно (устное сообщение Л. Л. Исаевой).

С проблемой максимального распространения позднеплейстоценового оледенения на континенте тесно связана проблема реконструкции одновозрастного оледенения на арктическом шельфе Евразии. Степень обеспеченности радиоуглеродными данными здесь крайне низка. Главное внимание обращается на литологические и геоморфологические данные. К важным геоморфологическим признакам, свидетельствующим о распространении ледниковых покровов на шельфе, относятся зональный характер распределения осадков, а именно приуроченность наибольшей мощности ледниковых отложений ко дну фьордов и к грядам подводных конечных морен, а также внешней части шельфа, присутствие систем краевых ледниковых образований и краевых и продольных желобов, типичные для гляциальных шельфов Северной Атлантики.

Основой для реконструкции позднеплейстоценового оледенения в баренцевоморском секторе арктического шельфа являются данные по геологии и геоморфологии шельфа, позволяющие выделить несколько концентрических зон краевых образований, увязывающихся с краевыми зонами ледниковых покровов Скандинавии, Шпицбергена, Новой Земли и Земли Франца-Иосифа [Матишов, 1977].

На побережьях Норвегии, Кольского п-ова и Шпицбергена выделены ледниковые стадии эгга I и II, лужская, тромсе-люнген и пребореальная (Хольтедаль, Стрелков, Лаврушин, Корякин, Троицкий и др.). Самая древняя из них, эгга I, относится ко времени $17\ 000—21\ 000$ лет назад. Краевые образования этой стадии оставлены Скандинавским ледниковым покровом, распространявшимся в северо-западном и северном направлениях и объединявшимся с Лофотенским и Понойским ледниковыми щитами. Сходство ледниковой морфоскульптуры на дне Баренцева моря и побережье Северной Норвегии позволяет Г. Г. Матишову прогнать границу максимального распространения ледникового покрова и соответствующий ей пояс краевых ледниковых образований от гряд

конечных морен эгга I на краю лфотенского шельфа через гряды, расположенные на Медвежинской низменности на глубинах 300—400 м, и у западного берега Шпицбергена.

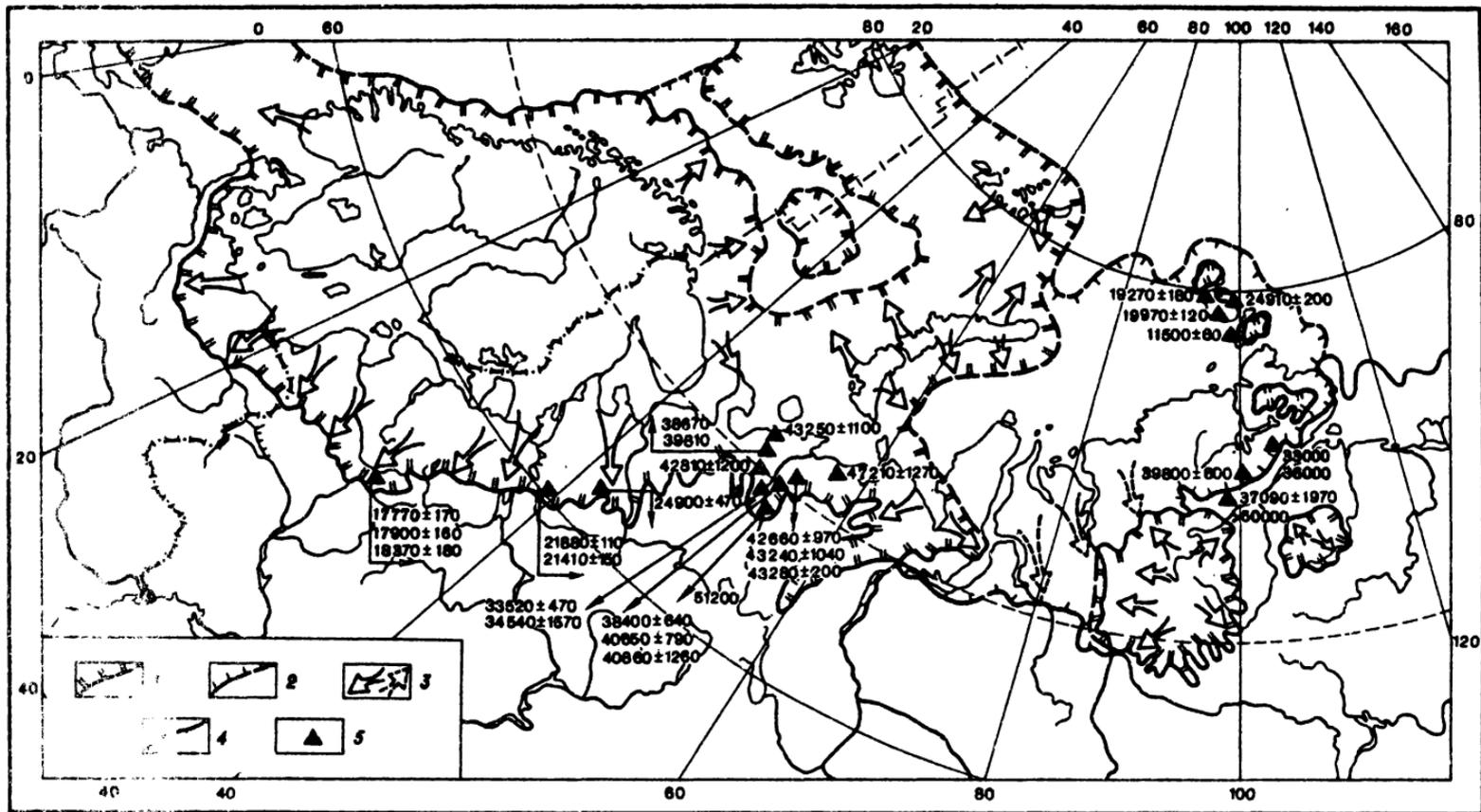
На востоке покровы Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа сливались с Новоземельским. Новоземельский комплекс краевых образований на глубинах 200—300 м на востоке Центральной низменности также отнесен к максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения. Согласно такой схеме Новоземельский ледниковый покров распространялся на шельф Баренцева и Карского морей, сливался на юге с покровами Вайгача и Пай-Хоя на Урале, образуя потоки, заходившие на юг, в Печорскую низменность. На Медвежинско-Надеждинской возвышенности предполагается существование самостоятельного ледникового покрова с центром на Шпицбергенской банке.

Такая реконструкция наиболее обоснована имеющимся к настоящему времени геологическим материалом. Она хорошо согласуется с концепцией о приуроченности центров оледенения к возвышенным элементам рельефа, являвшимся господствующими коллекторами твердых осадков. Эта концепция, отстаиваемая рядом исследователей [Величко, 1979], согласуется с расчетами фаз развития поздневалдайского скандинавского ледника [Ходаков, 1973]. Эти расчеты показывают, что не было достаточно времени для формирования единого купола в центральной низменной зоне шельфа Баренцева моря, как это предполагается М. Г. Гросвальдом [1977]. В качестве основного доказательства положения купола шита над центром Баренцева моря этим исследователем используется гляциозостазия. Однако надежность такого доказательства подвергалась справедливой критике. Указывалось на отсутствие связи между изостатическим эффектом и характером новейших тектонических движений, на сложность тектонического строения района и большую роль тектонических подвижек, на отсутствие корреляции между изобазамы поднятий и ледниковым эпизодом 18 000—20 000 лет назад [Сакс, 1948; Стрелков, 1968; Дибнер, 1970; Лаврушин, 1970; Лазуков, 1972; Boulton, 1979].

Для Европейского сектора Арктики получены некоторые данные, свидетельствующие о более ограниченных размерах оледенения некоторых островов и отсутствии смыкания между Скандинавским и Шпицбергенским покровами, но они пока не дают возможности предоставить иной вариант реконструкции оледенения во всем секторе.

Вопрос о границах позднеплейстоценового ледникового покрова в Западно-Сибирском секторе Арктики еще более сложен, чем в Европейском, поскольку здесь отсутствуют надежные гляциоморфологические аргументы. Развиваются взгляды о присутствии мощного ледникового купола над центром Карского моря [Гросвальд, 1977; Астахов, 1977; и др.]. С существованием купола связывается вариант сплошного оледенения Западной Сибири, причем южная граница ледника проводится в районе Саяно-Алтайских Увалов, Ходутейских гряд и низовой р. Турухан. Однако трудностями обоснования этого варианта являются, прежде всего, отсутствие однозначности хронологии и географических данных о возрасте границы максимального распространения оледенения по территории.

Не меньшие проблемы возникают при обосновании представления



ледникового купола в центральной части шельфа Карского моря. С такой реконструкцией не согласуются материалы по распространению ледниковых образований, полученные еще В. Д. Дибнером [1970]. Ледниковый рельеф не распространяется западнее желоба Св. Анны и восточного края Ямало-Гыданской отмели. Восточнее Новоземельской впадины на дне Карского моря также установлены узкие глубокие долины, рельеф которых не имеет ничего общего с рельефом ледниковых желобов. В последние годы радиоуглеродные даты органических остатков, в том числе торфяников, показали, что не только на Северной Земле [Макеев, 1979], но и на Ямале (устное сообщение А. И. Спиркина) после 19 000—16 000 лет назад многие участки суши были свободны от льда. Перенос эвратических валунов гранитоидов с северного побережья Таймыра в районы, расположенные южнее гор Бырранга, может объясняться или локальными гляциодинамическими особенностями Таймырского щита [Дибнер, 1970], или смещением осевой части Таймырского щита в сторону северного побережья Таймыра [Стрелков, 1968]; последнее предположение подтверждается палеогеографическим моделированием.

Имеется еще одна реконструкция, согласно которой центр Карского ледникового щита помещается в западной части шельфа, на севере п-ова Ямал [Гросвальд, 1977]. Отсюда лед растекался в сторону Западной Сибири, Урала и даже Русской равнины. Эти представления аргументируются находками обломков меловых аргиллитов и палеогеновых опок, сделанными В. И. Астаховым в непосредственной близости от Полярного Урала. Считается, что указанные породы происходят из расположенной севернее части шельфа. Однако на Полярном Урале есть выходы таких пород. Кроме того, на Полярном Урале и Пай-Хое имеются выходы кристаллических пород, валуны которых были найдены на Ямале, что уже отмечалось А. А. Величко [1979].

Исследования ископаемых глетчерных льдов и надвиговых тектур в мерзлых моренах, проведенные В. Д. Тарноградским и Ф. А. Каплянской на северо-западе п-ова Ямал (1978), свидетельствуют о том, что льды здесь двигались в северном и северо-восточном направлениях. Приведенные данные противоречат представлениям о расположении центра ледникового щита на севере п-ова Ямал. Наконец, еще большие сомнения в правомерности гипотезы о существовании огромного ледникового щита в центре Карского моря вносят последние данные о весьма скромных масштабах развития позднеплейстоценового оледенения на островах Северной Земли, где В. М. Макеевым вблизи побережья обнаружены остатки скелетов мамонтов, датированные по радиоуглероду в интервале от 19 000—23 000 лет. Геолого-геоморфологические данные также свидетельствуют о том, что на островах в сартанское время ледники не создавали единого покрова, что заставляет сомневаться в существовании

Рис. 1. Реконструкция позднеплейстоценового оледенения Евразии (составили А. А. Величко, М. А. Фаустова, Г. П. Исаява)

1 - границы позднеплейстоценового оледенения в минимальном оледенении; 2 - границы распространения проблематичного ледникового покрова в центральном максимуме максимального оледенения; 3 - границы дольковых потоков; 4 - береговая линия и радиоуглеродные датировки побережья; 5 - позднеплейстоценовый ледниковый щит

мощного щита на карском шельфе и в северной части Западной Сибири.

Таким образом, имеющиеся сейчас материалы заставляют скептически относиться к реконструкции огромных ледниковых куполов в конце позднего плейстоцена на шельфах Баренцева и Карского морей. Они лучше согласуются с представлением о положении куполов над крупными островными возвышенностями. Особенно осторожно следует относиться к масштабам распространения льдов этих куполов, к «максималистским» реконструкциям оледенения [Blake, 1970; и др.].

В свете изложенного представляют интерес некоторые новые данные об ограниченных размерах позднелейстоценового оледенения Арктики. Например, не подтверждается гипотеза о слиянии в позднем плейстоцене ледниковых шапок Гренландии и о. Элсмир [England, 1974]. Позднелейстоценовые ледники не выходили здесь за пределы береговых линий, что согласуется с полученными ранее материалами по Восточной Гренландии. Ограниченные размеры Гренландского ледникового покрова с широким распространением нунатаков нашли отражение на карте Хьорта [Hjort, 1979]. История оледенения Гренландии в позднем плейстоцене увязывается с таковой Баффиновой Земли и Канадского архипелага [Andrews, Funder, Hjort, Imbrie, 1974; Boulton, 1979]. Доказывается отсутствие здесь сколько-нибудь значительного ледникового эпизода в интервале 18 000—20 000 лет назад [England, 1974] на основании радиоуглеродных дат, следов глубокого выветривания на высоких плато Канадской Арктики, изучения пыльцы и фораминифер из скважин в южной части лабдорского шельфа и широкого развития тундровых формаций в его береговой зоне в течение последних 21 000 лет.

Как можно видеть, в имеющихся сейчас материалах существует немало противоречий, что связано прежде всего с недостаточной изученностью ряда важных регионов. Что касается распространения ледниковых отложений, то нельзя отрицать их широкого присутствия как на шельфе, так и на севере Сибири. Однако приуроченность их к концу позднего плейстоцена в ряде случаев не доказана. Вполне возможно, что значительная часть этих отложений отвечает началу позднего плейстоцена или даже более ранним эпохам плейстоцена. На прилагаемой к публикации схеме (рис. 1), составленной А. А. Величко, М. А. Фаустовой, Л. Л. Исаевой, отражены максимальный и минимальный варианты распространения позднелейстоценового оледенения, укладываемые в диапазон существующих данных. В то же время не исключено, что реальное распространение ледниковых покровов может соответствовать какому-либо из промежуточных вариантов. Дальнейшая разработка проблемы реконструкции позднелейстоценового оледенения связана с изучением и датированием ледниковых образований в разных районах шельфа. Если в Европейском секторе Арктики ледники, спускавшиеся с возвышенных участков, скорее всего, закрывали большую часть шельфа, то для Сибирского сектора концепция об их широком развитии сталкивается с рядом трудностей. Возможно, что и здесь имело место широкое распространение льдов, в частности Новоземельского ледникового покрова, соединявшегося на шельфе с Гаймырским, однако, сартанский возраст его весьма сомнителен.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И.* и др. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 6.
- Арсланов Х. А., Евзеров В. Я., Тертычный Н. И.* и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (повойских слоев) на Кольском полуострове. — В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. Б.* и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977.
- Астахов В. И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Атласов Р. Р., Букреев В. А., Левина Н. В., Останин В. Е.* Особенности рельефа краевой зоны валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978.
- Величко А. А.* Проблемы реконструкции позднеплейстоценовых оледенений и ледниковых покровов на территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 6.
- Вознячук Л. Н.* К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, 1973.
- Гросвальд М. Г.* Последний Евразийский ледниковый покров. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Гудина В. И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеозоология морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976.
- Дибнер В. Д.* Геоморфология. — В кн.: Советская Арктика. М.: Наука, 1970.
- Исаева Л. Л.* Палеогеография четвертичного периода бассейна р. Нижняя Тунгуска. — В кн.: Пробл. изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1972.
- Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Крауш М. А., Сулержицкий Л. Д.* О возрасте и строении краевых ледниковых образований северного подножия плато Путорана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 46.
- Лавров А. С., Арсланов Х. А.* Возраст и генезис террас Печорской низменности: новые геохронологические и радиоуглеродные данные. — Речные системы и мелiorация, 1977, № 41.
- Лаврушин Ю. А.* Вопросы стратиграфии и палеогеографии Шницбергена в позднем плейстоцене. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеоздат, 1970.
- Лазуков Г. И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Макеев В. М., Арсланов Х. А., Гарутт В. Е.* Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 2.
- Матишов Г. Г.* О характере плейстоценового оледенения Баренцева шельфа. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. — Тр. Аркт. ин-та ГУСМП, 1948.
- Стрелков С. А.* Центры оледенения на севере Сибири, условия и стадии развития. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968.
- Троицкий Л. С., Пуниние Я.-М. К.* О плейстоценовых оледенениях в Шницбергене. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Асоокова В. Г.* Построение модели Баренцево-Кольского ледникового покрова

на актуалистическом подходе. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973.

Чеботарева Н. С., Макарычева И. А., Фаустова М. А. Ритмичность изменений природных условий на Русской равнине в валдайскую эпоху. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978, № 3.

Boulton G. S. A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. — *Boreas*, 1979, vol. 8, N 3.

Andrews J. T., Funder S., Hjort C., Imbrie J. Comparison of glacial chronology of eastern Baffin Island, East Greenland and the Camp Century accumulation record. — *Geology*, 1974, N 2.

Blake W. Studies of glacial history of Arctic Canada. Pumice, radiocarbon dates and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, N 7.

England J. Advance of the Greenland ice sheet onto northeastern Ellesmere Island. — *Nature*, 1974, vol. 25a.

Hjort C. Glaciation in Northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian. — *Boreas*, 1979, vol. 8, N 3.

В. И. АСТАХОВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ХОЛМИСТО-ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Происхождение холмисто-рядовых форм мезорельефа Западно-Сибирской равнины не раз обсуждалось в литературе. В эпоху мелкомасштабных геологических съемок 40—50-х гг. большинство таких образований картировалось в качестве конечных морен Уральского и Среднесибирского ледниковых покровов, а для наиболее крупных гряд предполагалось тектоническое происхождение [Соколов, 1960]. Позднее геологи ВНИГРИ и НИИГА подвергли критике эту концепцию и описывали параллельнорядовый рельеф как мерзлотные деформации выступов коренных пород (Ю. Ф. Андреев) или проявление гравитационно-оползневой тектоники (И. Л. Кузин).

В процессе этой дискуссии как сторонниками теории покровных оледенений, так и ее противниками рассматривалось в основном строение параллельнорядовых образований вне связи с другими формами мезорельефа и в отрыве от их регионального распространения и плановой конфигурации. Дело в том, что результаты мелкомасштабной геологической съемки показали, что расположение холмисто-рядовых форм существенно отличается от теоретически предсказанного концепцией горных центров покровного оледенения. Например, не поддавались объяснению широтные простирания таких гряд, как Сибирские Увалы, или обратная ожидаемой ориентировка дуг Мало-Сосьвинского амфиатра [Лунгерсгаузен, 1955]. Наиболее объективно холмистые гряды, противоречащие идее горных центров оледенения, были показаны на первой обзорной Карте отложений четвертичной системы Западной Сибири под редакцией С. А. Яковлева и С. В. Яковлевой [1956]. Каждая последующая сводная карта все более искажала ориентировку холмисто-рядового рельефа в попытках приспособить ее к схеме горных центров оледенения.

Материалы космической съемки и высотных аэросъемок показали, что ориентировка холмов и гряд Западной Сибири противоречит концепции горных центров оледенения. Одновременно увеличивалось количество находок западносибирского эрратического материала, занесенного ледником в пределы пограничных возвышенностей Урала и Средней Сибири. Все это побудило автора к ревизии материала геологических съемок и его новому обобщению на основе объективно генерализованного изображения ландшафта, полученного со спутника Земли. Дистанционное зондирование не только подтвердило результаты мелкомасштабных геологических съемок в отношении расположения холмисто-грядовых форм рельефа, но и существенно уточнило их. Оказалось, что подавляющая часть положительных форм рельефа (не только параллельногрядовых) образует закономерную систему субконцентрических по отношению к Карскому побережью поясов. Анализ литературных данных и выборочная полевая проверка убедила автора в том, что единственной мыслимой причиной такой регулярности расположения казалось бы разнородных геолого-геоморфологических объектов является их образование вдоль края ледникового щита, отступавшего на шельф Карского моря [Астахов, 1976].

Вторжение ледяных масс в Западную Сибирь с карского шельфа вполне согласуется с палеогляциологическими построениями как для среднего [Воронов, 1968], так и для позднего плейстоцена [Гросвальд, 1977]. Правда, существуют и альтернативные палеогляциологические гипотезы, допускающие движение льда только из горных центров. Решающим аргументом в этом споре должны быть не теоретические построения, а конкретный геологический материал. В пользу гипотезы шельфового центра оледенения свидетельствует следующее: 1) обломки западносибирских пород, занесенные в горы Урала и Средней Сибири; 2) конечноморенные дуги, обращенные дистальным скатом в сторону возвышенностей; 3) субширотно-концентрическая ориентировка холмисто-грядовых ансамблей и нормальная к ней ориентировка длинных осей валунов; 4) убогое содержание в западносибирских моренах кристаллических валунов и присутствие в них остатков арктических морских моллюсков; 5) малые мощности четвертичного покрова в центре низменности; 6) плотная брекчия из обломков меловых пород при отсутствии скальных валунов под тонким слоем голоценового ила на дне Карского моря; 7) озерные осадки с холодной палеоклиматической характеристикой, слагающие многочисленные подпрудные террасы в широких речных долинах бассейна Карского моря и на низких междуречьях [Астахов, 1978].

Концепция Карского центра оледенения позволяет не только логично истолковать загадочную прежде ориентировку параллельногрядовых форм рельефа, но и найти единую генетическую причину тесной пространственной связи крупных латобразных возвышенностей, параллельных гряд, аккумулятивных холмов, озерных впадин. Перечисленные формы, так же как и в области Скандинавских циклов оледенения, вполне образуют открытые к северу амфиатерры, которые являются древние языковые бассейны. Наиболее крупные гляциоморфные полузамкнутые и замкнутые ансамблими холмисто-грядовых форм рельефа,

отчетливо выражены на междуречьях Малая Хета— Енисей, Таз— Мессо, по южному побережью Байдарацкой губы, в районе озер системы Яррото на п-ове Ямал.

Рассмотрение холмисто-грядового рельефа в качестве единой системы краевых ледниковых форм позволяет лучше понять конкретный механизм их образования и наметить их основные типы. Среди них имеются как аналогичные изученным краевым формам области Скандинавского ледника, так и более редкие, обусловленные своеобразием геологического строения ледникового ложа в Западной Сибири. Удобно их классифицировать по степени гляциодинамического изменения пород субстрата.

Наименее интенсивное воздействие ледника на ложе отмечено пологими валообразными возвышенностями, протягивающимися на десятки и сотни километров. В их осевых частях близко к поверхности подходят глинистые толщи мезо-кайнозойских и четвертичных пород. Такова срединная часть Сибирских Увалов, Мужинский Урал, Ольховый хребет, Гыданская гряда, Большехетская гряда. Местами углы падения слагающих пород на крыльях валов достигают нескольких градусов, и тогда образуется куэстовая разновидность параллельногрядового рельефа, как это установлено для Большехетской гряды [Соколов, Кулаков, 1961]. Ядро последней сложено мощной глинистой толщей санчуговского горизонта, которая, согласно детальным исследованиям Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского [1975], является типичной основной мореной. Такие формы можно называть гляциоантиклиналями. Обычно они рассматривались как тектонические складки, но этому противоречат их нередкие фестонобразные очертания и слабая зависимость от глубинного структурного плана платформенного чехла. Гляциоантиклинэли, вероятнее всего, формировались вдоль края ледникового щита в результате нагнетания и выдавливания глинистых толщ в зоне наиболее высоких градиентов гидростатического давления, обусловленного ледниковой нагрузкой [Гросвальд, Иоффе, 1973].

Более интенсивное воздействие ледникового края на неконсолидированный субстрат проявилось в образовании пучков мелких линейных складок в мезо-кайнозойских породах. В плане они формируют открытые к северу дуги и полуэллипсы невысоких (до 10—15 м) параллельных гряд, нередко покрытых тонким слоем абляционных песков и галечников. В дислокации вовлечены породы разного возраста, включая и суглинистые пласты самых молодых основных морен. Местами изоклинальные складки осложнены надвигами. Типичными образованиями этого рода являются фестоны параллельных гряд Тазовского п-ова на р. Хадуттэ [Андреев, Белорусова, 1961], Малососьвинский амфитеатр [Лунгерсгаузен, 1955], дислокации восточного берега п-ова Гыдан [Троицкий, 1975]. Существенная роль глиняного диапиризма в их образовании подчеркивается дугообразной цепочкой гравитационных максимумов вдоль Хадуттэйских гряд [Астахов, 1978]. Линейные размеры таких гряд в общем возрастают с севера на юг от первых километров на п-ове Ямал до 180 км на междуречье Северная Сосьва— Малая Сосьва.

При резком боковом давлении выводящих ледниковых языков линейно-складчатые дислокации субстрата переходят в шарьжно-надвиговые структуры, т. е. слабо ассимилированные напорные морены, состоящие

из нагромождения пакетов отторгнутых рыхлых пород. Они также образуют дуги параллельных гряд, но более резкие (50—100 м относительной высоты), асимметричные и сравнительно небольших размеров (первые десятки километров в длину и первые километры в ширину). Такая напорная морена с чешуйчато-надвиговой структурой описана автором на Южном Ямале, где она замыкает с запада глубокую котловину оз. Тэтанто. Эта дугообразная гряда с обращенным к западу крутым дистальным склоном сложена интенсивно перемятыми песками, суглинками и галечниками верхнего плейстоцена [Астахов, 1978]. По рельефу и параллельнополосчатому рисунку своего аэрофотонизображения почти не отличаются от этой гряды и давно известные напорные морены высотой более 100 м, опоясывающие с запада оз. Маковское и Налимье [Земцов, 1964]. Глубокие озера внутри подобных моренных амфитеатров — следы омертвевших и растаявших ледниковых языков.

Следующая (по нарастанию интенсивности) стадия ледниковой переработки ложа связана с обычными ассимиляционными моренами, состоящими из брекчированных и переотложенных ледником у края ложа суглинков основной морены, озерных глин и флювиогляциальных песков. В плане это — серповидные массивные гряды, обычно с крутым проксимальным скатом (морены Собского амфитеатра на восточном склоне Урала), реже — крупные фестоны холмисто-озерного тандшафта (Сопкей, бассейн р. Агапа). Интересно, что большинство ассимиляционных морен приурочено к окраинам низменности, где ледники надвигались по субстрату из консолидированных палеозойских пород.

Крайним членом генетического ряда краевых образований Западной Сибири являются абляционные морены, состоящие из полностью перемятого тлыми водами материала. Это — крупные скопления изометрических, преимущественно песчаных холмов и озер, иногда сопровождающиеся радиальными озами. В типичном виде камовые плато и насыпные морены абляционного комплекса развиты на Нижнем Енисее — от ст. Ермаково до р. Хантайка. Здесь они образуют широкие (десятки километров) полосы, дугообразно окаймляющие Енисейскую гляциодепрессию. По-видимому, они сформированы при медленном таянии отчленившихся тонких краин периферического покрова. В центральной части равнины песчано-галечные абляционные холмы часто осложняют крупные гляциоантиклинали (Сибирские Увалы, Гыданская гряда).

Перечисленные типы холмов и гряд практически исчерпывают разнообразие положительных форм рельефа северной части равнины. Необходимо добавить, что помимо закономерной концентрически-поисной ориентировки гряд и холмов о генезисе говорит уже само их географическое положение: южнее широтного отрезка Оби подобные формы рельефа совершенно не известны. Тектоническое их происхождение, как указывалось выше, не может быть принято ввиду региональной ориентировки гряд и явно тангенциального характера связанных с ними поверхностных дислокаций, хотя, конечно, краевые панорамные образования, как и в других областях материковоголеденения, могут встречаться вдоль выступов доледникового рельефа в виде додеформированных поднятий.

Совершенно неверочным представляется моральное предостережение

столь грандиозных деформаций платформенного чехла — ни в областях древней криолитозоны, ни в районах наиболее ожесточенных мерзлотных условий современного Северо-Востока СССР дислокации с амплитудой в сотни метров и десятки километров по простиранию не известны. Зато аналогичные гляциодинамические явления неоднократно описывались в областях покровного оледенения с похожим строением субстрата, например, на севере ФРГ и ГДР и Канады [Флинт, 1968].

Нет смысла отрицать участие мерзлотных процессов в моделировке ледниковых гряд — выведенные гляциотектоникой на поверхность крутопадающие, сильно трещиноватые и слабо уплотненные породы, вероятно, представляли благоприятную среду для проникновения трещинных вод и развития процессов пучения в послеледниковое время. Однако эти процессы в Западной Сибири, как и в других областях зоны многолетней мерзлоты, проявляются ограниченно по разрезу и по площади и не могут идти в сравнение с размахом гляциотектонических нарушений.

Установление природы холмисто-грядовых форм рельефа Западной Сибири дает инструмент для реконструкции очертаний и динамики края плейстоценовых ледниковых покровов. Наиболее ценно для палеогеографического анализа то, что краевые образования отражают динамику оледенения на конкретных этапах дегляциации. Восстановление палеогляциологической ситуации только по терригенным компонентам ледниковых наносов значительно менее точно, так как состав эрратического материала обычно дает суммарную (осредненную) картину ледникового переноса за весь плейстоцен.

Зональные различия холмисто-грядовых образований позволяют в общем виде оконтурить области развития ледниковых покровов разного возраста. Южнее Сибирских Увалов в области максимального оледенения такие формы встречаются исключительно редко, будучи размыты талыми водами и подпрудными водоемами более поздних ледниковых эпох. Следы динамического воздействия ледника на породы ложа здесь можно наблюдать преимущественно в разрезе — в виде складок и отторженцев.

Вдоль Сибирских Увалов холмисто-грядовые дислокации субстрата достигают наибольшего размаха и образуют самые крупные положительные формы рельефа, сопоставимые по размерам с региональными тектоническими блоками. В районах крупных депрессий долин Оби, Енисея, верховий Таза гляциодислокации сопровождаются сгуживанием в краевых зонах мощных толщ основной морены (Белогорский материк, Худосей—Ширтинское междуречье, Енисейская впадина). Эта область обычно относится к тазовскому оледенению.

В центральной части равнины между Полярным кругом и Сибирскими Увалами холмисто-грядовые формы дислоцированного субстрата встречаются часто, но фрагментарно, и слабо выделяются в рельефе, так как подверглись сильному размыву водами позднеледниковых приледниковых водоемов. Все же и здесь можно проследить широтный пояс маргинальных гряд, тянувшийся примерно по 65° с. ш. от верховий р. Лесмигга в Зауралье через верховья рр. Курочат, Айвак, Кавелька к костинским моренам на Енисее. Эта стадия (надымская) может соответствовать ранневалдайскому оледенению. Севернее надымских краевых образований не встречаются подпружноозерные террасы с абс. отметками более 80 м.

Наилучшую сохранность имеет субширотный пояс холмисто-грядовых форм рельефа, прослеживающийся вдоль Полярного круга от Салехарда через основание Тазовского п-ова к моренным нагромождениям бассейна р. Турухан и устья р. Курейка. В плане он имеет типичную для краевой ледниковой зоны фестончатую форму. Единичные радиоуглеродные даты и отсутствие к северу от Полярного круга покровных суглинков позволяют отнести всю заполярную часть равнины к области последнего (поздневалдайского) оледенения. Расположение грядовых ансамблей в этой области однозначно указывает на растекание льда из центральной части карского шельфа на юг по Енисейскому заливу, Гыданской, Обской и Байдарацкой губам в обход высоких горных массивов Полярного Урала.

Движение позднеплейстоценовых ледниковых масс с севера на юг хорошо прослеживается на Полярном Урале, где дугообразные фестоны холмисто-озерных моренных ландшафтов располагаются субширотно, опираясь флангами на меридиональные тектонические эскарпы (Верхнекарский амфитеатр на западном и Сопкейский на восточном склоне Урала). Чрезвычайно характерно, что дуги молодых напорных морен горного оледенения появляются в восточных предгорьях только к югу от г. Лабитнанга (Собский амфитеатр), т. е. за пределами развития аллохтонных ледяных масс шельфового покрова. Только здесь, у 66° с. ш., уральские морены выдвигаются на 25—30 км от фронта гор, почти до долины Оби. Во всех других пунктах верхнеплейстоценовые морены не распространяются из гор далее 3—7 км, а у 64° с. ш. уже целиком располагаются выше 300-метровой горизонтали.

Аналогичная картина наблюдается и в приенисейской Сибири, где крайний западный моренный амфитеатр, открытый в сторону плоскогорья, отмечен восточнее г. Игарка (оз. Рубча). Все другие холмисто-грядовые образования долины Енисея четко обрисовывают меридиональный Енисейский ледниковый поток, некоторые языки которого вдвигались в горные долины с отметками до 250 м на р. Курейка (г. Типтур) и до 400 м на Норильском плато.

Таким образом, конфигурация маргинальных холмисто-грядовых форм с несомненностью указывает на незначительную роль горных источников льда во время последней кульминации наземного оледенения. Если в первую половину ледниковой эпохи горные ледники и растекались по северным равнинам, то никаких следов такого движения в рельефе не осталось — горные морены севернее Полярного круга уничтожены надвигавшимися с шельфа ледяными массами.

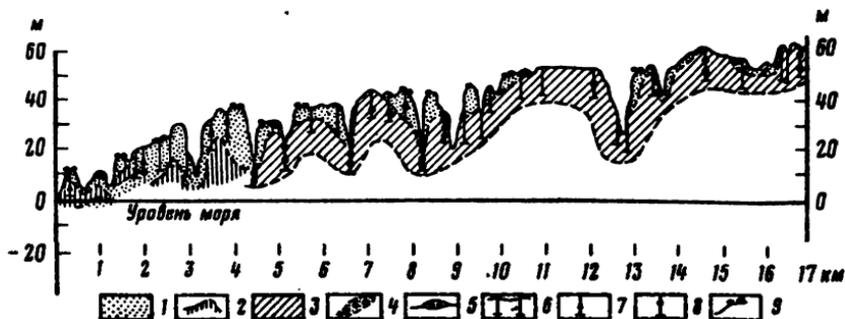
ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М. Геологическое строение Тазовского полуострова. — Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 186, Геол. сб. 6.
- Асташев В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
- Асташев В. И. О Карском центре покровного оледенения Байдарской Сибири. — В кн.: Современное и древнее оледенение равнинных территорий России СССР. М., ВГО, 1978.
- Корочин В. С. Очерки о закономерностях морфометрии равнинного рельефа. М.: Наука, 1968.

- Гросвальд М. Г.* Последний Евразийский ледниковый покров. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Гросвальд М. Г., Иоффе Д. Я.* Гляцигенные складки нагнетания в осадочных породах ледникового ложа и их значение для палеогеографии. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1973, вып. 21.
- Захаров Ю. Ф.* Параллельногрядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, т. 3.
- Земцов А. А.* Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири. — Гляциология Алтая, 1964, вып. 3.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: 1975.
- Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000/ Под ред. С. А. Яковлева и С. В. Яковлевой. Л.: ВСЕГЕИ, 1958.
- Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000/ Под ред. Г. С. Ганешина. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
- Лунгергаузен Г. Ф.* Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири: (очерк новейших тектонических движений). — Сов. геол., 1955, сб. 45.
- Рудкевич М. Я.* К вопросу о строении поднятия Мужинский Урал. — Тр. СНИИГГиМС, 1961, вып. 14.
- Соколов В. Н.* Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. — Тр. НИИГА, 1960, т. 100.
- Соколов В. Н., Кулаков Ю. Н.* Использование геолого-геоморфологического картирования в закрытых районах для нефтепоисковых работ. — Тр. НИИГА, 1961, т. 123, вып. 16.
- Троицкий С. Л.* Современный антигляциализм: (критический очерк). М.: Наука, 1975.
- Флинт Р. Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1963.

И. М. БОЙКОВА, Ю. Н. ГРИБЧЕНКО, В. П. НЕЧАЕВ
РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ЯМАЛА
(побережье залива Мутный)

Ниже рассматриваются результаты полевых исследований и лабораторного изучения одного из участков западного побережья п-ова Ямал. Работы проводились на участке, протянувшемся относительно узкой полосой от побережья Байдарацкой губы (напротив северной оконечности о. Литке) в глубь полуострова примерно на 20 км. Район исследований включал в себя один из самых возвышенных участков Ямала — отроги возвышенности Хой, расположенной к северо-западу от оз. Ямбуто. Здесь эта гряда с абсолютными отметками до 90 м четко отделяет впадину Байдарацкой губы от низменного побережья полуострова к северу от 70° с. ш. По материалам бурения и маршрутных съемок был составлен схематический геолого-геоморфологический профиль от побережья залива в сторону водораздела. Как видно из приводимого профиля (рисунк), в глубь полуострова происходит довольно быстрое повышение абсолютных отметок и на расстоянии всего 7 км от залива фиксируются максимальные для района исследований абсолютные отметки 60—63 м. Затем начи-



Схематический геолого-геоморфологический профиль побережья залива Мутный (Западный Ямал)

1 — тонкопесчаные и пылеватые пески Q_{II}^{2-4} ; 2 — высокольдистые супесчано-суглинистые отложения Q_{II}^{2-4} ; 3 — суглинистые отложения Q_{II}^{2-4} ; 4 — ритмично-слоистые супесчано-песчаные отложения Q_{II}^{2-4} ; 5 — торфяники Q_{IV} ; 6 — скважины; 7 — засоленные грунты; 8 — незасоленные грунты; 9 — каменные мостовые

нается понижение уровня (на профиле не приводится) к долине р. Невьяха и здесь абсолютные отметки опускаются до 25—30 м. Таким образом, гипсометрически гряда выделяется достаточно отчетливо.

В структурном плане гряда соответствует локальной положительной морфоструктуре второго порядка в пределах Нурминского мегавала. Согласно имеющимся данным [Варламов и др., 1967], вдоль прибрежной части гряды проходит линия нулевых амплитуд новейших (олигоцен-четвертичных) тектонических движений. К побережью Байдарацкой губы неотектонические опускания составили до 100 м, в глубь полуострова территория испытывала воздымание на 50 м и более. Такие дифференцированные неотектонические движения оказали существенное влияние на формирование рельефа.

Центральная часть гряды сильно расчленена оврагами и балками. Глубина эрозионного вреза достигает здесь 25—30 м, центральная часть водораздела активно разрушается современными эрозионными процессами и местами сужается до нескольких сот метров. Местами поверхность приобретает типичный овражно-балочный рельеф. Днища балок плоские, заболоченные, часто нарушенные новейшими врезами до 2—3 м. Наиболее крупные балки имеют террасированные борта, так местами можно выделять террасу высотой 6—10 м над днищем балок. Большое значение имеет экспозиция склонов. Овраги и балки, ориентированные широтно, имеют, как правило, четкую асимметрию склонов. Склоны северной экспозиции обрывисты, обнажены. По мерзлоте основанию происходят обвалы и оседания крупных блоков грунта, которые погребают снежники, часто располагающиеся у основания склонов северной экспозиции. Склоны южной экспозиции пологие, задернованные, покрыты солифлюкционными микротеррасами. Вообще обилие склонов и наличие многолетней мерзлоты в условиях достаточно влажного (криогумидного) климата западного Ямала обуславливает очень широкое развитие солифлюкционных процессов. Переувлажненный оглеенный мерзлоте слой водоразделов активно вовлекается в солифлюкционные перемещения уже при самых небольших уклонах. Там, где встречаются значительные площади водоразделов в пространстве, появляются плоско-

бугристые торфяники с полигональножильным льдом. Размеры полигонов составляют в среднем в поперечнике 10—15 м, глубина полигональных ложбин достигает 1 м. Часто эти ложбины сопряжены с полюсами стока и отвержками растущих оврагов. Однако в целом крупные массивы плоскобугристых торфяников с полигональножильным льдом более характерны для низких гипсометрических уровней.

На абсолютных отметках ниже 35—40 м развита плоская и слабovol-нистая поверхность, пологонаклонная к зал. Мутный. Заканчивается она абразионным уступом, возвышающимся над пляжем на высоту 10—15 м. Глубина эрозионного расчленения здесь не превышает, как правило, 15—20 м. Депрессии рельефа заняты цепью крупных озер (с глубиной не более 2—3 м), широко развиты плоскобугристые торфяники. На относительно возвышенных сухих элементах рельефа, сложенных песками, широко распространены морозобойные полигоны пяти- и шестиугольной формы, диаметром, как правило, не более 4—6 м. В разрезе полигональным ложбинкам (не более 10—20 см глубиной) соответствуют грунтовые жилы, выполненные гумусированным материалом. Размеры жил по вертикали составляют 0,6—0,7 м, они не достигают кровли многолетней мерзлоты и полностью расположены в пределах деятельного слоя. Такие классические формы мерзлотного микрорельефа Ямала, как пятна-медальоны, развиты повсеместно. Они встречаются как на песчаном, так и на суглинистом субстрате.

Большое распространение в пределах исследованной территории имеют так называемые песчаные раздувы. Они имеют вид ограниченных участков размером от нескольких десятков до нескольких сот метров квадратных и приурочены, как правило, к верхней части склонов долин. Здесь на поверхности часто залегают большое количество гравийно-галечного материала преимущественно кристаллических пород, образующего каменные мостовые. Среди галек и гравия встречаются также отдельные валуны диаметром более 0,5 м. Многие валуны несут следы криогенного выветривания и эоловой обработки.

Необходимо отметить существенную роль ветра в преобразовании рельефа. Практически все придолинные участки, сложенные супесчано-песчаными отложениями, это — чередования песчаных раздувов и останцов. Тонкий песок и пыль выносятся из долины и отлагаются на водораздельных пространствах. Наносы эолового материала четко фиксируются в верхней части профилей тундрово-глеевых почв.

Материнской породой почв высоких водораздельных поверхностей (на абс. высотах более 40 м) являются буровато-серые, коричневатосерые суглинки с отдельными прослоями более грубодисперсного материала. По материалам бурения и изучения естественных обнажений мощность их составляет не менее 30—40 м. По направлению к заливу кровля их опускается до абсолютных высот 10—15 м и менее. Местами они выходят в цоколе абразионного уступа зал. Мутный. Суглинки членисты, как правило, обломочного материала и в них часто фиксируются прослойки и пропластки темносерого гумусированного материала. В таком состоянии суглинки имеют четкую структурную отдельность, связанную очевидно, с вытравливанием сегрегационного льда. Грани структурных отдельностей имеют поперечник 0,5—3,0 см. По границам

интенсивно развиты пленки бурого ожелезнения. В мерзлом состоянии суглинки имеют слоистую и сетчатую криогенные текстуры. Шлировая льдистость вниз по разрезу уменьшается и не превышает в среднем 15%. Особенности криогенного строения свидетельствуют об эпигенетическом типе промерзания этих отложений. Минеральные прослои между шлирами льда значительно уплотнены и имеют объемный вес 2,02—2,04 г/см³. На некоторых участках абразивного уступа к заливу в основании суглинков фиксируются пласты льда, расположенные ниже уреза воды.

Графики механического состава суглинков часто имеют отчетливый двухвершинный характер — для фракции крупной пыли и для глинистых частиц, что характерно для донных отложений открытого шельфа северных морей [Данилов, 1978]. Потери при прокаливании (гумус) составляют 3—4%, что говорит о высоком содержании органики в суглинках. Анализы химического состава водных вытяжек из суглинков указывают на хлоридный тип засоления. Среди анионов резко преобладают ионы хлора, среди катионов — ионы натрия и калия.

Геологические условия залегания суглинистых толщ, слагающих наиболее возвышенные водоразделы, а также особенности их вещественного состава позволяют датировать время их образования казанцевским межледниковьем. По направлению к побережью залива, а также к наиболее крупным долинам, проникающим в центральные части гряды, охарактеризованные выше суглинки замещаются песчаными и супесчано-песчаными отложениями. Эти отложения по эрозионному контакту прислонены к казанцевским суглинкам. В ряде разрезов бортов долин можно наблюдать четкий эрозионный контакт между суглинками и перекрывающими их осадками. По контакту отмечаются базальные горизонты, обогащенные грубообломочным материалом и железистыми конкрециями. Борты крупных долин и оврагов в центральной части гряды (с абсолютными отметками более 40—45 м) сложены, как правило, ритмично-слоистыми толщами, состоящими из чередования светло-серых тонкозернистых песков, обогащенных детритом, и прослоев суглинков и супесей сизого и серого цвета мощностью 5—20 см. Общая мощность этих отложений превышает 10 м, грубообломочный материал в их составе отсутствует, однако на поверхности в пределах песчаных раздувов также встречены каменные мостовые. Выполнение всех депрессий рельефа супесчано-песчаными отложениями — характерная черта геологического строения центральной части гряды.

Более широко песчаные отложения развиты на гипсометрических уровнях от 10—15 до 35—40 м. Здесь они слагают основные пространства водоразделов и составляют значительную часть разреза.

Представлены они тонкозернистыми пылеватыми песками, желтовато-серыми, в мерзлом состоянии с отчетливым сизоватым оттенком. Пески — косослоистые, слоистость подчеркивается линзочками и пропластками коричневатого детрита мощностью до 1—2 мм. Характерной особенностью механического состава этих отложений является высокий процент (до 40—45%) пылеватой фракции и почти полное отсутствие глинистых частиц (не более 2—3%). Несмотря на невысокое содержание детритом, общее содержание органики невысокое и не превышает 0,5—1,0%. Пески имеют массивную криогенную текстуру, в мерзлом состоянии

лед-цемент. Химический состав водной вытяжки из песчаных грунтов показал, что они содержат по сравнению с казанцевскими суглинками в несколько раз меньше ионов хлора, натрия и калия и не засолены. Иногда в песках содержатся прослойки и линзы более тонкодисперсного материала — пылеватых супесей и суглинков. В отличие от суглинков казанцевской эпохи они не засолены и отличаются значительно более высокой льдистостью: средняя льдистость за счет сегрегационного льда превышает 25%, в некоторых случаях суглинки имеют атакситовую криогенную текстуру. При оттаивании высокольдистые супеси и суглинки переходят в текучее состояние.

В ряде обнажений у залива в высокольдистых оторфованных супесях и суглинках встречены сингенетические полигонально-жильные льды. Концы жил расположены ниже современного уреза воды, а сами полигональные льды активно разрушаются волновыми процессами.

Геологические условия залегания супесчано-песчаных отложений, особенности их криогенного строения и вещественного состава позволяют определить их как прибрежно-морские и лайдовые фации, сформировавшиеся в условиях опресненного ингрессионного бассейна в холодный период позднего плейстоцена (зыряно-сартанское оледенение).

С завершающими этапами образования этих отложений связано, очевидно, и накопление гравийно-галечного материала. Обычно по разрезу пылеватые пески не содержат грубообломочного материала. Под песчаными раздувами с каменными мостовыми грубообломочный материал не наблюдается ниже глубины 0,5—1,0 м, основное же его скопление фиксируется на дневной поверхности раздувов. Шурфы, заложенные в пределах песчаных раздувов, не выявили следов вымораживания обломочного материала с глубины. Степень окатанности обломков различна. Наряду с хорошо окатанной галькой округлой и округлоуплощенной формы отмечается значительное количество плохо окатанного и совершенно не окатанного гравия. Среди большого числа просмотренного материала не отмечено ни одного образца со следами ледниковой обработки. В целом материал может указывать на смешение обломков из различных по генезису отложений с последующей слабой обработкой при транспортировке и значительной эоловой обработкой уже на дневной поверхности.

Состав обломков довольно разнообразен. Основное количество принадлежит кварцу, песчаникам, окварцованному известняку, кремнистым и филлитовым сланцам, а также габброидам и гранитоидам. Встречаются амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты. Было отмечено наличие крупной гальки малиново-красных кварцитовидных песчаников. Встречаются также обломки мергелей, серых известняков и известковистых песчаников остроугольной формы.

Такое разнообразие пород позволяет предполагать влияние различных источников сноса обломочного материала. Судя по наличию гипербазитов, габброидов и гранитоидов, можно выделить два наиболее вероятных источника сноса валунного материала — Новая Земля и Пай-Хой. При анализе данных по геологии и петрографии этих районов [Геология Советской Арктики, 1957; Геология СССР, т. II, 1963] установлено, что именно на Пай-Хое в долине р. Кара отмечаются выходы большей части пород, встреченных на изучавшейся территории.

Следует отметить, что на исследованной территории побережья западного Ямала не обнаружены ни геоморфологические, ни литологические следы позднплейстоценового покровного оледенения.

История формирования отложений представляется следующим образом. Казанцевская морская равнина (отложения представлены суглинистым материалом, отлагавшимся в условиях открытого шельфа) впоследствии, при осушении, подвергалась активному эрозионному расчленению. При этом образовались глубокие долины север-северо-восточного простирания. В дальнейшем, в холодных условиях позднего плейстоцена, существовал ингрессионный опресненный бассейн, связанный, возможно, с существованием покровного оледенения. Уровень этого бассейна мог быть на несколько десятков метров выше современного уровня моря. Бассейн простирался на 5—10 км к северу от современной береговой линии, а по древним долинам проникал в глубь п-ова Ямал. С существованием этого холодного бассейна и покровных оледенений по его периферии связан и разнос грубообломочного материала и валунов айсбергами и плавучими льдами в заключительную фазу существования бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Варламов И. П.* и др. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1 : 2 500 000. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1967.
Геология Советской Арктики. — Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, т. 81.
Геология СССР. М.: Недра, 1963, Т. 2.
Данилов И. Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Ю. Б. ФАЙНЕР, Т. Г. ФАЙНЕР

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Палеогеографические реконструкции верхнеплейстоценового оледенения севера Сибири на данной стадии изучения этой проблемы не могут обойтись без анализа взаимоотношения нагорных — Путоранского и Таймырского и шельфового — Карского ледников. Идеи С. В. Обручева, Н. Н. Урванцева, теоретические разработки М. Г. Гросвальда, В. Д. Дибнера, П. С. Воронова и С. А. Стрелкова, получившие новые фактические подтверждения, заставляют пересматривать многие старые палеогеографические представления.

Эта проблема уже неоднократно обсуждалась в литературе. Детально проанализирован фактический материал, на котором сделаны все построения [Астахов, 1974; Файнер, Митачкина, 1974; Астахов, 1976; Исаева и др., 1976; Троицкий, 1975; Каплянская, Тарноградский, 1975]; описана динамика ледниковых покровов, пути движения ледниковых языков с шельфа и нагорных центров [Астахов, Файнер, 1975; Астахов, 1976; Файнер, Астахов, 1978]. Тем не менее все еще остается неясной роль каждого из ледниковых центров в покровном оледенении севера Сибири и их взаимоотношение в эпохи кульминации и деградации. Мы все еще не знаем, был ли такой механизм развития для всех ледниковых центров.

Как обычно в подобных случаях, одни и те же факты интерпретируются отнюдь не однозначно, что прежде всего объясняется недостаточностью наших знаний как о формировании обломочного материала морен, так и восстановлении путей движения ледников по ориентировке ледниковых форм. Так, например, совершенно неясно, как изменится вещественный состав морены при смещении центра оледенения с материка на шельф. Одни и те же ледниковые формы — моренные валы и долины стока ледниковых вод — при дешифрировании аэрофотоснимков могут быть приняты как за радиальные, так и за маргинальные, тем более что пути движения некоторых ледниковых потоков с нагорных Путоранского и Таймырского и шельфового Карского центров взаимно перпендикулярны.

В восстановлении динамики плейстоценового оледенения севера Сибири Приенисейскому району принадлежит особая роль. Здесь располагаются крупнейшие центры оледенения — Путоранский и Таймырский. Енисейская депрессия во все эпохи оледенения была вместилищем крупнейшего ледникового потока, а хорошая обнаженность по долинам Енисея и его притоков дает обширный материал для изучения всех четвертичных оледенений.

Особый интерес представляет анализ вещественного состава морен Енисейской депрессии. Принято считать, что состав морены в целом определяется характером ложа ледника в зоне ближнего переотложения. Следовательно, представляется очевидным, что, попадая в Енисейскую депрессию и пройдя по ней некоторое расстояние, ледниковые потоки, вне зависимости от того, откуда они идут — с плато Путорана, Таймыра или Карского шельфа, оставят морену, вещественный состав которой будет отвечать составу ложа депрессии. Естественно, что в составе обломочного материала морен должен быть отражен и состав пород ложа ледника на всем его пути до Енисейской депрессии. Именно этот обломочный материал дальнего переотложения, поступающий в депрессию из зоны экзарации, и представляет особенный интерес для палеогеографических реконструкций.

В долине Енисея лучше всего обнажена зырянская морена. Практически повсюду она залегает на отложениях казанцевского межледниковья, и их минералогический состав имеет много общего. Впрочем, давно известно, что основным источником обломочного материала как ледниковых, так и межледниковых отложений Енисейской депрессии была Сибирская платформа и в меньшей степени меловые породы ложа депрессии. Однако вещественный состав зырянской морены имеет свои особенности.

По сравнению с казанцевскими отложениями морена разубожена полимиктовым материалом. На отрезке от р. Фотьяниха до г. Игарка количество основного плагноклаза увеличивается в морене в среднем на 12%, пироксена — на 6%, количество кварца уменьшается на 13%, ильменита с магнетитом — на 5%. Не описано случаев обогащения зырянской морены устойчивыми минералами, что указывало бы на приток обломочного материала со стороны богатых кварцем мезозойско-провинций Западной Сибири. Однородный минералогический состав морены по всей ее мощности (Шумилова, Бузулуцков, 1971) как будто говорит о неизменном источнике обломочного материала зырянской морены: Енисейской депрессии на протяжении всего равного ворма.

Полоса свежих боковых морен, протягивающаяся на 1000 км по левобережью Енисея от его устья до долины р. Елогуй, также закрывает все пути поступления обломочного материала с северо-запада, оставляя открытым лишь п-ова Таймырский и Гыданский. Однако изучение крупнообломочного материала морен, проведенное по методике валунного опробования А. С. Лаврова [1976], свидетельствует о том, что минералогический метод исследования дает не совсем верное представление о формировании естественного состава морен.

По данным 34 проб, отобранных от устья р. Фотьяниха до г. Игарка, крупнообломочный материал зырянской морены представлен в основном породами трапповой формации — габбро, долеритами, базальтами, диабазами, туфами, которые составляют 24,4—63,5%, в среднем 45% обломков. Даже в непосредственной близости от обнажений доломитов, известняков и мергелей Туруханской антиклинали и долины р. Сухариха основные породы преобладают над карбонатными (в среднем 40% против 35%). Таким образом, крупнообломочный материал морены был в основном сформирован еще до прихода ледников в Енисейскую депрессию — в пределах Сибирской платформы. Подобные же данные получены и С. Л. Троицким [1975]. В проанализированных им 25 точках, удаленных от горного обрамления на расстоянии от 10 до 400 км, количество местных мезо-кайнозойских обломков не превышает 19%, составляя в среднем 1,6%. Вся остальная масса обломочного материала представлена экзотическими породами, среди которых преобладают траппы. Таким образом, данные минералогического состава дают неполное и временами неверное представление о формировании кластического материала морен. Пока что немногочисленные факты свидетельствуют о том, что распределен этот материал в толще морены неравномерно.

Из 24 опробованных обнажений в 5, где морена достигала наибольшей мощности, пробы отбирались из ее подошвы и кровли. Особенно заметно изменение состава обломочного материала из сопоставления количества доминирующих в морене обломков основных и карбонатных пород. Как видно по приведенной таблице, в основании морены пород трапповой формации на 6—14% больше, а карбонатных на 3—11% меньше, чем в ее верхней части, что свидетельствует о смене питающих петрографических провинций по мере формирования морены. Если в начальные фазы развития оледенения основные ледниковые потоки, обогащенные трапповым комплексом пород, шли с плато Путорана, то в конечные фазы доминировал собственно Енисейский поток, формирующийся за счет ледников на Таймыре и, вероятно, на Гыданском п-ове. Он обогащался обломками карбонатных пород непосредственно в долине Енисея за счет Сухарихинского и Туруханского выступов, а Средняя Сибирь по-прежнему представляла преимущественно трапповый материал. Только постоянным притоком обломочного материала с востока — с трапповой петрографической провинции — можно объяснить такое равномерное обогащение основными породами всех четвертичных морен Енисейской депрессии на всем ее тысячекиллометровом протяжении от устья Енисея до Келлог-Тевдического поднятия.

Палеогеография позднеледниковой — сарганской морены еще более сложна и противоречива, хотя она имела ограниченное развитие, а отдельные его стадии могут быть датированы радиоуглеродом.

На правобережье Енисея, в г. Игарка, у рыбацкого парка, обнаружено

Петрографический состав обломочного материала

М пробы		Место взятия пробы	Породы трапповой формации, %		Карбонатные породы, %	
подошва	кровля		подошва	кровля	подошва	кровля
261	261а	Пунковский Яр 0,8 км ниже устья р. Де- вятыха	54,4	48,2	21,3	33,2
262	262а		54,7	40,7	24,2	33,6
263	263а	1,5 км ниже устья р. Де- вятыха	55,7	44,4	14,3	17,2
270	270а	3,7 км выше устья р. Де- вятыха	50,5	40,8	24,7	18,0
251	251а	2,0 км выше Марково	48,6	37,7	8,1	11,5
Среднее			53,0	42,4	20,5	22,5

пока что единственное на Енисее и в Средней Сибири обнажение валунных суглинков, залегающих на достоверно каргинских осадках, возраст которых по древесине определен в $34\ 800 \pm 800$ лет назад (ГИН-1895). Подобные же обнажения описаны С. Л. Тронцим [1967] в низовьях р. Малая Хета и Л. Л. Исаевой с соавторами [1976] в Северо-Сибирской низменности, у подножья плато Путорана. Эти факты вступают в противоречие со всеми ранее известными, свидетельствующими о том, что каргинский аллювий и отложения Фарковской равнины, возраст которых определяется $35\ 000$ — $50\ 000$ лет, вложены в зырянскую морену и ту ее часть, которая благодаря очень «свежему» облику ледниковых форм относилась к сартанской. Единое поле мертвого льда — наиболее свежие ледниковых форм на лево- и правобережье Енисея к северу от устья р. Сухариха — разделено озерно-ледниковыми глинами, минимальный возраст которых по древесине из шахты Игарской мерзлотной станции $21\ 350 \pm 650$ лет назад (ГИН-28), а максимальный превышает $50\ 000$ лет назад (ГИН-327) [Кинд, 1974]. Таким образом, если Игарское обнажение свидетельствует о сартанском возрасте молодых ледниковых форм, то все остальные факты говорят о том, что эти формы нужно относить к ранневюрмскому — зырянскому, ермаковскому оледенению. В последнем случае формирование очень свежего рельефа мертвого льда нужно объяснять процессом современного термокарста, который сейчас наблюдается в долине Енисея. Подобное явление описано нами в 1977 г. на правобережье Енисея у станка Денежкино. Здесь термокарстовая полость диаметром 150 — 180 м образовалась благодаря вытаяванию льда в толще зырянской морены, возраст которой по радиоуглероду из древесной щепы превышает $50\ 000$ лет назад (ГИН-1892), а перекрывающих морену маломощных песков — $43\ 100 \pm 1000$ лет назад (ГИН-1894). Большое количество крупных стволов деревьев, возраст которых по радиоуглероду составляет 1270 ± 100 лет назад (ГИН-1893) вмыто в зырянскую морену в одной из стенок термокарстовой полости. Подобный же термокарст в долине р. Горбиачин со стволами деревьев голоценового возраста от 1490 ± 70 до 6060 ± 50 лет назад (ГИН-1887—1891) свидетельствует о том, что процесс «омоложения» рельефа и образо-

вания очень свежих термокарстовых форм происходил на протяжении всего голоцена.

На данной стадии изучения позднеплейстоценового оледенения севера Сибири трудно сказать, к какому оледенению относятся ледниковые формы «свежего облика» — зырянскому или сартанскому. Второе кажется более логичным, объясняющим взаимоотношение зырянской морены с каргинскими, фарковскими и вальковскими отложениями. Однако он ограничивает распространение сартанского оледенения поясом конечных морен норильской стадии, то есть оледенение практически не выходило за пределы плато Путорана. В таком случае позднезурьмская морена на каргинском аллювии в низовьях р. Малая Хета и на Северо-Сибирской низменности образована таймырскими и гыданскими ледниками, которые в эту эпоху были более активными, чем путоранские.

Прослеживание позднеплейстоценовых аккумулятивных ледниковых форм от подножья плато Путорана, Хантайско-Пясинской долины и низовьев р. Курейка показало, что очень свежие ледниковые формы протягиваются на юг до Мундуйского и Пашкинского моренных валов на правобережье Нижней Тунгуски, конечных морен у озер Налимье и Маковское на западе, на левобережье Енисея, и Ньяпанского моренного вала на севере Хантайско-Пясинской долины. Далее на юг по направлению основного ледникового потока степень сохранности ледниковых форм уменьшается. Однако в дистальной части этого ледникового потока — в низовьях рек Малая Варламовка, Бахта и Елогуй — это все еще очень молодые формы, слабо отличающиеся от тех, которые находятся в проксимальной части потока, в низовьях Нижней и Сухой Тунгусок. Подобные аккумулятивные формы по обе стороны Мундуйского вала лишь условно можно назвать разновозрастными.

Ледниковые формы такой хорошей и сходной степени сохранности не могут принадлежать разным оледенениям. Нужно согласиться с мнением С. Л. Троицкого [1967, 1975] о том, что они ограничивают крупную лопасть зырянского ледника; в аккумулятивных образованиях этой лопасти участвуют как ранние, так и поздние морены. Все это, безусловно, различные стадии раннезурьмского — зырянского оледенения.

Эти далеко не новые идеи приходится возрождать после проведения специализированной съемки четвертичных отложений, при которой удалось проследить все ледниковые потоки от центров оледенения на плато Путорана и шельфе Карского моря до зоны конечноморенного ландшафта на правобережье Подкаменной Тунгуски.

Все сказанное позволяет утверждать, что зырянское оледенение в Приенисейской Сибири имело значительно большие размеры, чем это представлялось ранее. Ледниковые потоки его ранних стадий протягивались почти до устья Подкаменной Тунгуски, а поздние фиксируются поясами конечных морен на окраинах плато и в его пределах.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахов В. И. Краевые ледниковые образования и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена бассейна верхней Печоры — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 11.
- Астахов В. И. Геологические доказательства центра оледенения в Сибири — оледенения на Карском шельфе. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
- Астахов В. И., Файнер Ю. В. Следы движения ледяных лавин — ледников в Приенисейской Сибири. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.

- Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Крауш М. А., Сулержицкий Л. Д. О возрасте и строении краевых ледниковых образований у северного подножья плато Путорана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 45.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенения и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: 1975.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Лавров А. С. Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. — Экспресс-информация ВИЭМ. Общая и региональная геология. Геологическое картирование. 1976, № 10.
- Троицкий С. Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6.
- Троицкий С. Л. Современный антигляциализм. М.: Наука, 1975.
- Файнер Ю. Б., Митачкина Т. Г. Литология ледниковых отложений и источники бокситовой гальки западной окраины Среднесибирского плоскогорья. — Сов. геология, 1974, № 10.
- Файнер Ю. Б., Астахов В. И. Литология основных морен, ледниковый рельеф и особенности движения ледников в Приенисейской Сибири. — В кн.: Основные морены материковых оледенений. М.: Наука, 1978.
- Шумилова Е. В., Бузулуцков Ф. С. Минералого-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения. — В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. М.: Наука, 1971.

В. Г. БЕСПАЛЫЙ, Т. Д. ДАВИДОВИЧ, В. Ф. ИВАНОВ, А. В. ЛОЖКИН
ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЭПОХИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ
В РАЙОНЕ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Побережье Пенжинской губы — прекрасный объект для изучения новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Приохотья. В береговых обрывах вскрываются осадки позднего плейстоцена, среди которых выделяются морены тылхойского и хайминкинского оледенений и разделяющие их осадки пенжинского межледниковья.

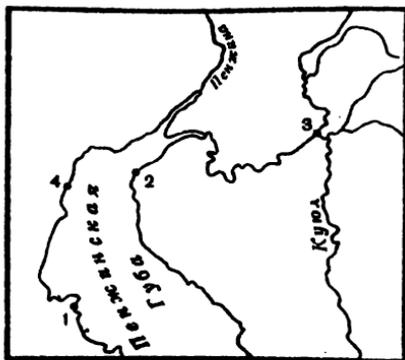
Обе эти морены и разделяющие их отложения описаны В. Ф. Ивановым в 1,5 км к востоку от пос. Ханмички (рис. 1, 1). В этом разрезе непосредственно под почвенным слоем залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Торф, светло-бурый в верхней части и черный в нижней, уплотняющийся книзу	1,9
2. Сизовато-серая глина и суглинок с черными и бурыми пятнами	0,8—1,0
3. Плотный серый суглинок со щебнем, галькой и мелкими валунами	4,2
4. Торф плотный, слоистый, с линзами супесей и суглинков	1,2
5. Суглинок серый и темно-серый с растительным детритом	0,5—0,6
6. Валунно-щебнистые образования с песчано-суглинистым заполнителем на неогеновых конгломератах по резкой неровной границе.	50—12

Для обоих горизонтов торфа получены радиоуглеродные датировки верхнего — 8160 ± 50 лет назад (МАГ-211) и 7700 ± 50 лет назад

Рис. 1. Схема расположения разрезов, охарактеризованных в тексте статьи

1 — Хаймички, 2 — Шестая речка, 3 — Куюл, 4 — Хаймикино



(МАГ-213), нижнего — более 26 000 лет назад (МАГ-143) и $30\,770 \pm 370$ лет назад (МАГ-210).

Палинологическим исследованиям подвергались нижний погребенный торфяник, верхний торфяник и подстилающие его прослойки суглинка и глины. В спектрах погребенного торфяника преобладает пыльца деревьев и кустарников. Доминант — пыльца кедрового стланика (более 50%). Встречена пыльца березы, в том числе древесных видов. В некоторых образцах содержание пыльцы березы превышает 20%. Во всех пробах заметную роль играет пыльца березы секции *Naipae*. Пыльцы ольховника мало. В двух пробах встречена пыльца лиственницы. В самой нижней пробе количество пыльцы лиственницы достигает 3%. В одном образце отмечены единичные пыльцевые зерна ели и сосновика. Содержание пыльцы трав и спор редко превышает 30%.

В травяно-кустарничковой группе больше всего встречается пыльцы осоковых. Содержание пыльцы верескоцветных не превышает 20%. В группе спор абсолютными доминантами выступают споры сфагновых мхов, в заметных количествах присутствуют однолучевые споры папоротников, плауна колючего и зеленых мхов. Отмечаются споры и лесных плаунов, булавовидного и сплюснутого. Такой состав спектров позволяет восстановить растительность, близкую к современным камненным березнякам Южной Камчатки. Возможно, на западном побережье Пенжинской губы существовали также лиственничники и сфагновые болота с роснянкой. Пыльцевое зерно ели, скорее всего, дальнезасоное или перетолжено из более древних осадков. Растительность района свидетельствует о более мягких, чем современные, климатических условиях пенжинского (каргинского) века.

Палинологический анализ отложений хаймикинской морены нами не производился, так как по данным выполненных ранее анализов морена переполнена переотложенными из неогеновых отложений пылью и спорами.

Растительность конца эпохи последнего оледенения фиксирована спектром из пробы, взятой в основании осадков, подстилающих голоценовый торфяник. Полученные спектры позволяют восстановить растительность кустарничковой тундры.

Спектры из верхнего торфяника свидетельствуют о развитии на западном побережье Пенжинской губы в начале голоцена осоково-сфагновых болот, зарослей ерника и ольховника. Стланик судя по спектрам, в ближайших районах отсутствовал.

Более полное представление о растительности в конце последнего оледенения дает изучение разреза на восточном побережье Пенжинской

губы. В абразионном уступе, в 16 км севернее устья р. Шестая речка (рис. 1, 2), на неогеновых отложениях с резким размывом залегают галечники, слабосцементированные, рыхлые, с прослоями песка. Их мощность непостоянна. Выше с неясным контактом выходят:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Супесь светло-серая, горизонтальнослоистая, в верхней части с растительным детритом | 11 |
| 2. Торф бурый, слоистый, мерзлый. В основании торфяника был взят образец на С ¹⁴ , показавший возраст 7840 ± 50 лет назад (МАГ-126). Образец, взятый в 2 м выше подошвы торфяника, датирован 3750 ± 75 лет назад (МАГ-185) | 2,4 |
| 3. Суглинок серый, неслоистый, с растительными остатками | 0,8 |

На пляже довольно часто встречаются кости крупных млекопитающих. Принимая во внимание С¹⁴-датировки торфа, можно предположить, что они происходят из осадков, подстилающих торфяники (рис. 2).

По данным диатомового анализа, проведенного И. А. Суповой, в нижней части супесей (23,0—24,0 м от пляжа) преобладают литоральные озерные виды *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Breb.) W. Sm., *P. aff. subborealis* Hust., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. (часто — очень часто).

Встречены также аэрофильные виды, обычные для быстрых рек и ручьев: *Ceratoneisarcus* (Ehr.) Kutz. (редко — нередко), *Didymospharia geminata* (Lyngb.) M. Schm. (ед. — редко). Выше по разрезу исчезают реофильные виды, и количество форм падает до 2—9 (до 32,0 м от пляжа).

В торфянике увеличивается число видов диатомовых (до 31). Преобладают озерно-болотные виды. В комплексе доминируют *Pinnularia viridis* (очень часто — в массе) с разновидностями и *Eunotia fallax* A. Cl., *E. parallela* Ehr. Это все — виды, характерные для болот. Появляются *Melosira distans* (Ehr.) Kutz. и *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz. Из других форм по всему разрезу встречаются единично широко распространенные виды родов *Stauroneis*, *Navicula*, *Cymbella*.

Обнаружены также и пресноводные вымершие грубопанцирные виды родов *Melosira* (единично). По-видимому, они переотложены. Явно переотложены морские неогеновые виды: *Stephanopyxis turris* var., *Coscinodiscus symbolophorus* Grun.

Образование осадков происходило в прибрежной зоне умеренно холодного озерного бассейна с заболоченными берегами. Холодные ручьи на первой стадии его развития, по-видимому, питали этот бассейн, затем водоем становился более заторфованным, на что указывает обилие родов *Eunotia* и *Pinnularia*.

Палинологический анализ описанного обнажения показал, что в спектре супесей, залегающих под торфом, доминантом выступает пыльца трав (см. рис. 2). При этом минимальное содержание пыльцы деревьев и кустарников приходится на верхнюю часть разреза супесей. В группе пыльцы деревьев и кустарников доминирует пыльца ивы. Среди пыльцы трав больше всего осоки и злаков. Пыльца верескоцветных встречается в очень малых количествах. Разнотравье типично тундровое. В отличие от так называемых «тундростепных» спектров, характерных для северных районов Северо-Востока, роль разнотравья резко пониженная. В группе споровых растений больше всего содержится спор

зеленых мхов. В верхней части разреза встречаются споры *Selaginella sibirica*, но здесь также присутствуют споры сфагновых мхов и папоротников.

В группе древесных растений, наряду с пыльцой карликовой березки и ольховника, постоянно присутствует пыльца ели и кедрового стланика, древесной березы и ольхи. Это скорее всего дальнезаносная пыльца, что доказывается как составом современных спектров данного района, так и современных спектров арктической тундры.

Таким образом в перигляциальной зоне Пенжинского района во время последнего оледенения преобладали открытые лишённые лесной растительности тундры без верескоцветных кустарничков. Скорее всего, здесь были распространены пушицевые группировки.

Как видно из описания разреза торфяника по Шестой речке, его датировка, полученная для нижних горизонтов торфа, близка к датировке торфяника из разреза Хаимчики. Таким образом, можно говорить, что на восточном побережье Пенжинской губы в начале голоцена климатические условия были более благоприятны для развития лесов, чем на западном (рис. 3). Около 8000 лет назад в северных районах Камчатки частично восстановились каменные березняки, но все же в растительном ландшафте преобладали ерники и ольховники. Заросли стланика все еще отсутствовали. Судя по обилию пыльцы древовидной березы, климат был мягче и теплее современного. Во второй половине голоцена, вероятно с увеличением мощности снежного покрова, территорию захватывают заросли кедрового стланика и ольховника. Осоково-пушицевые группировки, широко распространенные на этой территории в конце последнего оледенения, сменяются крупнокустарничковой тундрой с верескоцветными. Зеленые мхи в растительном покрове почти не играют никакой роли, в меньших количествах встречается плаунок сибирский.

В спектрах, полученных из супесей, перекрывающих торфяник, доминируют споры плауна колючего, почти полностью отсутствует пыльца трав. В древесно-кустарничковой группе доминирует пыльца *Alnaster* и *Betula sec. Nanae*. Следует отметить, что как в торфянике, так и в перекрывающих его супесях постоянно встречается пыльца ели, тсуги, пихты, восковника и других экзотов. Это явление можно объяснить только заносом переотложенной пыльцы из подстилающих неогеновых и четвертичных отложений, так как и в поверхностной пробе этого разреза встречено зерно тсуги.

В долине р. Куюл, дренирующей Парапольский Дол, была изучена II надпойменная терраса, высотой 23 м (см. рис. 1, 3). На всю мощность она сложена песками с включением суглинков. Нижние семь метров разреза аллювия террасы накапливались, очевидно, перед первым оледенением. По данным спорово-пыльцевого анализа здесь произрастали березовые леса, но уже ведущая роль принадлежала ернику. В интервале 12—1,4 м (снизу) наблюдается постепенное вытеснение пыльцы древесных и кустарничковых растений пыльцой трав. Пыльца древесных встречается в виде отдельных зерен. Среди пыльцы травянистых преобладает пыльца осоковых, роль верескоцветных резко снижена. В группе споровых растений больше всего спор мхов, при этом преобладают сокращенные роли сфагновых за счет увеличения количества спор олеоных мхов.

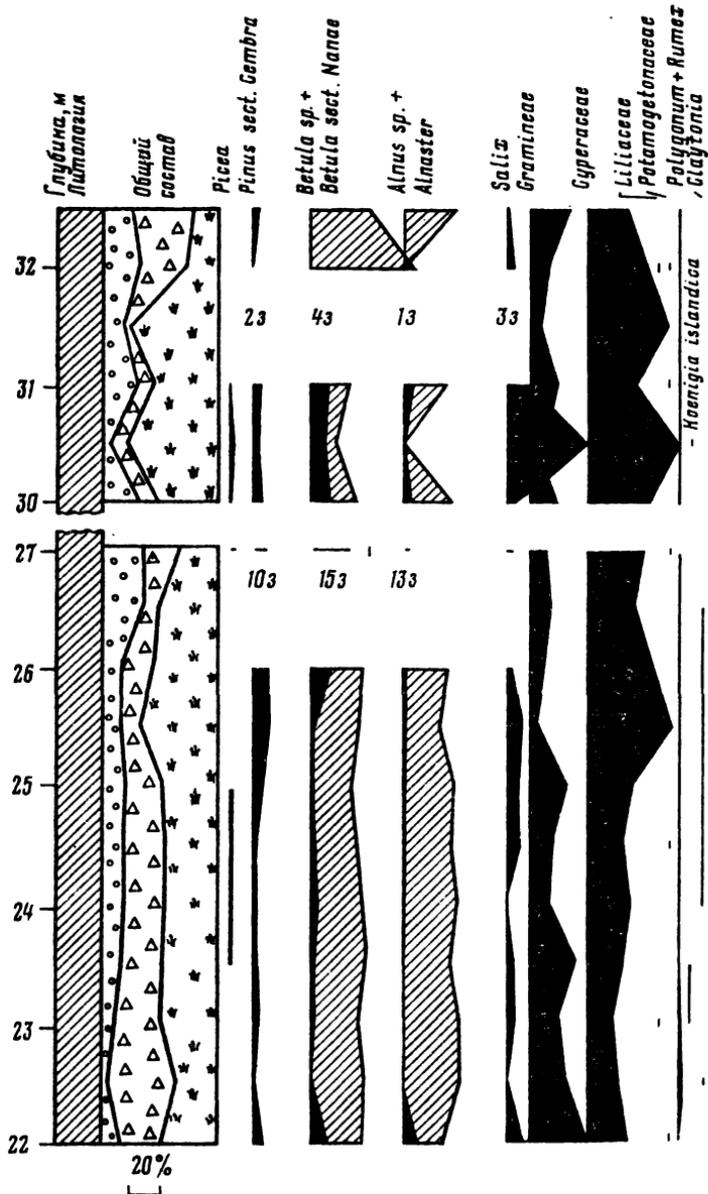


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений в разрезе р. Шестая Речка

1 - сузавка; 2 - торф; 3 - почвенный слой; 4 - споры; 5 - пыльца трав и злаков; 6 - пыльца злаков и кустарников; 7 - проростковенная пыльца злаков; 8 - количество зерен

Спектры, отражающие растительность перигляциальной зоны в конце последнего оледенения, были получены и из отложений I надпойменной террасы р. Куюл. В спектрах пыльца древесных и кустарниковых растений встречается в виде единичных зерен, точно так же, как и в верхней части подстилающих торфяник супесей в разрезе по Шестой реке (см. рис. 2). В группе трав абсолютно доминирует пыльца осоковых, пыльца верескоцветных практически отсутствует, споровые растения представлены в основном спорами зеленых мхов. Постоянно присутствуют споры плаунка сибирского (около 18%). Минимальное содержание дальнезаносной пыльцы деревьев и кустарников заставляет предполагать, что безлесные ландшафты занимали большие пространства. Очевидно, в перигляциальной зоне преобладали осоково-пушицевые тундры.

Иная растительность реконструируется для западного побережья Пенжинской губы. К сожалению, здесь мы имеем всего один разрез отложений, которые по данным радиоуглеродного анализа могут быть отнесены к последнему оледенению. Он расположен в 3 км к югу от устья р. Хаймикино (см. рис. 1,4). На морене, которая была отнесена к эпохе последнего оледенения, и занимающих понижения на ее поверхности ленточных глинах лежит толща отсортированных аллювиальных галечников. Их мощность достигает 10—12 м.

В 5 м выше уровня пляжа в галечниках имеется прослой песков, в верхней части в изобилии встречаются ветви кустарников, мхи. В разное время из органических остатков этой линзы получены три датировки по C^{14} : 7420 ± 590 (МАГ-46), $26\ 440 \pm 390$ (МАГ-139), $39\ 720 \pm 1625$ лет назад (МАГ-112). В 16 м от уровня пляжа в галечниках найден ствол лиственницы, по которому получена датировка $21\ 020 \pm 400$ лет назад (МАГ-178). Полученные датировки весьма противоречивы. Палинологический анализ показал, что во время накопления галечников на западном побережье Пенжинской губы была распространена кустарниковая тундра из ольховника и берез секции *Naepae*. Палинологические спектры очень похожи на спектры из суглинков и глин, залегающих на морене последнего оледенения в разрезе Хаймики. Таким образом, галечники хаймикинского разреза по данным палинологического анализа следует, по-видимому, отнести к заключительным стадиям последнего оледенения или даже к его максимальной стадии.

Учитывая приведенные данные, а также опубликованные ранее материалы, можно предположить, что во время межледниковья, предшествовавшего последнему оледенению, на территории, примыкающей к Пенжинской губе, существовала растительность более богатая, чем современная. В ландшафте преобладали каменные березняки, подобные современным березовым лесам Южной Камчатки. Пояс кедрового стланика был развит лучше, чем в настоящее время. Возможно, существовали и лиственничники. Пониженные участки ледникового рельефа были заняты сфагновыми болотами.

Подобный тип растительности реконструировался В. Г. Беспалым и Г. Д. Давидович по данным изучения верхней части линзы торфа, обнажающейся севернее р. Ольховка. В свое время серия радиоуглеродных дат из этой линзы показала, что торфяник накапливался в интервале 31 000—11 000 лет назад. Поэтому верхняя часть торфяника (выше

датировки $11\,960 \pm 730$ лет назад (МАГ-48) была отнесена к голоцену, а датировка стволов кедрового стланика (20 000 лет назад) считалась недостоверной. Однако при повторном отборе образцов на радиоуглеродное датирование ветви стланика из этого же горизонта показали возраст $34\,720 \pm 560$ лет назад (МАГ-236). Ствол березы из нижнего горизонта торфа был датирован $33\,700 \pm 1600$ лет назад (МАГ-240). На основании этого весь разрез торфяника отнесли к пенжинскому (каргинскому) межледниковью. При этом к нижней датировке следует относиться с большей осторожностью, принимая во внимание большую мощность торфа и перерыв в осадконакоплении, о чем свидетельствует горизонт пней в средней части разреза.

Косвенный признак, препятствующий отнесению верхней части торфяника ольховской линзы к началу голоцена, — то, что по серии датированных голоценовых торфяников максимум стланика приходится на вторую половину голоцена. Распространение в районе зарослей кедрового стланика связано, вероятно, с увеличением количества зимних осадков.

В течение последнего оледенения на территории, прилегающей к Пенжинской губе, существовали неоднородные природные условия. На восточном побережье были развиты осоково-пушицевые тундры, практически лишенные древесной и кустарниковой растительности. В западных районах сохранилась крупнокустарниковая тундра, отличающаяся от современной незначительным участием кедрового стланика.

На ранних этапах голоцена существовали заросли ерника, ольховника и сфагновые болота. Около 8000 лет назад частично восстановились леса из каменной березы. Во второй половине голоцена площадь березняков сократилась, значительно расширились заросли кедрового стланика. Климат стал более влажным и холодным.

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ СССР

Н. В. ДУМИТРАШКО

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

(на примере горной зоны юга СССР)

Дать общий очерк истории древнего оледенения гор южной зоны Советского Союза очень трудно ввиду специфических условий отдельных крупных регионов этой зоны, связанных с различием их тектонических и климатических условий. Целесообразно рассматривать три отдельных региона: Кавказский, Среднеазиатский и Саяно-Байкальский.

Следы позднеплейстоценового оледенения на Большом Кавказе сохранились в виде нижних трогов, предустьевых ступеней притоков, ригелей, каров, нередко образующих лестницы, а также морен, с которыми местами связаны подпрудные озера. Они выражены более четко, чем следы более древних оледенений. Позднеплейстоценовое оледенение создало современный высокогорный альпийский рельеф осевых хребтов и верхней части среднегорий Большого Кавказа. Следы его распространены повсеместно от вершин Фишт и Оштен (северо-западный Кавказ) до Бабадага (юго-восточный Кавказ).

Оледенение северного склона Большого Кавказа в позднем плейстоцене было сетчатым, что характерно также для Альп. Общая площадь оледенения на северном склоне Большого Кавказа была в два-три раза больше, чем на его южном склоне. В восточной части Кавказа размеры позднеплейстоценового оледенения были значительно меньше, чем в западной, что зависело от большей континентальности климата на востоке и меньшей снеговой площади.

В Центральной части Большого Кавказа установлено две фазы наступания позднеплейстоценовых ледников, разделенные их отступлением (см.: статью Г. М. Майсурадзе в настоящем сборнике). В некоторых долинах в связи с местными условиями было больше фаз отступления ледников — по Л. А. Варданянцу [1929] до восьми. На юго-восточном Кавказе Б. А. Будагов [1964] указывает лишь одну, шахдагскую, стадию позднеплейстоценового оледенения. Длина ледников северного склона Большого Кавказа достигала в среднем 20—30 км, а Безингийского ледника — 60 км. Мощность ледников была значительной (до 400 м).

В Закавказье, благодаря его меньшим абсолютным высотам и сухости климата, размеры позднеплейстоценового оледенения были значительно меньше, чем на Большом Кавказе. Длина трогов не превышала 5—10 км, мощность ледников — 100—200 м [Валовин, Думитрашко, 1962]. Оледенению подвергались лишь наиболее высокие хребты и массивы. Свойственно ледниковых форм и рельефов в настоящее время не осталось.

определить возраст последних. Некоторые вершины Гегамского нагорья, лишенные следов оледенения, возникли, по-видимому, в голоцене, в последледниковое время [Нефедьева, 1950; Думитрашко, 1949].

В конце позднего плейстоцена климат Кавказа был достаточно суровым. На это указывает слабое распространение органических остатков, спор и пыльцы в актопракской толще безингийского оледенения и неясные следы криотурбаций в ее верхних горизонтах [Милановский, 1966].

По данным спорово-пыльцевых анализов пещерных отложений Северо-Западного Кавказа и радиоуглеродным датировкам, значительное похолодание и понижение верхней границы леса совпадало с усилением оледенения 20 000—14 000 лет назад [Гричук и др., 1970].

Климатические ритмы в горной зоне Кавказа сложно сочетались с тектоническими движениями и характером доледникового рельефа [Марков, 1965]. На расчлененных хребтах возникли горнодолинные ледники, на платообразных вершинах и плато — небольшие покровы, иногда ледники подножий. Древний доледниковый рельеф оказывал большое влияние на распределение оледенения, а большая протяженность хребтов Кавказа и дифференцированные тектонические движения создавали различные условия для развития оледенения. На роль новейших поднятий в развитии оледенения в позднем плейстоцене указывает его наибольшее развитие в центральной части Кавказа, где проходит меридиональное Транскавказское поднятие. Дифференцированный характер движений в этой зоне вызвал также переуглубление ряда троговых долин до 200—250 м, а долины Терека выше Казбеги — до 450—500 м [Милановский, 1966].

Возрастающая к востоку континентальность и аридизация климата особенно сказались в Средней Азии, где испытали оледенение в основном наиболее высокие хребты. Поэтому некоторые хребты, например Копетдаг, достигающие высот, на которых на Кавказе существовало оледенение, были лишены ледников.

На Тянь-Шане позднеплейстоценовое оледенение было долинным и лишь в некоторых впадинах существовали ледники подножий. Размеры ледников были в 3—5 раз больше современных. В позднеплейстоценовых ледниковых долинах описывают от трех [Турбин и др., 1966] до семи [Чедия, 1962] конечных морен, созданных различными стадиями оледенения. А. А. Величко и И. М. Лебедева [1974], проводившие геолого-геоморфологические исследования и подсчет баланса вещества в районе Каракульской впадины пришли к выводу, что позднеплейстоценовое оледенение Восточного Памира было горнодолинным. Максимального развития оно достигало около 15 000 лет назад, а сокращение его происходило в шесть этапов в течение 4000—5000 лет. Основную роль в развитии оледенения играло понижение среднелетних температур, т. е. количество осадков было близко к современному.

На Западном Памире оледенение не захватывало всей территории В речных долинах, подвергавшихся оледенению, сохранились трог и морены позднеплейстоценовые по Р. Д. Забирову [1955]. А. К. Трофимов [1962] считает трог среднеплейстоценовыми, а морены второй генерации позднеплейстоценовыми.

Таким образом, возраст и характер позднплейстоценового оледенения Памира подлежит уточнению.

В Северо-Байкальском нагорье следы среднплейстоценового оледенения сохранились неясно и значительно уступают прекрасно выраженным формам позднплейстоценового оледенения, которое в расчлененных районах имело долинный характер, а на плоских плато одновременно существовали небольшие покровы. На основании геолого-геоморфологических исследований и подробного дешифрирования аэрофотоснимков В. Н. Олюнин [1975] сделал вывод о крупных размерах позднплейстоценового оледенения. Он выделяет максимальную, а местами первую и вторую постмаксимальные фазы оледенения. Мощность льдов в долинах достигала многих сотен метров (до 1100—1300 м в Туве). Крупные долинные ледники и ледники подножий придавали оледенению полупокровный характер [Олюнин, 1975]. Позднплейстоценовые морены Саяно-Байкальского нагорья отвечают третьим — четвертым террасам рек, стекавших с него на прилегающие пониженные участки Сибирской платформы.

На Витимо-Патомском нагорье остались следы среднплейстоценового и позднеплейстоценовых оледенений. Особенно ярко выражены конечноморенные валы до 40—180 м высотой вокруг оз. Тока на Становом хребте, где ледники, спускавшиеся в озеро, имели длину до 50—60 км. В других районах Станового хребта и на хребте Зверева формы плейстоценового оледенения выражены слабее [Коржув, 1975].

Сравнивая позднплейстоценовое оледенение трех регионов горной зоны юга Советского Союза — Кавказского, Среднеазиатского и Саяно-Байкальского, — нельзя не отметить, что в целом в них проявляется общая тенденция уменьшения размеров оледенения с запада на восток в связи с усилением континентальности, отмеченной И. П. Герасимовым и К. К. Марковым [1939]. Некоторым исключением являются лишь внешние хребты Саяно-Байкальского региона, где местами оледенение имело полупокровный характер, но внутренние хребты его, с более континентальным климатом, подвергались оледенению в более слабой степени или были его лишены.

В развитии позднплейстоценового оледенения всех трех регионов горной зоны юга Советского Союза еще большую роль, чем климат, играли новейшие тектонические движения, которые в известной степени нивелировали климатические различия благодаря воздыманию хребтов в область хионэсферы.

Сопоставление горного оледенения с оледенением равнин в целом затруднительно.

В целом новейшая тектоника, более активная в горной зоне, была основной причиной некоторой метахронности покровного оледенения Русской равнины и горных ледников Кавказа. Кроме того, горным ледникам Кавказа была свойственна значительная подвижность, что еще более затрудняет сопоставление их стадий с этапами покровного оледенения Русской равнины.

Во время плейстоценового оледенения горных областей юга Советского Союза в прилегающей к ледникам зоне значительно проявились криоциклонные, сифракционные и сублатитационные процессы. В этом

числе лавинный снос, связанные с широким распространением снега и фирна на склонах. Начало образования каменных россыпей, каменных глетчеров и солифлюкционных форм было, по-видимому, связано с позднеплейстоценовым оледенением. То же можно сказать и о крупных селях, которые сопровождали прорывы подпрудных озер. Многие лавинные конусы, до сих пор активные, вероятно, также начали свое формирование в позднем плейстоцене и примыкали к позднеплейстоценовым ледникам. Более, чем в современности, были развиты обвалы, оползни, осыпи благодаря мощному физическому выветриванию в областях, прилегающих к ледникам и фирновым полям. Таким образом, в приледниковой зоне позднеплейстоценового оледенения экзогенные процессы происходили со значительно большим размахом, чем в современную эпоху.

В заключение следует подчеркнуть, что корреляция позднеплейстоценового оледенения во всех трех охарактеризованных районах очень затруднена ограниченным количеством определений абсолютного возраста. Применение комплексных исследований необходимо для решения поставленной задачи.

ЛИТЕРАТУРА

- Бальян С. П., Думитрашко Н. В.* Древнее оледенение. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, т. I. Геоморфология.
- Будагов Б. А.* О древнем оледенении юго-восточного окончания Большого Кавказа в пределах Азербайджана. — В кн.: Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году, 1964, № 10.
- Варданянц Л. А.* К вопросу о числе стадий отступления вюрмского оледенения в Центральном Кавказе. — Изв. Геол. ком., 1929, т. 48, № 9.
- Величко А. А., Лебедева И. М.* Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1974, вып. 23.
- Герасимов И. П.* Палеогеографический парадокс Памира. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 3.
- Герасимов И. П., Марков К. К.* Ледниковый период на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Гричук В. П., Губонина Э. П., Муратов В. М., Фриденберг Э. О.* О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений Кавказских палеолитических пещер. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 4.
- Думитрашко Н. В.* О древнем оледенении Малого Кавказа. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, вып. 2.
- Забиров Р. Д.* Оледенение Памира. М.: Географгиз, 1955.
- Коржуев С. С.* Средняя Сибирь. — В кн.: Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975.
- Лоскутов В. В.* Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Марков К. К.* Область древнего оледенения высоких гор юга СССР. Кавказ. — В кн.: Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. 1.
- Милановский Е. Е.* Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966.
- Ильфедьева Е. А.* Агмаганское вулканическое нагорье: (краткий геоморфологически и палеогеографический очерк). — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950, вып. 4.

- Одним В. Н. Горы Южной Сибири. — В кн.: Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975.
- Ранцман Е. Я. Горы Средней Азии. — В кн.: Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975.
- Сафронов И. Н. О древнем оледенении Северо-Западного Кавказа. — Тр. Ставроп. пед. ин-та, 1960, вып. 18.
- Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Турбин Л. И., Сабдошев Ш. Ш., Черепанов А. А., Янушевич Ю. Д. Антропоген Киргизского Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1962.

Г. М. МАЙСУРАДЗЕ

СВИДЕТЕЛЬСТВА ДВУХ ФАЗ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА КАВКАЗЕ

Позднеплейстоценовое оледенение на Кавказе может быть охарактеризовано полнее, чем другие этапы четвертичной истории, благодаря хорошей представленности в высокогорных районах Большого и Малого Кавказа ледниковых и межморенных отложений и древнеледниковых форм рельефа. К сожалению, приходится констатировать, что на Кавказе позднеплейстоценовое оледенение, как и история оледенения в плейстоцене в целом, все еще не имеет надежного геохронологического обоснования. Все соображения на эту тему сводятся в основном к оценке результатов геолого-геоморфологических исследований.

Детальный анализ существующего обширного фактического материала и личные наблюдения автора на Малом Кавказе позволяют выдвинуть вопрос о двух фазах позднеплейстоценового оледенения, на что указывал Л. А. Варданянц еще в 1932 г., исследуя горную часть Юго-Осетии. О двух главных фазах позднеплейстоценового оледенения Большого Кавказа говорил и Е. Е. Милановский [1966]. Это — хорошо известные ранне- и позднебезингийское оледенения.

Достоверные следы раннебезингийской (по местной схеме — ранне-ненскринской) ледниковой фазы в виде конечных и боковых морен имеются на Большом Кавказе почти во всех долинах, где есть современные ледники; особенно хорошо они сохранились в долине р. Ненскра (бассейн р. Ингури). Фиксируются они и в районах отсутствия современного оледенения. Следы конечных морен на южном склоне западной и центральной частей Большого Кавказа отмечаются в интервале высот 620—1600 м [Церетели, 1966]. К востоку масштабы оледенения уменьшались. В юго-восточной части Большого Кавказа в соответствующую ранне-ненскринскую лазинскую фазу шахнабадского (безингийского, ваддайсского) оледенения ледники достигали отметки 2600 м над ур. моря [Думитрашко, Будагов, 1958; Будагов, 1964]. Снеговая линия в то время располагалась ниже современной на 700—800 м на западном Кавказе, на 900—1100 м — Центральном Кавказе, 600—700 м — Восточном Кавказе и 1100—1300 м на Юго-Восточном Кавказе.

Такая же закономерность в распространении ледниковых и боковых

ледников фиксируется и на Малом Кавказе. В западных районах конечные морены максимальной фазы распространения отмечены на высотах 1500—1550 м. На Закавказском нагорье они располагаются на высоте 2000—2200 м. Небезынтересно отметить, что на Месхетском хребте (западная половина Аджаро-Триалетского хребта) древнеледниковые формы рельефа и отложения развиты не только на склонах северной экспозиции, они весьма отчетливо выражены и на южном склоне [Майсурадзе, 1970]. Снеговая граница прошла на западе на абсолютной высоте 2000—2400 м, а на востоке — 2600—2700 м; депрессия снеговой линии выражалась величиной порядка 400—600 м.

Ледниковые отложения позднененскринского (безингийского, шахнабадского) оледенения находятся на 300—500 м выше раннененскринских морен. На Большом Кавказе эта фаза известна как латальская (на юго-востоке — шахдюзинская), на Малом Кавказе ей соответствует бешумская. Ледники второй фазы были по размерам меньше, хотя в некоторых ущельях Восточного Кавказа и допускается обратное соотношение [Ковалев, 1967]. В целом максимальное распространение ледников на Кавказе имело место в начальный этап раннеплейстоценового оледенения, тогда как вторая фаза характеризовалась резким похолоданием и иссушением климата.

Существование двух значительных фаз в позднем плейстоцене Кавказа нашло свое отражение как в археологических свидетельствах многослойных высокогорных пещер, так и в гляциоэвстатических колебаниях уровня Черного моря. В высокогорных пещерных стоянках Кударо I и Кударо III обнаружены остатки материальной культуры раннеашельского и позднемустьерского времени, а также неолита. В пещерных отложениях не представлены поздний ашель — раннее мустье и верхний палеолит [Любин, 1974]. Сходная картина наблюдается в наиболее высоко расположенной пещере Цона [Каландадзе, 1965; Церетели, 1970] и в других высокогорных пещерах Кавказа.

Нахождение культур позднего мустье и раннего ашеля в высокогорных пещерах Кавказа мы считаем обусловленным существованием в то время благоприятных климатических условий; отсутствие же верхнего палеолита, раннего мустье и позднего ашеля следует объяснить похолоданием, вынудившим человека покинуть высокогорные районы.

Следует подчеркнуть, что на Кавказе трудно провести границу между отдельными археологическими эпохами, т. к. культуры, отсутствовавшие в эпохи похолодания в высокогорьях, продолжали беспрепятственно развиваться в предгорьях и межгорных впадинах. Примером могут служить мустьерский и позднепалеолитический слои Ахштырской, Навалишинской, Келшинской пещер [Гричук и др., 1970; Любин, 1974], содержащие пыльцевые спектры и ископаемую фауну, которые свидетельствуют о господстве в то время холодного для соответствующих высот климата. Позднее мустье по C^{14} датируется 47 000—52 000 лет назад [Иванова, 1965], по ионию-урану для пещер Цона и Кударо. соответственно, $58\ 000 \pm 15\ 000$ и $65\ 000 \pm 10\ 000$ лет [Чердынцев, 1969], а в пещере Шанидар по C^{14} — в пределах 46 000—48 000 лет [Солески, 1964]. Что касается позднего палеолита, то он охватывает примерно интервал 22 000—15 000 лет назад.

Опираясь на археологические, палеофаунистические, палинологические, литологические и хронометрические материалы изучения пещер, мы допускаем, что мустьерская культура указанных пещер относится к раннему этапу развития, не представленному в высокогорных пещерах. Значительное снижение поясов растительности — порядка 1000—1200 м в районе бассейна р. Мзымта — Ахштырская пещера, — должно быть связано с максимальной фазой развития ледников в позднем плейстоцене — раннененскринской, когда депрессия снеговой границы на Западном Кавказе достигала 800—1000 м. Крупные климатические пертурбации в позднем плейстоцене засвидетельствованы и в литологических особенностях пещерных отложений. Время накопления крупнообломочного материала в мустьерском горизонте Кепшинской пещеры с «очень холодолюбивыми фаунистическими и флористическими комплексами» и Кударо III [Любин, 1974, с. 172], в позднепалеолитическом горизонте Бронзовой пещеры Цухватской многоярусной карстовой пещерной системы [Маруашвили, 1975], а также Ахштырской и Навалишинской пещер, датированных по C^{14} 19 500 ± 500 лет назад (горизонт 2₂) и 22 000 лет назад (ЛУ-3 — горизонт 3), должно служить свидетельством двухфазности позднеледникового оледенения на Кавказе.

Литофациальная смена отложений, состав фауны и характер рассеяния позднепалеолитического человека несомненно указывают на резкое ухудшение климатических условий. На позднепалеолитических стоянках Имеретии и Абхазии (Ахштырская, Сакажия, Девисхвтели, Сагварджила и др.) среди костей млекопитающих найдены остатки бореальной фауны — шерстистого носорога, северного оленя, лося. К этому же времени относится появление на территории Грузии мамонта.

В позднюю фазу последнего оледенения в экстрагляциальных районах Восточной Грузии в интервале 20 000—14 000 лет назад была развита холодная лесостепь с разреженными сосняками и почти полным отсутствием термофильных компонентов [Тумаджанов и др., 1969]. На криотермические условия данного времени на Малом Кавказе указывает первое обнаружение в Закавказье смятых по типу криотурбации отложений в районе пос. Бешуми (Арсанский хребет). Результаты их палинологического изучения свидетельствуют о значительном смещении вниз растительных поясов [Майсурадзе и др., 1969].

Анализируя сказанное выше, мы допускаем, что поздний палеолит может быть сопоставим с позднененскринской фазой оледенения (поздний юрм), а позднее мустье — с внутриненскринским интерстадиалом. Раннее мустье при этом охватывает эпоху раннененскринского оледенения (ранний юрм).

В пользу такого допущения говорят и результаты археологических исследований в Ираке — в пещере Шанидар [Solecki, 1964; Solecki a. Leroi-Gourhan, 1961], палеолит которой тесно связан с закавказским.

В настоящее время общепризнанно, что карангатская трансгрессия была приурочена к рисс-юрмскому, микулинскому межледниковью. Морские карангатские отложения со средиземноморской фауной вскрыты скважинами в Колхиде на глубине 95—105 м [Джансавдзе, Микадзе, 1975]. Синхронные им флювиально-морские отложения с палеолитом в Колхиде террасы высотой 12—25 м в районе Сопи — Гара и 30—40 м. Возраст

сочинской террасы 74 000—88 000 лет назад [Арсланов и др., 1976].

В устье Риони в интервале глубин 80—95 м морской карангат перекрывается регрессивной серией лагунно-дельтовых и аллювиальных отложений. Сменившая карангатскую трансгрессию регрессивная фаза хорошо согласуется по времени с началом ненскринского оледенения.

Выше, в интервале 52—80 м, следует трансгрессивная серия морских глин и суглинков с фауной средиземноморского типа. Возраст погребенного торфа, зафиксированного скважиной на глубине 64 м, — 31 300 лет назад (ТБ-57). Эти отложения несомненно принадлежат к сурожской глициозвстатической трансгрессивной фазе [Джанелидзе, Микадзе, 1975]. Последней соответствует II морская терраса высотой 18—20 м в районе побережья между Сочи и Гагра и 10—12 м в районе Супсы (возраст по древесине 35 300 лет назад). Эти датировки укладываются во временные рамки, установленные для средневюрмской трансгрессии Мирового океана — 50 000—22 000 лет назад.

Сурожская трансгрессивная фаза хорошо коррелируется с внутриненскринским интерстадиалом. В горах Большого и Малого Кавказа к этому времени относится отступление ледников и накопление озерно-флювиогляциальных отложений. В одном из разрезов таких межморенных озерных отложений в долине р. Мулхра (Верхняя Сванетия) на высоте около 1500 м установлено присутствие значительного количества пыльцы широколиственных. Накопление озерных отложений происходило в более теплых и влажных, чем перигляциальные, условиях [Церетели, 1966]. Можно предполагать, однако, что межстадиальное потепление было непродолжительным, и в условиях высокогорного рельефа ледники просуществовали до позднененскринской фазы оледенения. Этой фазе соответствует новозвксинская регрессия Черноморского бассейна.

Таким образом, позднелепесточное оледенение Кавказа в основных чертах повторяет последовательность событий вюрмского оледенения Альп и валдайского — Русской равнины. Двухфазность оледенения Кавказа очевидна. Два значительных похолодания обуславливали наступание ледников и смещение высотных ландшафтных поясов в сторону межгорных депрессий. Эти фазы, соответствующие раннему и позднему ненскринским оледенениям, разделялись периодом общего потепления, которому соответствовали трансгрессия Черного моря и образование озерных отложений в зоне отступления ледников.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Измайлов Я. А., Островский А. Б. и др. Об абсолютном возрасте «карангатских» террас Западного Кавказа и Керченского пролива. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1.
- Будагов Б. А. О древнем оледенении юго-восточного окончания Большого Кавказа в пределах Азербайджана. — Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году, 1964, № 10.
- Варданянц Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии (Центральный Кавказ). М.: ВГО, 1932, № 14, вып. 6.
- Гричик В. П., Губонина З. П., Мурагов В. М., Фриденберг Э. О результатах споровой пыльцевого анализа отложений Кавказских палеолинических оледенений. — Изв. АН СССР, Сер. геогр. 1970, № 4.

- Джанелидзе Ч. П., Микадзе И. С.* Свидетельства среднеюрмской трансгрессии в верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 77, № 2.
- Думитраше Н. В., Будагов Б. А.* Древнее оледенение северного склона Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 4.
- Иванова И. К.* Геологический возраст ископаемого человека. М.: Наука, 1965.
- Каландадзе А. Н.* Цонская пещера и ее культура. — В кн.: Пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965, т. 3.
- Ковалев П. В.* Современное и древнее оледенение Большого Кавказа. Харьков, 1967.
- Любин В. П.* Природная среда и человек в плейстоцене Кавказа. — В кн.: Первобытный человек и природная среда. М., 1974.
- Майсурадзе Г. М.* Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцихской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1970.
- Майсурадзе Г. М., Клопотовская Н. Б.* К вопросу о древнем оледенении Арсианского хребта (Южная Грузия). — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 55, № 2.
- Марушвили Л. И.* Отпечаток климатических циклов в пещерных отложениях. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3.
- Милановский Е. Е.* Основные вопросы древнего оледенения Центрального Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966.
- Тумаджанов И. И., Гогичайшвили Л. К.* Основные черты послехвалынской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия). — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Церетели Д. В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.
- Церетели Д. В.* О геологической датировке культурных остатков палеолитического человека Цонской пещеры и палеогеографических условиях. — Тр. Геогр. о-ва ГССР, 1970, т. 11.
- Чердынцев В. В.* Уран-234. М.: Атомиздат, 1969.
- Solecki R. S.* Shanidar Cave, a Late Pleistocene site in Northern Iraq. — In: Rep. Vth INQUA Congr. W-wa, 1964, wol. IV.
- Solecki R. S. and Leroi-Gourhan A.* Paleoclimatology and archaeology in the Near East. — Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 95, art. 1.

И. М. ЛЕБЕДЕВА

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ДВУХ КОНЦЕПЦИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР СРЕДНЕЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

При изучении плейстоценового оледенения гор Средней Азии сформировалось несколько концепций, различающихся главным образом оценкой размеров оледенения. Одна из них основывается на том, что во время максимума позднеплейстоценового оледенения крупные ледники были лишь на 15—30% больше современных. Площадь оледенения увеличивалась в основном за счет многолетних снежников и мелких карово-долинных и долинных ледников. Например, ледник Федченко, современная длина которого 77 км, был длиннее всего на 32 км и спускался только на 46 м ниже, чем сейчас, до отметок 2500 м. Дарсония фирновой линии составила от 250 до 500 м, в среднем 360 м [Тр. Геогр. о-ва ГССР, 1970].

Эта концепция построена на стратиграфической основе, выработанной большим коллективом исследователей (С. К. Медия, А. К. Боблимов,

Н. В. Макарова и др.) в результате многолетнего подробного геолого-геоморфологического изучения гор Средней Азии. Она заключается в привязке внутриворонных моренных комплексов к террасовым комплексам в предгорных и межгорных впадинах Южно-Таджикской депрессии, Ферганы, Северного Тянь-Шаня. Таким образом, выделяются: современный моренный комплекс, которому соответствует голоценовый (амударьинский, сырдарьинский, токмакский) аллювиальный комплекс; арзынгский моренный комплекс и соответствующий ему нижнетеррасовый (душанбинский, голодностепский, аламединский) аллювиальный комплекс; ляхшский моренный комплекс и адырный (ташкентский, джиргаланский, илякский) аллювиальный комплекс; тупчакский и восточнопамирский моренные комплексы и верхний адырный (кулябский, сохский, шарпылдакский) аллювиальный комплекс. Размеры оледенения во время позднелайстоценового климатического минимума определяются по положению морен, сопоставляемых с моренным комплексом у кишлака Арзынг в долине р. Хингоу на северо-западе Памира. Здесь долина реки характеризуется развитием отложений душанбинской террасы, которая сопрягается с мореной, вложенной в более древнюю морену. В других районах отложения душанбинской террасы вложены во врез ниже днища трогов или в более древние морены и сопрягаются с моренами арзынгского комплекса. Это типично для верховьев рек, стекающих с северного склона Заалайского хребта, а также рек Карасай, Сарылжас, Чон-Кемин на Тянь-Шане. На Восточном Памире распространение аналогичных душанбинским аличурских отложений ограничено; соответствующие им ледниковые отложения также мало развиты. Наиболее распространены здесь, как и в Алайской долине и на северо-западе Памира, «чукуровые» морены, называемые также ляхшскими, по названию кишлака, до которого спускался ледник Федченко. Ляхшские моренные комплексы сформировались в среднем плейстоцене, когда оледенение было максимальным за весь четвертичный период. На Восточном Памире современные и позднелайстоценовые отложения вложены в ляхшские морены.

По второй концепции в максимум позднелайстоценового похолодания в горах Средней Азии было крупное горно-долинное оледенение, при котором размеры ледников были в 2—2,5 раза больше, чем в настоящее время. Эта концепция утверждалась К. К. Марковым, Р. Д. Забириным еще десятки лет назад также на основе геолого-геоморфологических исследований. По данным К. К. Маркова, а позднее — О. К. Чедия, ляхшская морена была отложена ледником Федченко не в среднем, а в позднем плейстоцене. Соответственно этой концепции, границы распространения оледенения в позднем плейстоцене определяются по моренам, аналогичным ляхшской. Отличительная особенность этих морен — их очень хорошая сохранность и молодость облика. Особенно это относится к Восточному Памиру, где благодаря малым осадкам и малому стоку, а также отсутствию растительности, валы конечных и стадийных морен ледников, выходивших из боковых долин и образующих ледники подножий, имеют исключительно четкую форму. В связи с этим возникла гипотеза И. П. Герасимова об исчезновении этого оледенения путем испарения.

Несколько лет назад впервые был сделан палеогляциологический

анализ природных условий времени образования этого крупного горно-долинного оледенения. Он дал возможность реконструировать вещественный баланс ледников на основе палеогеографической ситуации, что, в свою очередь, позволяет конкретизировать палинологические характеристики климата — температуру лета и годовые осадки, а также величину ледникового стока. Таким образом возникает возможность оценить степень соответствия современного рельефа тому его характеру, который он должен был бы иметь при предполагаемых особенностях оледенения, климата и водного режима прошлого.

Вначале был реконструирован палеобаланс ледника Уйсу на Восточном Памире в предположении, что его древний конечноморенный вал (ляхшская морена) был образован во время климатического минимума позднего плейстоцена, который отличался такой же сухостью, как и современный. Оказалось, что крупный долинный ледник Уйсу мог приобрести конфигурацию ледника подножья при понижении летних температур всего на 2—3°. Благодаря депрессии фирновой линии на 600 м значительно увеличилась область питания. Равновесие между объемами накопления и абляции установилось при достижении ледником длины 30 км. Сток с ледника оказался в пять раз больше современного, но по абсолютной величине составил всего около 4 м³/сек в среднем за лето, так как до 30% абляции шло за счет испарения. Малому стоку с ледника в период позднеплейстоценового максимума и в последующее время полностью соответствует очень хорошая сохранность моренных комплексов, которая наблюдается в настоящее время [Величко, Лебедева, 1974].

Отличие среднеплейстоценовых условий оледенения от описанных выше определялось тем, что весь Памир был примерно на 500 м ниже, чем сейчас, и находился в значительно более теплом климате. Кроме того, общеклиматическое похолодание было меньше, чем в позднем плейстоцене. Реконструкция вещественного баланса ледника Уйсу в этих условиях показывает, что его абляция шла в основном путем таяния, которое было обычно очень интенсивным и давало сток, в 15 раз превышающий современный. Очевидно, что если бы это было так, то конечные и стадильные морены были бы размыты.

Другая реконструкция была сделана для ледника Федченко. С ее помощью решался вопрос о протяженности ледника в позднем плейстоцене в условиях, реконструированных по палинологическим данным: при годовых осадках, примерно равных современным, и температуре лета на 2—3° ниже. Оказалось, что при снижении фирновой линии на 600 м колоссально увеличивалась область питания ледника Федченко, в систему которого вошли ныне самостоятельные ледники в бассейнах рек Саукдара, Коинды, Баяндкиик и притоков р. Муксу.

Объем аккумуляции должен был балансироваться абляцией на языке ледника Федченко, площадь которого могла увеличиваться в основном за счет длины, так как ширина ограничивалась крутыми бортами долины р. Муксу, на которых видны следы ледниковой деятельности [Трофимов, 1970]. Путем подбора площади абляции, уравновешивающей объем аккумуляции, было установлено, что ледник Федченко должен был спускаться до урочища Ляхш, и следовательно, ляхшская морена была образована в позднем плейстоцене.

Подтверждает позднплейстоценовое время образования «свежих», по выражению Д. В. Наливкина, морен Восточного Памира радиоуглеродная датировка отложений в террасе оз. Каракуль: $27\,700 \pm 700$ лет назад (МГУ-257) [Величко, Лебедева, 1974]. Эта терраса скорее подстилает древнюю морену Караартского ледника, аналогичную уйсуйской, а не вложена в нее, как считают сторонники гипотезы максимального оледенения Памира в среднем плейстоцене. По их мнению, морена старше террасы еще и потому, что она сильно перемыта и переработана озером, которое во время трансгрессии достигало хр. Сарыкол.

Для проверки этого вывода был реконструирован водный баланс оз. Каракуль для поздне- и среднелайстоценовых условий крупного горно-долинного оледенения. Результаты реконструкций приведены в таблице. Основой для определения водного баланса оз. Каракуль послужил расчет современного испарения с его поверхности по методике, изложенной в «Проекте технических указаний по расчету испарения с водной поверхности» [1966]. Озеро бессточное и находится в квазистационарном состоянии, следовательно испарение равно стоку в озеро и атмосферным осадкам на акваторию (последние взяты по данным Каракульской метеостанции). Таким образом было найдено, что современный сток в оз. Каракуль составляет 500 мм, или $0,16 \text{ км}^3/\text{год}$. Половину этого количества составляет ледниковый сток.

В позднем плейстоцене, по нашей реконструкции, ледниковый сток в период стационарного состояния ледника в максимальной стадии должен был увеличиваться в пять раз, поэтому поступление воды в озеро также было значительно больше современного. В то же время испарение с поверхности озера уменьшилось из-за понижения температуры и сокращения теплого времени года. В этих условиях повышение уровня воды, по расчетам, было бы очень значительным и быстрым. Однако в южной части водораздела имеется участок, где высота не превышает 3960 м, что лишь на 46 м выше современного уреза воды в озере. Через это понижение, на которое впервые обратил внимание еще Н. Л. Корженевский [1936], происходил сток в бассейн р. Бартанг, и каракульская котловина не была бессточной.

Таким образом, Караартский ледник спускался в озеро и формировал конечноморенный вал в его прибрежной части. Современная высота остатков этого вала 3930 м. В позднем плейстоцене, когда он был частью крупного долинного ледника, его высота была больше. Возможно, вал даже частично выступал над поверхностью воды. Во всяком случае, он находился в зоне волновой деятельности озера, как в период максимума оледенения, так и в начальной фазе его деградации. Позже, когда оледенение достаточно сократилось и ледниковый сток уменьшился, оз. Каракуль стало уменьшаться и постепенно заняло теперешние позиции.

Климатические условия оледенения в среднем плейстоцене, по результатам реконструкции Уйсуйского ледника, отличались большим количеством осадков. В котловине оз. Каракуль их годовое количество было бы вдвое превышало современную величину, а ледниковый сток должен был быть в 10--15 раз больше, чем сейчас. Поэтому, несмотря на значительное испарение с поверхности озера, связанное со сравнительно

Реконструкция водного баланса оз. Каракуль

Элементы водного баланса	Этапы оледенения		
	современный	позднеплейстоценовый	среднеплейстоценовый
Сток в озеро, мм	400	1200	4200
То же, км ²	0,16	0,91	3,19
Испарение, мм	500	300	1100
То же, км ²	0,20	0,23	0,80
Осадки, мм	100	100	220
То же, км ²	0,04	0,08	0,16
Площадь озера, км ²	380	760	760
Абсолютная отметка уреза воды, м	3914	3960	3960
Средний летний расход воды из озера, м ³ /сек	0	100	160

высокими температурами воды и воздуха, сток из Каракульской котловины в бассейн Бартанга должен был быть очень большим. Как следует из таблицы, средний летний расход воды был порядка 160 м³/сек. Этот сток превышает современный среднегодовой расход воды Бартанга при его впадении в Пяндж (130 м³/сек). В среднем плейстоцене при тех размерах оледенения, которые фиксируются «свежими» моренами, и стоке из котловины озера среднегодовой расход воды в устье Бартанга должен был бы быть порядка 1000 м³/сек. Для сравнения напомним, что эта величина в пять раз превышает среднегодовой расход р. Оки у г. Калуги. Столь мощный сток Бартанга должен был бы производить сильнейшую эрозию, следов которой нет.

Таким образом палеогляциологические реконструкции говорят в пользу позднеплейстоценового возраста крупного горнодолинного оледенения Средней Азии. Именно климат этого времени обусловил слабый речной сток и незначительную эрозию рек, что способствовало хорошей сохранности морен.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А., Лебедева И. М.* Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1974, вып. 23
- Кеммерих А. О.* Гидрография Памира и Памиро-Алая. М.: Мысль, 1978.
- Корженевский Н. Л.* Озеро Каракуль. — Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Л.: 1936, вып. 42.
- Проект технических указаний по расчету испарения с водной поверхности. — В кн.: Материалы междувед. совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Валдай, 1966.
- Трофимов А. К.* Тектонический и климатический факторы в истории оледенения Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). — Фрунзе, Илим, 1970.

ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ГОРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Вопрос об абсолютном возрасте позднеплейстоценового оледенения является в настоящее время узловым при реконструкции позднеплейстоценовой истории гор Средней Азии. Ряд исследователей принимает для гор Средней Азии, по аналогии с историей европейского покровного оледенения, максимальное развитие позднеплейстоценового оледенения 15 000—20 000 лет назад [Бондарев, 1975; Величко, Лебедева, 1974; Шнитников, 1975]. При этом в ряде случаев фактическое обоснование абсолютного возраста применительно к рассматриваемым участкам и регионам недостаточно, а кроме того, остается в тени период, составляющий от 4/5 до 9/10 позднего плейстоцена.

Чтобы продвинуться в решении поставленного вопроса, нами предпринят анализ материала трех опорных районов в разных высотных зонах Тянь-Шаня и Памира: котловины озер Иссык-Куль, Чатыркель и Каракуль. В этих котловинах можно изучать геоморфологические и стратиграфические взаимоотношения ледниковых, флювиальных и озерных образований, отбирать органические остатки для радиоуглеродного датирования.

Котловина оз. Иссык-Куль располагается на высоте около 1600 м, а вершины прилежащих хребтов достигают 4500—5200 м.

Согласно З. В. Алешинской и Л. Г. Бондареву [Разрез ..., 1971], самой высокой из позднеплейстоценовых озерных террас является терраса на высоте 1640 м, т. е. 32 м относительной высоты; морена последнего оледенения, относимого ими ко второй половине позднего плейстоцена, опускается ниже всего, до 2100—2000 м, по долине р. Чоктал на северо-западе котловины. Авторы коррелируют ее с пролювием, который частично перекрывает береговые аккумулятивные формы, отвечающие положению уровня озера на 27 м выше современного. На этом основании делается вывод о том, что позднеплейстоценовое оледенение и высокий (1640 м) уровень оз. Иссык-Куль «в общем синхронны» [Алешинская и др., 1976], или говорится о «некотором запаздывании пика трансгрессии по отношению к максимуму оледенения» [Разрез ..., 1971, с. 149]. Из приведенного авторами описания следует только, что пролювий перекрывает и морену, и уровень 27—32-метровой озерной террасы, т. е. моложе их.

Отложения 32-метровой террасы (никалаевской) на юго-востоке котловины получили радиоуглеродную датировку по раковинам $26\ 340 \pm 540$ лет назад [Разрез ..., 1971]. Накопление озерной толщи, состав которой сверху становится более тонким, отражает трансгрессию озерного бассейна, максимум которой надо считать моложе 25 000 лет, между тем как максимум позднеплейстоценового оледенения древнее.

Максимум позднеплейстоценового оледенения должен сопоставляться не с 32-метровой, но с более высокой, 45—50-метровой (михайловской) террасой оз. Иссык-Куль. Эта терраса в отличие от более низких в восточной части побережья сложена крупным галечником и валунами, по всей вероятности флювиогляциального генезиса. На этом основании михайловскую террасу можно сопоставить со временем таяния позднеплейстоценового ледника (максимальной фазы)

Возраст террасы определяется не только ее более высоким положением по отношению к датированной николаевской террасе, но и археологическими данными. На поверхности михайловской (только михайловской) террасы, а также на приуроченных к ней речных уровнях, известно несколько мустьерских местонахождений с обильными сборами. На западном берегу оз. Иссык-Куль, на возвышенности Боз-Бармак, в условиях, исключающих перемещение материала, находки сделаны М. Б. Юнусалиевым.

Так как мустье Средней и Передней Азии относится [Долуханов, 1972; Никонов, 1973] ко второй половине позднего плейстоцена, а не к среднему плейстоцену, как считалось ранее, уровень михайловской террасы датируется временем не моложе 40 000—50 000 лет.

Соответственно нельзя считать более молодым и максимум последнего оледенения в окружающих котловину горах. Это не исключает вместе с тем возможности развития в окружающих горах фазы оледенения и в самом конце позднего плейстоцена. Принимая во внимание имеющуюся датировку николаевской террасы, последнюю фазу горного оледенения здесь придется считать моложе 25 000—23 000 лет.

Котловина оз. Чатыркель в Тянь-Шане имеет днище на высоте около 3500 м, гребни окружающих хребтов поднимаются до 4400—4700 м. Существует представление о том, что во время максимума последнего оледенения котловина представляла ледом площадью 700—800 км² при средней мощности льда 200—250 м [Шнитников и др., 1975; Севастьянов, 1976]. Однако на днище самой котловины моренные формы и отложения не отмечаются, оно занято озерными террасами и отложениями до относительной высоты 18—20 м (3550 м абс. высоты); соотношение их с моренами боковых долин не изучено.

Отложения низких озерных террас высотой 6—7 м и ниже, судя по многочисленным радиоуглеродным датировкам, относятся к среднему и позднему голоцену [Шнитников и др., 1975]. Более высокая, 11-метровая, терраса с находками кремневых отщепов, видимо, мезолитических [Ранов, 1971; Шнитников, 1975], предположительно относится к раннему голоцену. Все дно котловины занято толщей более древних озерных глин и суглинков мощностью не менее 4—5 м. Радиоуглеродные датировки, выполненные в разных лабораториях, дают возраст видимой части толщи в пределах от 16 000 до 22 000 лет [Шнитников и др., 1975; Севастьянов, 1976; Алешинская и др., 1976]. Спориво-пыльцевые данные свидетельствуют о сухих и холодных условиях, только после 18 000—20 000 лет назад намечаются слабые признаки увлажнения. На основании этих данных максимальное развитие позднплейстоценового оледенения в период 22 000—18 000—16 000 лет назад исключается. Максимальную фазу позднплейстоценового оледенения и заполнения льдом Чатыркельской котловины А. В. Шнитников в позднейших работах относит к промежутку времени между датировками озерных отложений 16 300 ± 120 и 10 460 ± 400 лет назад, точнее к периоду 13 000—14 000 лет назад. Отмеченное слабое увлажнение возможно, действительно вначале увеличение горно-долинного оледенения. 60-сантиметровый слой крупной крупного песка с галькой и валунами внутри озерной долины в обнажении в 15 км восточнее озера [Севастьянов, 1976] вероятно связан с

отражает это событие. Расчет скорости накопления глин на основе радиоуглеродных датировок позволяет рассматриваемую фазу ориентировочно считать моложе 18 000—17 000 лет. Однако никаких геологических и геоморфологических следов заполнения льдом Чатыркельской котловины и, следовательно, максимального развития ледников в самом конце позднего плейстоцена не имеется. Иными словами, в данном районе максимум последнего оледенения мог иметь место только раньше 22 000 лет назад.

В котловине оз. *Каракуль* современный уровень озера 3914 м, а окружающие хребты достигают высоты 5000—5900 м. Соотношение морен и озерных террас изучено автором на северном и юго-западном берегах, в долинах рек Кокчукурбаши и Акджилга, где более свежие морены явно вложены в эрозионный врез, пропиленный в моренах более раннего, среднесплейстоценового оледенения. Последние ложатся на террасы высотой 280 и 170 м, но в них выработана 60-метровая терраса [Никонов и др., 1979]. В нижнем течении р. Акджилга обнаружено четкое парагенетическое соотношение свежей конечной морены и озерной террасы на высоте 30—33 м. Одновременность и взаимосвязанность их возникновения здесь не вызывает сомнения.

На восточном берегу, где проводили наблюдения многие исследователи, четко выражена караартская конечная морена, которую относят к среднему [Трофимов, 1969] или позднему [Величко, Лебедева, 1974] плейстоцену. Д. В. Наливкин [1932] и Н. Л. Корженевский [1936] отмечали следы подмыва на внешнем склоне этой относительно молодой конечной морены до высоты 25—27 м. Фактически четкие следы озерной абразии по берегам всего озера, в том числе и на караартской морене, поднимаются до высоты не выше 40 м. К караартской морене причленяются береговой вал высотой 31,5 м и галечные пляжи на высотах 31, 27—25 м. Нигде в бассейне озера не наблюдается залегание морены на этих террасах. Несомненно, что морена древнее террас.

Там же, на восточном берегу, ближе к озеру, на высоте 10—16 м над ним в верхней части разреза 15—18-метровой террасы развита толща прибрежных озерных песков трансгрессивного характера. Спорово-пыльцевой анализ толщи показал присутствие в ней 30—80% пыльцы древесных (береза, ольха, сосна, примесь широколиственных). Это свидетельствует о межледниковых условиях и не характерно для всех известных разрезов второй половины позднего плейстоцена на Памире [Пахомов, 1965, 1967; Никонов и др., 1979]. Органические остатки из этой толщи, отобранные А. А. Величко, дали возраст свыше 44 000 лет (МГУ-258). Эти данные заставляют говорить о межледниковых условиях на Памире до 44 000 лет назад и до формирования уровней на высоте 10—15 м. Поскольку имеющаяся датировка не конечная, и соотношение датированной толщи песков с караартской мореной остается невыясненным (озерные пески лежат на размытой нижнесплейстоценовой морене), то нельзя точно определить, насколько караартская морена древнее озерных песков, получающей датировку. Наиболее вероятно среднесплейстоценовый возраст караартской морены и отнесение толщи песков к интерледниковому или раннесплейстоценовому межледниковому между средним и позднесплейстоценовыми оледенениями.

Другая опорная датировка — $27\,700 \pm 700$ лет назад — относится к слоям синих глин с гиттией в толще погребенного льда на восточном берегу, деформированной морозным пучением [Корженевский, 1936; Величко, Лебедева, 1974]. Эта толща мощностью 5—10 м перекрывает талые пески и подстилает, по нашим наблюдениям, палевые суглинки самых низких террас Каракуля, отделяясь от них местами тонким базальным слоем с галькой и гравием. На южном берегу озера суглинки низких террас, также локально вспученные криогенными процессами до высоты 10—12 м, имеют датировки 8750 ± 250 и $12\,000 \pm 200$ лет назад [Белоусов, 1976]. Мезолитическое местонахождение на речной террасе северного берега оз. Каракуль на высоте 15—18 м [Ранов, 1962] соответствует 5—6-метровой террасе озера и датирует ее временем, предшествующим 7000—9500 лет назад. Суглинки низких террас характеризуются пылью исключительно пустынно-степных растений (как и в современных пробах), между тем как гиттия с погребенным льдом, лежащая в цоколе, содержит до 9—11% пыли древесных пород [Пахомов, 1967; Никонов и др., 1979].

Таким образом, датирование мерзлой толщ 23 000—32 000 лет характеризует время формирования не 1,5-метровой террасы озера [Величко, Лебедева, 1974], а толщу одной из более древних террас — 8- или скорее 15—18-метровой. Озеро в это время, несомненно, было больше и глубже современного и существовало в условиях более высокой влажности, вероятно, во время оледенения (в том числе подземного). Но это явно не была фаза максимального распространения позднплейстоценовых ледников в окружающих горах. Тем более нет оснований относить максимум последнего оледенения к периоду 14 000—15 000 или 18 000—20 000 лет назад [Величко, Лебедева, 1974; Бондарев, 1975]. Ссылка на возраст мезолитической стоянки Ошхона (7500—9500 лет) в соседней долине р. Уйсу (Маркансу) при датировке стадий отступления ледника не основательна, ибо культурные слои стоянки отделены от лежащей ниже среднеплейстоценовой морены двумя фазами врезания и двумя фазами накопления аллювия [Трофимов, 1969; Пахомов и др., 1977].

Четко выраженные стадии похолодания и увлажнения климата отражены в пыльцевых спектрах палеолитических стоянок в низкогорьях Южного Таджикистана на абс. высотах 1000—2000 м. Если судить по единичным радиоуглеродным датировкам культурных слоев стоянок Таджикистана и аналогичных стоянок на Ближнем и Среднем Востоке [Долуханов, 1972; Никонов, 1973], отмеченные стадии падают на период ранее 10 000—20 000 лет назад (возможно, 25 000—35 000 лет назад) в Дарвазе (верхний палеолит, стоянка Шугноу) и Южном Гиссаре (финальное мустье, стоянка Худжи) и период до 15 000—30 000 лет назад (возможно, 50 000—60 000 лет назад) в предгорьях Вахшского хребта (типичное мустье, стоянка Огзи-Кичик).

В настоящее время в рассматриваемом регионе намечается три периода заметного похолодания и увлажнения в сочетании с ледовой инвазией позднего плейстоцена, т. е. в эпоху последнего оледенения. Они относятся приблизительно на время 60 000—50 000, 35 000—25 000 и 14 000 лет назад. При современном уровне влажности в результате плейсто-

цена можно определенно утверждать, что максимум последнего оледенения в горах Средней Азии не приходился на период 15 000—18 000 лет назад, а был древнее [Никонов, 1977]. На основании морфологических и в меньшей мере палинологических материалов можно говорить о максимальном изменении природных условий и максимальном распространении ледников в раннюю из намеченных позднплейстоценовых стадий.

Причина последовательно все меньшего распространения ледников в каждую из фаз позднего плейстоцена, скорее всего, заключается в направленной аридизации Средней Азии, на фоне которой проявлялись отмеченные выше похолодания и увлажнения.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г., Чигарев Н. В., Шумова Г. М.* О тектонике, климате и оледенении Тянь-Шаня в плейстоцене. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Белюсов Т. П.* Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976.
- Бондарев Л. Г.* Ледники и тектоника. Л.: Наука, 1975.
- Величко А. А., Лебедев И. М.* Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира. — Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения, 1974, вып. 23.
- Долуханов П. М.* Хронология палеолитических культур. — В кн.: Проблемы абсолютного датирования в археологии. М.: Наука, 1972.
- Квасов Д. Д., Селиверстов Ю. П.* Некоторые вопросы палеогеографии Иссыккульской котловины. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1969, т. 10.
- Корженевский Н. Л.* Озеро Кара-куль. — Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Л., 1936, вып. 42.
- Марков К. К.* Геоморфологический очерк Памира. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1935, вып. 17.
- Наливкин Д. В.* Обзор геологии Памира и Бадахшана. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 182.
- Никонов А. А.* Определение скорости срезания рек. — Геоморфология, 1973, № 1.
- Никонов А. А.* Древнеледниковые отложения Памира и вопросы их корреляции с отложениями внеледниковых зон Средней Азии. — В кн.: Тез. докл. Междунар. симпозиума по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977.
- Никонов А. А., Пахомов М. М., Шумова Г. Н.* Новые данные по палеогеографии Каракульской котловины на Памире. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 1.
- Пахомов М. М.* Растительность и климат Памира в верхнем плейстоцене и в современную эпоху: (По данным спорово-пыльцевого анализа). — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1965, № 1.
- Пахомов М. М.* Спорово-пыльцевая флора из первой надпойменной террасы озера Каракуль. — Изв. АН СССР. Сер., геогр., 1967, № 2.
- Пахомов М. М., Никонов А. А., Ранов В. А.* О палеогеографических условиях Северного Памира в раннем голоцене по результатам изучения мезолитической стоянки Ошхона. — Докл. АН ТаджССР, 1977, г. 20, № 5.
- Ранов В. А.* Стоянка на озере Каракуль. — Изв. отд. обществов наук АН ТаджССР 1962, № 1 (28).
- Ранов В. А.* Следы стоянок каменного века на Аксай-Чатыркальских сыртах в Тянь-Шане. — Изв. ВГО, 1971, т. 106, вып. 2.
- Разрез новейших отложений Иссыккульской впадины. — М.: Изд-во МГУ, 1971.

- Севастьянов Д. В. Современное и древнее оледенение хребта Атбаши. — Изв. ВГО, 1976, т. 108, вып. 6.
- Трофимов А. К. О режиме ледников Памира в голоцене. — Изв. ВГО, 1969, т. 101, вып. 2.
- Шнитников А. В. Из истории озер Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л.: Наука, 1975.
- Шнитников А. В., Лийва А. А., Бердовская Г. Н., Тарновский А. А. О голоценовой истории озера Чатыркель (Тянь-Шань). — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л.: Наука, 1975.

Л. Г. БОНДАРЕВ

К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

В последние годы обнаружилось существенные расхождения в оценке масштабов позднеплейстоценового оледенения на Тянь-Шане. В ряде работ размеры последнего оледенения значительно преуменьшены. Покажем это на примере западной части хребта Кунгей-Ала-Тоо.

Бассейн р. Чон-Кемин. По мнению Ш. Качаганова [1971], позднеплейстоценовые морены прослеживаются до высоты 3100 м в главной долине и 3500—3700 м в долинах крупных притоков. Морены, расположенные ниже, относятся к среднему плейстоцену.

Имеются следующие возражения против такого возрастного расчленения морен. В главной долине Чон-Кемина раннеаламединская терраса, формирование которой относится к первой половине позднего плейстоцена [Григоренко, 1966], прослеживается в виде отдельных фрагментов в среднем течении реки высотой около 60 м выше до впадения р. Кёкулу-Булак (правый приток); выше по течению этот террасовый уровень не наблюдается. Здесь же, у впадения Кёкулу-Булака (высота 2620 м), находится превосходно выраженная конечная морена, подошва которой еще не вскрыта эрозией. Вверх по долине формы моренного рельефа прослеживаются вплоть до современных ледников, формируя единый комплекс аккумулятивного ледникового рельефа, отложенного при последовательном сокращении крупного ледника дендритового типа, которое прерывалось временными остановками и надвиганиями. Во врез, расчленяющий морену близ устья р. Кёкулу-Булак, вложена 30-метровая позднеаламединская терраса (Q_{III}^2), которая выклинивается на высоте 3100 м. Таким образом, максимум позднеплейстоценового оледенения приходится на промежуточный этап между ранне- и позднеаламединским временем (Q_{III}^1 и Q_{III}^2 соответственно).

Чокतालский узел оледенения. Морены древнего ледника Джинды-Су, который спускался с северного склона Кунгей-Ала-Тоо до отметок 2400 м, перекрывает деформированный взбросом аккумулятивный уровень высотой около 80 м. Согласно Ш. Качаганову [1971], слагающая его толща имеет позднеджергаланский возраст (Q_{II}^3); морену Качаганов также относит к среднему плейстоцену.

По нашему мнению, эта аккумулятивная толща, простираясь снизу, не считая локального уровня, сложного седельного типа, имеет раннеаламединский возраст (Q_{II}^1).

Следует отметить, что граница позднеплейстоценового ледника, проводимая Ш. Качагановым, выглядит совершенно нереальной с палеогляциологических позиций. Из положений, развитых М. В. Троновым [1966], следует, что после того, как несколько ледниковых потоков, покинув свои вместилища в пределах обширного многокамерного фирнового бассейна, сливаются в пределах узкого дна долины, они взаимно подпруживаются, вследствие чего значительно увеличиваются в мощности и приобретают дополнительный стимул к надвижению, которое может происходить даже при потеплении. Понятие о максимальной фазе оледенения предполагает достаточно долгое стабильное состояние климата, находящегося в полном соответствии с достигнутыми размерами ледников. Но подобное длительное стабильное состояние подпруживающихся ледников невозможно — они неизбежно должны «ринуться вперед». (И наоборот — ликвидация подпруживания в период деградации оледенения служит причиной катастрофического отступления ледников, которое не в силах остановить даже временное изменение климата).

Заметим, что высказанные соображения справедливы также и для критики позднеплейстоценовой границы оледенения, проводимой Ш. Качагановым в верховьях Чон-Кемина.

Говоря о леднике Джинды-Су, интересно сопоставить его с древним ледником Чоктал, расположенным по другую сторону водораздела в пределах бассейна оз. Иссык-Куль. Морены ледника Чоктал спускаются почти до 2000 м, вторгаясь в пределы пролювиального шлейфа. Они датируются поздним плейстоценом, поскольку в зоне предгорий они расположены во врезе, гипсометрически ниже двух аккумулятивных уровней, относимых к среднему плейстоцену.

Другое независимое датирование чоктальской морены основано на том, что к моренной дуге примыкает широкий веер переотложенной морены; он в свою очередь переходит в поверхность позднеплейстоценового конуса выноса, с которым коррелируются береговые валы, расположенные на высоте 1640 м (32 м над современным уровнем озера). Установлено, что максимум позднеплейстоценовой трансгрессии на Иссык-Куле наступил позднее 26 000 лет назад [Алешинская, Бондарев, 1970].

Конечно, расположение аккумулятивных ледниковых форм на отметке 2000 м следует считать аномально низким. Значительному развитию древнего оледенения способствовали: большие абсолютные высоты в пределах бассейна Чоктала (пик Чоктал достигает максимальной для Кунгей-Ала-Тоо высоты — 4770 м); благоприятные морфологические особенности бассейна (его верховья имеют воронкообразную форму, сужаясь от 10 км у главного водораздела до 1 км в 6 км ниже по долине; это обстоятельство должно было вызвать значительный эффект подпруживания в период прогрессивного развития древнего оледенения); наличие в области питания ледника довольно протяженного — около 5 км — участка склона северо-восточной экспозиции, гребень которого имеет среднюю высоту 4000 м — хр Чатыр-таш (ориентировка этого ребра также весьма благоприятна и для осуществления метелевого переноса снега с запада через водораздел на склон северо-восточной экспозиции, что служило дополнительным стимулом для снижения снеговой линии).

Итак, если в позднем плейстоцене ледник Чоктал на южном склоне доходил до высоты 2000 м, то, пожалуй, есть основания относить к позднему плейстоцену и морены, прослеживающиеся в долине р. Джинды-Су по другую сторону водораздела до отметки 2500 м, тем более, что помимо более благоприятных условий экспозиции, развитию оледенения в пределах этого бассейна также весьма способствовали его морфологические особенности, рассмотренные выше. Не исключено, что ледник Джинды-Су спускался и до более низких отметок, поворачивая вниз по долине, но следы пребывания ледника на этом участке долины уничтожены катастрофическим селевым паводком, возникшим после прорыва обвальной плотины.

Вопрос о ледоомере в котловине озера Чатыркель. В ряде недавних публикаций [Шнитников, 1975; Севастьянов, 1977, 1978; и др.] высказано предположение, что в позднем плейстоцене ледники полностью заполняли котловину оз. Чатыркель.

Эта точка зрения обосновывается следующим образом. В северо-восточной части бассейна ледники имеют по 7 стадийных морен. Согласно схеме А. В. Шнитникова [1957], выделяется 8 стадий отступления ледников последнего оледенения. Одной морены не хватает. Недостающей — максимальной — стадии должно соответствовать полное заполнение озерной котловины льдами мощностью 200—250 м. Времени существования ледоомера в обнажении «Дальнее» по правому берегу р. Кёкайгыр отвечает лишенный растительных остатков горизонт мощностью 0,6 м, представляющий крупным серым и рыжим песком с прослоями гальки и валунов и заключенный между слоями озерных суглинков, богатых органическим материалом. Абсолютный возраст органики, взятой из отложений, подстилающих немой горизонт, равен 19 000—21 000 лет назад [Севастьянов, 1977].

По этому поводу можно сказать следующее. Прежде всего отметим, что на побережье оз. Чатыркель нет никаких форм моренного рельефа, которые можно было бы связать с существованием ледоомера в озерной котловине. В рельефе предельная граница продвижения ледников фиксируется моренами, которые Д. В. Севастьянов относит к первой стадии распада ледников (следующая стадия после максимальной).

Далее, мы должны констатировать отсутствие стратиграфических следов былого существования 200—250-метровой толщи льда. Д. В. Севастьянов считает, что в обнажении «Дальнее» на р. Кёкайгыр в 15 км от современного берега озера, максимуму оледенения отвечает уже упомянутый немой горизонт мощностью 60 см. А какими отложениями представлена следующая после максимальной стадия? Превосходно развитые чукуровые поверхности на правобережье р. Кёкайгыр, оставленные слившимися ледниковыми языками, выходящими из соседних долин, образуют четкий уступ высотой 30—40 м. Диаметр валунов достигает 1 м и более. Имеющиеся факты, на наш взгляд, можно интерпретировать только так: ледники не распространялись за пределы линии морен первой стадии.

Приведем еще другие материалы. Согласно наблюдениям А. Деминской и Л. Г. Бондарев, верхняя часть обнажения правого берега р. Кёкайгыр в 6,5 км от устья имеет следующее строение (табл. 1, стр. 10).

- | | |
|---|-----------|
| 1. Суглинок зеленовато-серый, сверху опесчаненный, с ореховатой структурой. На глубине 0,4 м прослой песка мощностью 1—2 см. Контакт с нижним горизонтом четкий | 0,00—0,60 |
| 2. Суглинок сизовато-серый, с отпечатками растений. Структура ореховатая. На глубине 0,8 м прослой песка. С глубины 1,2 м в большом количестве растительные остатки | 0,6—1,4 |
| 3. Глина темно-серая, с сизым оттенком, с очень большим количеством растительных остатков. С глубины 1,6 м грунт мерзлый, с прожилками льда | 1,4—3,6 |

Абсолютный возраст растительных остатков, отобранных с глубины 1,3 м, оказался равен $18\ 380 \pm 200$ лет назад.

При сопоставлении этого разреза и разреза «Дальнее» напрашивается такой вывод: вниз по течению реки происходит выклинивание горизонта, представленного фациями речного аллювия, и полное замещение его озерными отложениями.

На северо-восточном побережье оз. Чатыркель хорошо выражена серия террас, среди которых выделяется уровень высотой 9—12 м (IV терраса в описании А. В. Шнитникова [1975]). На ее поверхности располагаются береговые валы относительной высотой 1—1,5 м на расстоянии до 4,5 км от современной береговой линии. В 10 км к северо-востоку от устья р. Тепши в разрезе этой террасы сверху вниз выходят:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Супесь буроватая, пронизана корнями растений | 0,00—0,15 |
| 2. Галечник, средний размер гальки 2—3 см. С поверхности галька покрыта коркой соли | 0,15—0,55 |
| 3. Суглинок серовато-коричневый, с мелкоореховатой структурой, с включением гальки размером 1—3 см | 0,55—1,45 |
| 4. Суглинок коричневато-белесый, плотный, пылеватый, контакт с лежащим ниже слоем неровный | 1,45—1,75 |
| 5. Гравийно-галечный слой, средний размер галек 2—3 см, заполнитель — тонкозернистый песок. Галечник залегает лицевыми. Лежащие ниже отложения контактируют с галечником по режой неровной границе, местами внедряясь в галечник карманами | 1,75—2,05 |
| 6. Суглинок коричневато-белесый, пылеватый, с растительными остатками, мелкоореховатый, с прослоями тонкозернистого песка того же цвета, пылеватого, слюдистого | 2,05—4,25 |

Абсолютный возраст растительных остатков, взятых с глубины 2,95 м, равен $16\ 300 \pm 420$ лет назад [Шумова, 1974].

Итак, и в этом случае нет стратиграфических признаков былого существования мощной ледниковой толщи.

Наконец, отметим, что неполнота ряда стадияльных морен может быть связана с деятельностью разрушительных экзогенных процессов и с особенностями саморазвития ледников. Так, возможна катастрофически быстрая деградация ледников после ликвидации подпруживания, столь интенсивная, что даже временное опускание снеговой линии не может вызвать их стабилизацию или наступание. Подобный ход событий мог иметь место в нашем случае при распаде ледников подвожгий на изолированные долинные ледники.

По нашему мнению, ситуация в рассматриваемом районе во время максимума последнего оледенения была такова. На северо-западном побережье лишь в отдельных случаях ледниковые языки спускались до высоты

3650—3700 м. В бассейнах правых притоков р. Кёкайгыр они доходили до 3600 м, а восточнее водораздела Чатыркельской котловины с Западным Аксаем — до 3340—3400 м. Это объясняется тем, что в средней части хр. Атбаша условия для развития оледенения были более благоприятными: большие абсолютные высоты, наличие высоко поднятых денудационных поверхностей. Ледники, спускавшиеся с хр. Торугарт — южного обрамления котловины, оканчивались на высотах 3600 м и более. Крупный долинный ледник Мустыр, расположенный на Торугарте западнее водораздела с р. Арпа, доходил до отметки около 3400 м. Уровень оз. Чатыркель находился на отметке около 3550 м (современное положение — 3530 м). Площадь позднплейстоценового водоема — около 360 км² — вдвое превосходила современную (182 км²). Итак, ледниковые языки близко подходили к берегам оз. Чатыркель, но в саму озерную ванну не вторгались.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская Э. В., Бондарев Л. Г.* Новые абсолютные датировки плейстоценовых и голоценовых отложений озера Иссыккуль. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970.
- Григоренко П. Г.* Основы геологии четвертичных (антропогенных) отложений и связанные с ними подземные воды артезианских бассейнов Кыргызского Тянь-Шаня. Фрунзе; Ташкент, 1966.
- Качаганов Ш.* Древнее оледенение бассейна реки Чон-Кемин. — В кн.: Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971.
- Севастьянов Д. В.* История последнего оледенения в бассейне озера Чатыркель (Тянь-Шань). — В кн.: Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977.
- Севастьянов Д. В.* Некоторые особенности распада вюрмского оледенения в бассейне озера Чатыркель. — В кн.: Гляциология Алтая. Томск. 1978, вып. 14.
- Тронов М. В.* Ледники и климат. Л., 1966.
- Шнитников А. В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.; Л., 1957.
- Шнитников А. В.* Из истории озер Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., 1975.
- Шумова Г. М.* Основные этапы развития растительного покрова внутреннего Тянь-Шаня в плиоцене и плейстоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974.

П. А. ОКИШЕВ

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ АЛТАЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОСТМАКСИМАЛЬНОЙ ФАЗЫ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ

По признаку хорошей морфологической выраженности конечных морен границы максимума позднплейстоценового оледенения в большинстве долин Алтая устанавливаются достаточно уверенно. В последнее время геоморфологические критерии обоснования границ этого максимума подтверждаются и абсолютными датировками отложений в разных горных странах. К сожалению, приходится констатировать, что в Алтае радиоуглеродных датировок получено еще очень мало, поэтому в

ледниковые отложения максимума позднеплейстоценового оледенения радиологически вообще не датированы. Поэтому геоморфологический метод установления пределов распространения ледников до сих пор остается ведущим.

Общая площадь позднеплейстоценового оледенения Алтая составляла около 35 тыс. км², т. е. почти в 35 раз превосходила суммарную площадь современных ледников. Долины верховий Катунь, рек Акалаха, Джасатор, Чаган-Узун, Чульча, Шавла и др. на протяжении 60—70 км, а Чулышмана — даже 100 км, заполнялись льдом мощных дендритовых ледников. В отдельных случаях переполнявший долину лед претекал через междуречные понижения в бассейн соседней реки (например, из долины Чулышмана в долины Мал. и Бол. Улагана бассейна р. Башкауз; из долины Катунь в долину р. Язовая бассейна р. Бухтарма.). В Чуйской котловине выдвигавшиеся из горных долин ледники широко распластывались, сливались, образуя предгорные ледяные шлейфы. В Сорлукульской, Джулукульской, Тархатинской, Бертекской котловинах и в западной части Курайской котловины от слияния ледников окружающих гор формировались ледоемы, питавшие, в свою очередь, крупные выводные долинные потоки. Однако решительно преобладали и определяли характер позднеплейстоценового оледенения Алтая более простые формы — различные по строению и размерам долинные ледники, образовывавшие своеобразные гирлянды на склонах хребтов и горных узлов.

Оледенение Алтая носило очаговый характер, т. е. охватывало более или менее разобщенные высоко поднятые участки территории (рисунок — вклейка). Вместе с тем, расположение хребтов в ряде случаев обеспечивало непрерывность ледниковых образований при переходе от одного центра оледенения к другому и поэтому дифференциация последних в определенной мере условна. Выделение центров оледенения все же представляется целесообразным.

Во-первых, оно подчеркивает общий горно-долинный, а не покровный характер оледенения; ледоемы, как специфическая форма ледниковых образований, были следствием заполнения долинными ледниками межгорных котловин и поэтому даже при опускании снеговой границы до поверхности ледоемов они не приобретали свойств покровных ледников, их разгрузка всецело контролировалась долинами.

Во-вторых, в разных частях Алтая оледенение формировалось в неодинаковых ороклиматических условиях, которыми определялись не только размеры ледников и набор их морфологических типов, но также определялись особенности эволюции ледников и общая продолжительность существования оледенения того или иного хребта.

По особенностям ороклиматических условий центры оледенения Алтая можно разделить на центры простого горно-долинного типа оледенения и центры сетчатого типа оледенения. К первой группе относятся Западно-Алтайский, Теректинский, Иолго-Сумульгинский, Чихачевский и Курайский центры, ко второй группе — Абаканский, Чулышман-Шапшальский и Южно-Алтайский центры.

Наиболее низко (до 1800 м над ур. моря) снеговая граница опускалась в максимум позднеплейстоценового оледенения в районе оз. Телецкого.

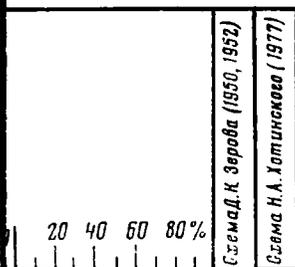
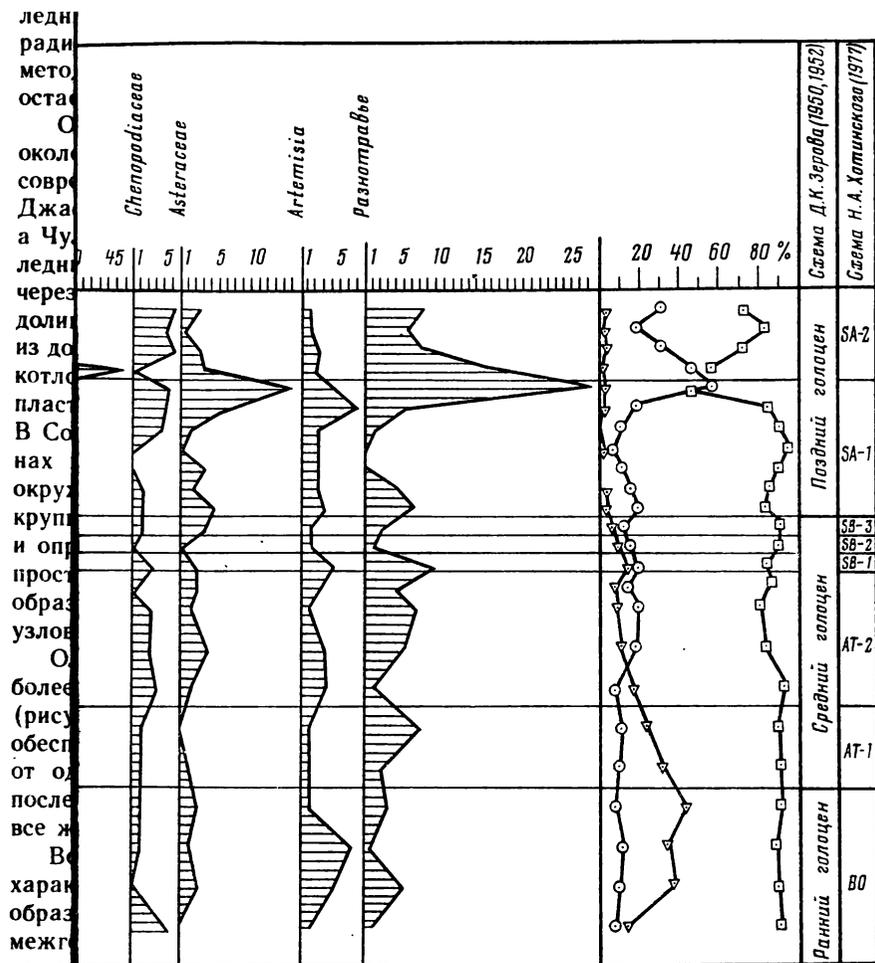


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма болота Заложцы II

Условные обозначения см. рис. 1

Наиболее низко (до 1800 м над ур. моря) снеговая граница опускалась в максимум позднеплейстоценового оледенения в районе оз. Теленкое.

На отметках около 2000—2100 м она проходила в северной части Иолго-Сумультинского и в Западно-Алтайском центрах. В юго-восточном направлении уровень снеговой границы повышался. Несмотря на это, наиболее обширное и сложное оледенение существовало в южных и восточных районах Алтая, являясь, прежде всего, следствием быстрого повышения в этом направлении хребтов Алтая. Вместе с тем, существенную роль в формировании здесь крупных сложных ледниковых комплексов играли особенности орографического плана, заключающиеся в том, что сближенные высокогорные хребты и их отроги ограничивают относительно небольшие по площади бассейны с центростремительной системой речных долин. Спускавшиеся по этим долинам ледники взаимно подпругивались при слиянии, увеличивали вследствие этого свою мощность и обеспечивали широкое растекание льда на сниженные междуречные пространства. В отдельных случаях (в долинах рек Джасатор, Чуя, Шавла, Чулышман) мощность ледников достигала 500—600 м и более. Однако в большинстве долин верхний уровень ледникового заполнения прослеживается на относительных отметках до 300 м.

В максимум позднеплейстоценового оледенения депрессия снеговой границы в Центральном Алтае достигала 800—850 м. По ряду признаков опускание снеговой границы было обусловлено похолоданием, главным образом, снижением летних температур. Об этом свидетельствуют, прежде всего, палинологические данные. Оценивая ход развития растительности Горного Алтая в плейстоцене и гипотетические (рассчитанные по палинологическим данным) климатические показатели, Т. Д. Боярская отмечает, что «максимально сухими и холодными были климатические условия времени позднеплейстоценового оледенения гор, когда на большей части территории Алтая среднегодовые температуры опускались ниже -10° » [Разрез..., 1978, с. 176].

Правомерность заключения о сухом и холодном климате времени позднеплейстоценового оледенения, основанного на палинологических данных, находит подтверждение и в анализе других позднеплейстоценовых явлений. Так, в Чуйской и Курайской межгорных впадинах, сток из которых блокировался мощными ледяными запрудами, морена позднеплейстоценового максимума оледенения и первая постмаксимальная морена некоторых ледников имеют ярко выраженные озерные волноприбойные террасы [Попов, 1962; Девяткин, 1965; Окишев, 1976]. Совершенно очевидно, что отмеченные морены к моменту их моделирования озерными волнами были уже сформированы и ледниковые отложения успели достаточно консолидироваться, освободиться от погребенного льда. Следовательно, озера образовались и достигли наибольших уровней лишь после начала деградации ледников и питались талыми ледниковыми водами.

Об этом же свидетельствует наличие промытых флювио-гляциальных галечников в основании ленточных озерно-ледниковых осадков, вложенных в долине Чегань-Урва в межледниковое позднеплейстоценовое отложение. Накопление галечников могло происходить только в условиях быстрого руслового стока галей ледниковых вод, когда озеро еще не успевало образоваться, или было очень маленьким, имел очень низкий уровень воды, близкий к краевой

зоны оледенения. Последующий подъем уровня озера и проникновение его в цунговый бассейн Чаган-Узунского ледника было следствием таяния льда.

В центре Чуйской котловины, в районе пос. Тебелер, имеются полуразрушенные гидролакколиты, склоны которых осложнены озерными террасками. Это свидетельствует о возникновении гидролакколитов в доозерный период. После спуска озера в Чуйской котловине гидролакколиты не образовывались. Криогенные процессы послеозерного периода ограничиваются сезонным пучением. Отсюда следует, что в доозерный период климатические условия характеризовались более низкими температурами лета по сравнению с таковыми в послеозерный период; в период наибольшего похолодания озера в котловине или еще вовсе не было, или оно было весьма незначительным, локализовалось в самой низкой части котловины; сток рек, протекающих ныне через котловину, прекращался или был настолько ничтожным, что почти полностью поглощался каналами и трещинами в леднике, занимавшем долину р. Чуя ниже котловины.

Снижение (на 4,8—5,1° С) летних температур, обеспечивавшее развитие позднелейстоценового оледенения, сопровождалось увеличением (в годовом цикле) доли твердых атмосферных осадков. Надо полагать, что по мере трансгрессии ледников все большая часть атмосферных осадков консервировалась в ледниках, ибо без этого не возможно было увеличение их размеров. Следовательно, одновременно с увеличением ледниковых масс происходило сокращение количества атмосферных осадков, участвовавших в формировании ежегодного речного стока. Представляется вполне правомочным заключение, что развитие ледников сопровождалось прогрессирующим уменьшением годового речного стока, а наименьшим стоком характеризовался предмаксимальный период оледенения.

В начале постмаксимума оледенения началась отдача «излишков» законсервированной влаги. По геоморфологическим признакам (крутой дистальный склон морен максимума позднелейстоценового оледенения, ограниченность эрозионного расчленения их фронта) на данном этапе в абляции наряду с таянием существенное значение имело испарение льда. Позднее доля талых ледниковых вод в питании рек увеличилась, но была, вероятно, очень непостоянной, отражая флуктуации климата, и в среднем для периода деградации позднелейстоценового оледенения не превышала 10% современного годового стока рек Алтая.

Широкое распространение оледенения существенно ограничивало длину речной сети, вызывало образование в долинах и межгорных котловинах ледниково-подпрудных озер, обуславливало перестройку режима речного стока. В целом по бассейнам Катунь и Бий в максимум позднелейстоценового оледенения суммарная протяженность речной сети сокращалась на 20—22%. Еще более показательным было сокращение длины отдельных рек. Так, например, суммарная протяженность рек, впадающих в Телецкое озеро, сокращалась на $\frac{3}{4}$ по сравнению с современной. Почти на 95% сокращалась длина речной сети в бассейне р. Чуя, на 85—90% — в бассейне р. Аргут.

Как отмечалось выше, для конечных морен максимума позднелей-

стоценового оледенения нет датировок абсолютного возраста и поэтому хронологический рубеж перехода от экспансии ледников к их деградации остается одним из актуальных вопросов палеогляциологии Алтая, как впрочем, и других горных стран.

Сотрудниками географического факультета МГУ получена термолюминесцентная датировка $58 \pm 6,7$ тыс. лет назад (МГУ-КТЛ-93) для морены, подстилающей озерно-ледниковые ленточные осадки в долине Чаган-Узуна. Хотя разрез с этой датировкой находится почти в 10 км выше конечной морены максимума позднплейстоценового оледенения, приведенная дата может быть принята в качестве первого ориентировочного по времени репера. По крайней мере, в настоящее время можно утверждать, что максимум позднплейстоценового оледенения предшествовал накоплению вложенных в цунговый бассейн озерно-ледниковых осадков, нижние горизонты которых имеют термолюминесцентную датировку 32 ± 4 тыс. лет назад (МГУ-КТЛ-1). Такое представление согласуется с появляющимися в последнее время выводами о времени этого максимума и по другим территориям. В частности, ко времени более 44 000 лет назад относят максимум позднплейстоценового оледенения на Памире [Никонов и др., 1979], к раннему вюрму — во французских Альпах и на территории Русской равнины [Серебрянный, 1978].

Начальный период постмаксимальной деградации ледников озаменовался возникновением ряда ледниковоподпрудных озер в межгорных котловинах. По исследованиям в Чуйской котловине можно сделать заключение, что сильный спад уровня озера (если не исчезновение его) имел место ранее 25 000 лет назад. Возникшее позднее озеро начало опорожняться около 22 000 лет назад. Режим спада уровня озера контролировался динамикой ледниковой подпруды, о чем свидетельствуют серии волноприбойных террас на бортах котловины и дистальных склонах наиболее древних конечных морен позднплейстоценового оледенения.

В Чуйской и Курайской межгорных котловинах скапливалось не менее 400—450 км³ воды. Периодический сброс части воды из этих ледниковоподпрудных озер обусловил специфический микрорельеф на поверхности III надпойменной террасы р. Катунь и вызывал периодическое обводнение верхнего Приобья.

Озерным периодом в котловинах Горного Алтая разделяются два мегастадиала позднплейстоценового оледенения. Первый отвечал по времени зырянскому оледенению Западной Сибири, второй — сартанскому. Его максимум на Алтае проявился около 13 000 лет назад. Ледники второго мегастадиала не достигали размеров максимума оледенения в первом. Их развитие ограничивалось депрессией снеговой границы в 600—650 м. Деградация ледников второго мегастадиала носила ярко выраженный стадийный характер и в долинах с современным оледенением фиксирована восемью стадийными конечно-моренными комплексами

ЛИТЕРАТУРА

- Девяткин Е. В. Кавказские отложения — ледники. В сб. «Ледники», М., 1964, стр. 10—11.
Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 126.
Никонов А. А., Пахоев М. М., Шужов Е. М. Новые данные о времени деградации Каракульской котловины на Памире. Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1.

Окишев П. А. Древние приледниковые озера Чуйской и Курайской котловин. — В кн.: Гляциология Алтая., Томск, 1976, вып. 2.

Попов В. Е. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая. — В кн.: Гляциология Алтая., Томск, 1962, вып. 1.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в поздне-четвертичное время. М.: Наука, 1978.

В. В. ЗАМОРУЕВ

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР ВОСТОКА СССР

В настоящее время многие исследователи принимают схему истории четвертичного оледенения гор востока СССР, основанную на представлении В. Н. Сакса (с отдельными отклонениями от его первоначальных взглядов). Многие геологи используют и термины, предложенные В. Н. Саксом [1948], для обозначения отдельных этапов развития оледенения. Согласно этой схеме, в среднечетвертичное время имело место максимальное оледенение, получившее название самаровского (термин С. Б. Шацкого). Оно развивалось в условиях слабо расчлененного рельефа. Во время наступившей после максимального оледенения межледниковой эпохи происходил врез рек и расчленение рельефа. В позднечетвертичное время развивалось следующее оледенение (зырянское), имевшее значительно меньшие размеры по сравнению с максимальным. Последнее оледенение (сартанское), отделенное от предыдущего межледниковой эпохой, имело наименьшие размеры, местами его следы прослеживаются лишь в самых верховьях долин.

Не отрицая значительной роли, которую сыграла схема В. Н. Сакса в развитии представлений об истории четвертичного оледенения гор востока СССР, нельзя не отметить и теневую сторону ее широкого распространения, т. к. во многих случаях она стала рассматриваться как готовый каркас для стратиграфических и палеогеографических построений, к которому нужно лишь подобрать иллюстративный материал.

В истории создания схемы В. Н. Сакса обращает на себя внимание тот факт, что стратотипы выделенных В. Н. Саксом ледниковых горизонтов находятся не в горных районах (за исключением сартанского), а в равнинных (район Усть-Енисейского порта). Определяя принадлежность тех или иных отложений к ледниковым горизонтам, В. Н. Сакс исходил не из тех критериев, которыми располагают исследователи при расчленении ледниковых образований в горах, а основывался лишь на литологических особенностях осадков и общих палеогеографических соображениях (аналогиях со стратиграфией Русской равнины). При этом важно отметить, что второй фактор имел в глазах В. Н. Сакса очень большое значение, т. к. отложения, рассматривавшиеся им как следы максимального и зырянского оледенений, были не ледниковыми, а аллювиальными (галечники, пески с галькой), и их связь с ледниками была чисто гипотетической и не доказывалась фактическим материалом, которым располагал в то время В. Н. Сакс [Сакс 1949, Сакс, Шарьяев,

1945]. Таким образом, приложение схемы В. Н. Сакса к горным районам востока СССР представляет собой лишь экстраполяцию представлений, сложившихся на основании материалов, полученных в равнинных районах западной части СССР, а не результат обобщения данных, собранных непосредственно в горах Восточной Сибири и Северо-Востока. Исключение представляет сартанский горизонт, стратотипом которого послужили ледниковые образования в долине р. Сартан (восточный склон Верхоянского хребта, бассейн р. Яна). Однако на материале этого района нельзя было установить взаимоотношения сартанского горизонта с другими ледниковыми горизонтами схемы В. Н. Сакса, т. к., по данным Т. Н. Спижарского [1940], которыми пользовался В. Н. Сакс, «второе», т. е. сартанское, оледенение было максимальным, и образования других ледниковых горизонтов не наблюдались.

Попытки установить все элементы схемы В. Н. Сакса сталкиваются со значительными трудностями. К числу важнейших вопросов, не имеющих пока общепринятого решения и носящих дискуссионный характер, относятся: обоснованность представлений о максимальном развитии ледников в среднечетвертичное время и возможность расчленить верхнечетвертичные ледниковые образования на два горизонта.

Дискуссионный характер этих вопросов обусловлен неопределенностью и неразработанностью критериев, которыми располагают исследователи для расчленения ледниковых образований в горах, что допускает их субъективное применение. На это ранее указывали К. К. Марков [Герасимов и Марков, 1939] и В. Н. Сакс [1941], а в последние годы — Л. Н. Иваиновский [1976] и автор [Заморуев, 1978а]. Диагностика ледниковых отложений в горных районах разработана недостаточно, и за ледниковые отложения нередко принимают оадки другого происхождения.

Критическое рассмотрение имеющихся данных о следах «максимального» оледенения среднечетвертичного возраста приводит к выводу, что нет веских доказательств его существования. Имеющиеся в литературе указания на отложения и формы рельефа, связанные с «максимальным» оледенением, недостаточно убедительны, эклектичны и могут быть интерпретированы иначе. Широко распространено мнение, что эрратический материал (валуны и галька) является безусловным свидетельством древнейшего (покровного?) оледенения, т. е. понятия «эрратический» и «ледниковый» рассматриваются как синонимы. Между тем в большинстве случаев отсутствуют доказательства ледникового происхождения отложений, от размыва которого сохранился эрратический материал. Эрратический материал может иметь и ледниковое происхождение, но относится к позднечетвертичному оледенению. Так, например, в Южном Верхоянье, в бассейне р. Аллах-Юнь, автором [Заморуев, 1978а] установлено, что широко развитый там эрратический материал не может рассматриваться как самостоятельный стратиграфический горизонт, а является частью единой ледниковой толщи позднечетвертичного возраста. Каждый ледниковый отложения и рельефа на различных геоморфических уровнях имеют характер, свойственный как следы древнейшего покровного или «полупокровного» оледенения. По аналогии с равнинами гольцами предполагается, что в горах сформиро-

вания этих образований имел место врез долин, по которым продвигались ледники более молодых «долинных» оледенений. При этом не учитывается возможность существования ледников различных морфологических типов (например, предгорных), сложных очертаний и на различных высотах. Контрастность отдельных участков холмисто-моренного рельефа иногда объясняют их разновозрастностью, считая, что «сглаженные» и «размытые» участки были сформированы во время «максимального» оледенения. Однако эти различия вполне можно объяснить особенностями морфологии ледников и условиями их деградации.

Представлению о максимальном развитии оледенения в средне-четвертичное время противоречат современные данные о неотектонических поднятиях гор, согласно которым высота гор увеличивалась на протяжении всего четвертичного периода и достигла наибольшей величины в его конце. На несовместимость данных о восходящем развитии гор и представлений о последовательно сокращавшихся размерах оледенений неоднократно указывал К. К. Марков, однако эти представления до сих пор поддерживаются многими исследователями.

В пользу мнения о максимальном развитии оледенения гор востока СССР в позднечетвертичное время говорят и современные материалы об изменении климата. Согласно этим данным, которые были обобщены и систематизированы А. А. Величко [1973], максимальное похолодание в умеренных широтах Северного полушария имело место не в середине четвертичного периода, а в конце (вторая половина позднечетвертичного времени). Горные ледники очень чутко реагируют даже на относительно небольшие колебания климатических условий. Очевидно, что общее похолодание (особенно важно снижение летних температур) приводит к снижению снеговой линии, вследствие чего возрастает площадь области питания и ледники увеличиваются в размерах. При потеплении наблюдается противоположный ход событий. Наглядное подтверждение правильности этого простого соотношения — общеизвестный факт сокращения горных ледников в течение последнего столетия. Общее потепление в течение этого времени вызвало подъем снеговой линии во многих горных странах умеренного пояса на 150—200 м, что, естественно, привело к уменьшению оледенения в горах.

Долго господствовало мнение, что в горах Восточной Сибири и на Северо-Востоке СССР с их резко континентальным климатом похолодание приводит лишь к усилению промерзания горных пород, сокращению количества осадков и не может служить причиной разрастания ледников. Наблюдения, проведенные на высокогорной обсерватории Сунтар-Хаята (Южное Верхоянье), позволили применить актуальный метод к решению этого вопроса. Как показал анализ материальных обсерватории, существует тесная прямая связь между среднегодовыми температурами, суммой температур июля и августа и положением снеговой линии. В дальнейшем удалось продемонстрировать и существование прямой зависимости между суммой температур июля и августа и балансом одного из ледников массива Сунтар-Хаята [С. Морев, 1976]. Указанная закономерность дает основание предполагать, что время максимального развития ледников совпадало со временем наибольшего похолодания.

Второй спорный вопрос — возможность расчленить верхнечетвертичные образования на два горизонта (зырянский и сартанский, по В. Н. Саксу). Необходимо подчеркнуть, что надо четко различать возможность установить следы климатических колебаний в разрезе отложений и возможность расчленить реально наблюдаемые ледниковые отложения и отнести их к тому или иному горизонту. Первое с большим или меньшим успехом может быть достигнуто с помощью спорово-пыльцевого анализа (естественно, в сочетании с другими данными, которыми располагает исследователь). Что касается второго, то надо признать, что пока еще нет надежных критериев для расчленения ледниковых образований и отнесения их к одному из горизонтов. Следы похолодания, устанавливаемые в разрезах на суше или по колонкам морских осадков, можно рассматривать не как автоматическое доказательство развития обширного горного оледенения, а лишь как основание для предположения о его существовании; считать доказанным существование оледенения можно лишь в том случае, если будут обнаружены ледниковые отложения и формы рельефа соответствующего возраста.

Многочисленные упоминания об образовании двух ледниковых горизонтов позднечетвертичного возраста чаще всего основываются на искусственном расчленении единой ледниковой толщи. Нередко конечные морены, лежащие ниже по долине, относят к зырянскому горизонту, а расположенные выше — к сартанскому, хотя никаких данных об исчезновении ледников, достаточно длительном их отсутствии и повторном наступлении не имеется.

В настоящее время уже накопился достаточно обширный материал, подтверждающий (в противоположность широко распространенному мнению) первоначальные представления В. Н. Сакса, что в заключительную (сартанскую, по В. Н. Саксу) фазу позднечетвертичного оледенения в горах северо-восточной Сибири ледники достигли очень большого развития и местами превосходили по своей протяженности ледники предшествовавших этапов оледенения [Сакс, 1948]. В связи с этим нельзя исключить возможность того, что большая часть наблюдаемых теперь ледниковых образований сформировалась именно в эту фазу, а следы более ранних этапов оледенения уничтожены или перекрыты более молодыми отложениями.

Имеются свидетельства некоторого потепления (по сравнению с предшествующим и последующим временем) в эпоху, отстоящую от нашего времени на 30 000—40 000 лет (каргинское время по схеме В. Н. Сакса). Относительно к горам востока СССР, вряд ли можно называть это время межледниковьем, т. к. нет убедительных непосредственных доказательств полного исчезновения ледников или их сокращения до современных размеров. В то же время есть данные о существовании тогда значительного оледенения. Так, в Южном Верхоянье, в бассейне верхнего течения р. Аллах-Юнь, во флювиогляциальных отложениях автором [Заморуевым, 1978а] обнаружена древесина, абсолютный возраст которой $40\ 310 \pm 1236$ лет (разд. ДГУ-662). По морфологическому положению данного разреза указывают на существование в это время в этом районе обширного оледенения. По-видимому, колебание вправо к действительности высказанное В. Н. Саксом [1948] предположение.

что в это время имело место лишь некоторое отступление ледников и сокращение их мощности.

Большого внимания заслуживает тот факт, что в горных районах Востока СССР практически не известны достоверные межледниковые отложения, залегающие в одном разрезе между двумя моренными горизонтами. Многочисленные упоминания о «межледниковых» отложениях основываются в большинстве случаев на целой цепи косвенных сопоставлений и не могут считаться достаточно надежными. Иногда те или иные образования относят к «межледниковым» на основании радиоуглеродных датировок, которые дают возможность оценить абсолютный возраст отложений, но не доказывают их залегания между двумя моренами. В тех случаях, когда описываются осадки, заключенные между ледниковыми отложениями, генезис последних не обосновывается с достаточной полнотой, что позволяет поставить под сомнение их ледниковое происхождение.

Вопрос о времени максимального распространения ледников в течение позднечетвертичной ледниковой эпохи еще не может быть окончательно решен на основании имеющихся материалов, т. к. абсолютные датировки ледниковых образований пока очень немногочисленны. Другие же методы определения возраста ледниковых отложений, основанные на корреляции с имеющимися стратиграфическими схемами или на попытках установить взаимоотношения ледниковых осадков с другими образованиями (в частности, с речными террасами), не могут считаться достаточно надежными и допускают возможность их субъективного применения. Ряд фактов говорит о том, что временем максимального оледенения была сартанская (по В. Н. Саксу) фаза оледенения. По данным В. Д. Маца и А. Г. Покатилова [1976], морены, выдвинутые к берегу озера на западном побережье северного Байкала, перекрывают отложения с абсолютным возрастом $25\ 880 \pm 1350$ лет назад (СОАН-829). В хребте Хамар-Дабан одна из стадияльных морен в долине р. Субутой датирована $11\ 200 \pm 10$ лет назад (ЛГ-77). Ниже по долинам рек Субутой и Снежная прослеживается ряд стадияльных морен, отличающихся свежестью и прекрасной сохранностью. Ниже максимальной морены всякие следы оледенения отсутствуют. Если согласиться с А. В. Шнитниковым, что формирование стадияльных морен подчиняется 1850-летней ритмичности, то возраст максимальной морены должен составить около 16 000 лет. В Южном Верхоянье позднеледниковые флювиогляциальные отложения, прослеживающиеся вплоть до границ максимального распространения оледенения, имеют абсолютный возраст 9000—10 000 лет.

С другой стороны, по данным В. Д. Маца и А. Г. Покатилова [1976], на другом участке побережья северного Байкала морены, по геоморфологическому положению рассматриваемые как одновозрастные упоминавшимся выше, включают торфянистую прослойку абсолютного возраста $> 39\ 200$ лет назад (Ri-62), что дало основание этим исследователям коррелировать их с зырянским горизонтом схемы В. Н. Сакса. По данным Н. В. Кинд [1974], в Северном Верхоянье зырянская морена распространяется несколько дальше от гор, чем морена жиганской стадии, которую она относит к сартанской эпохе. Правда, в этом случае

обращает на себя внимание тот факт, что зырянская морена не выражена в рельефе и известна только в разрезах. Ледниковый же генезис этих отложений просто постулируется, обоснование его не приводится.

Необходимо дальнейшее накопление датировок моренных образований. Только это позволит дать достаточно обоснованный ответ на вопрос о возрасте максимального оледенения. Не исключено, что в силу различных местных причин в разных районах ледники достигали максимального развития в разное время.

Таким образом, очевидно, что широко распространенные в настоящее время взгляды на историю четвертичного оледенения гор востока СССР нуждаются в пересмотре. Для создания новой схемы истории четвертичного оледенения необходимо накопление и обобщение новых данных, полученных в пределах изучаемого региона, а не использование схем, сложившихся в других районах. Важнейшей задачей дальнейших исследований надо считать поиски и разработку объективных критериев датировки и расчленения ледниковых образований в горах.

Тот факт, что большая часть наблюдаемых в настоящее время ледниковых форм и отложений относится к позднечетвертичной ледниковой эпохе, нельзя рассматривать как аргумент в пользу моногляциализма. По всей вероятности, на протяжении четвертичного периода горы востока СССР неоднократно подвергались оледенению. В зависимости от высоты гор и физико-географических условий длительность оледенения того или иного района могла быть различной. Однако следы этих более ранних этапов оледенения были уничтожены или переработаны во время позднечетвертичного оледенения, когда размеры ледников были максимальными. Пока эти следы не могут быть расшифрованы с достаточной степенью достоверности.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Заморуев В. В. «Главный климатический рубеж плейстоцена» и горное оледенение Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — Изв. ВГО, 1976, т. 108, вып. 1.
- Заморуев В. В. Четвертичное оледенение Аллаш-Юньского района (Южное Верхоянье). — Изв. ВГО, 1978а, т. 110, вып. 2.
- Заморуев В. В. Проблемы изучения четвертичного оледенения гор востока СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Т. 297). Л.: 1978б
- Ивановский Л. Н. Древнеледниковый рельеф и древнее оледенение гор Сибири и Дальнего Востока. — Изв. ВГО, 1976, т. 108, вып. 2.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Мац В. Д., Покагилов В. Г. Кайнозойские отложения о. Ольхон на Байкале. — Геология и геофизика, 1976, № 11
- Сакс В. Н. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря. Пробл. Арктики, 1949, № 5
- Сакс В. Н. О расчленении территории восточной Сибири в четвертичном периоде. Изв. ВГО, 1941, № 5
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Сибирской Арктике. — Пробл. Арктики, 1949, т. 201.

Сакс В. Н., Ширяев И. Е. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея — Пелятке, Яре и Танаме. — Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, 1945, вып. 16.

Спизарский Т. Н. Четвертичное оледенение Лено-Индигорской области. — Проблемы Арктики, 1940, № 11.

М. Г. ОВАНДЕР, Д. К. БАШЛАВИН

ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕДНЕГО ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЕРХОЯНЬЯ

В четвертичное время Верхоянье подвергалось неоднократному оледенению, следы которого в изобилии встречаются как в горах, так и по их периферии. Однако до сих пор у исследователей нет единого мнения о количестве и возрасте оледенений.

К следам наиболее древнего оледенения, условно относимого к среднечетвертичному — самаровскому — времени, относятся реликты троговых долин, расположенные на отметках 900—1100 м в меридиональной части Верхоянского хребта и 700—1200 м в широтной, в том числе участки сквозных долин в осевой части хребта и пологие террасовидные поверхности вдоль наиболее крупных рек Бесюке, Менгкере, Соболы, Юндюлюн и др. К образованиям этого времени можно отнести и россыпи валунов на участках древних поверхностей выравнивания на высоте 800—1000 м в бассейнах рек Собопол, Томпо и Унгуахта. Приуроченность древних ледниковых форм к широким выработанным долинам и участкам денудационного рельефа свидетельствует о том, что оледенение происходило в условиях слабо расчлененного рельефа, особенно на восточном и северном склонах Верхоянских гор. На эту особенность указывал еще Д. М. Колосов [1947]. Это придавало оледенению характер полупокровного.

На предгорной равнине описаны древние морены, относящиеся к среднечетвертичным образованиям и перекрытые более молодыми [Галабала, 1967; Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971]. На этом основании можно считать, что ледники выходили за пределы гор, однако судить о размерах оледенения не представляется возможным.

В днища древних трогов врезаны более молодые трюги. В зоне наиболее активных новейших поднятий врез достигает 500—800 м, а в краевой части гор 200—400 м. Таким образом, позднеплейстоценовые оледенения происходили уже в условиях резко и глубоко расчлененного рельефа.

До недавнего времени часть конечноморенных образований, широко развитых по периферии гор, относили к зырянскому времени. Однако появление радиоуглеродных датировок внесло существенные коррективы в эти представления. Все конечноморенные амфитеатры попали в интервал 10 000—29 000 лет назад [Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971] и оказались сарганскими. Таким образом, к зырянскому оледенению относятся в основном лишь погребенные под более молодыми отложениями морены, вскрывающиеся на предгорной равнине по долинам правых притоков Лены и Алдана. Судя по всему, зырянское оледенение

было горнодолинным; долинные ледники выходили за пределы гор, возможно, несколько далее, чем сартаанские.

Есть основания считать, что все хорошо сохранившиеся ледниковые формы, как в горах, так и на равнине, относятся к сартаанскому оледенению. В горах наиболее распространенные формы — трюги и кары. Аккумулятивные ледниковые формы развиты главным образом по периферии гор. Все основные долины в горах являются трюгами. Они образуют довольно густую сеть, особенно в приосевой части и на западном и южном склонах хребта. Многие трюговые долины сохранили на склонах следы экзарационной обработки, что позволяет установить мощность ледника. Наиболее крупные трюги Верхоянья — трюги западного склона (долины рек Джарджан, Менгкере, Собопол, Дянышка). На днищах некоторых ледниковых долин сохранился маломощный (2—3 м) покров основной морены, слагающий иногда мелкохолмистый рельеф. Очень редко наблюдаются боковые морены.

Длина долинных ледников западного склона, судя по фиксирующим их динамику конечным моренам, достигала в максимальную стадию 180—250 км, а мощность до 300—350 м, а в бассейнах рек Собопол и Менгкере 400—500 м. Длина восточных и южных долинных ледников не превышала 100—170 км при мощности не более 200—250 м.

Характерная особенность ледникового ландшафта — соединение крупных трюгов противоположных склонов Верхоянского хребта глубокими седловинами и сквозными долинами. На днищах этих форм сохранились остатки морен, чаще отдельные валуны, иногда остаточные озера. Можно согласиться с Д. М. Колосовым [1947], относившим сквозные долины к остаткам наиболее древних трюгов. Они были, по-видимому, частично использованы и сартаанскими ледниками.

Описанные формы указывают на широкое развитие во время оледенения переметных ледников, осуществлявших связь долинных ледников противоположных склонов хребта. Кроме того, соседние долинные ледники соединялись по более мелким седловинам и через участки сниженных междуречий, о чем свидетельствует ледниковая обработка этих форм. Для некоторых участков западного склона (бассейн рек Унгуахта и Лепеске) характерны продольные долинообразные понижения, имеющие трюгообразную форму; на их днищах сохранились остатки морен.

Для Верхоянья были типичны сложные «полисинтетические» ледники, по определению С. В. Калесника [1963], свидетельствующие об интенсивности оледенения. Наиболее крупные долинные ледники были похожи на реку с притоками, причем днища боковых притоков располагались большей частью на 20—40 м выше основных долин, образуя устьевые ступени. Простые или двойные ледники встречались реже, главным образом в широтной части гор, где оледенение было менее интенсивное. В зоне наиболее активного оледенения (бассейны рек Джарджан, Менгкере, Собопол) соседние ледники, вытекая на равнину, смыкались, образуя ледники воднощель.

В верховьях как основных, так и боковых долин встречаются кары, служившие резервуарами накопления талых вод. В западной южной части хребта кары преобладают главным образом в южном

северо-западной и северной экспозиции. Высота днищ каров увеличивается с севера на юг и с запада на восток (900 м на западном склоне, 1300 м — в приосевой части и на востоке, 1100—1500 м на юге). Связь каров с троговыми долинами показывает, что они были одним из источников питания долинных ледников, однако не единственным. Судя по несоответствию размеров области питания и самих ледников, большая роль принадлежала метелевому и лавинному переносу снежных масс, питавших непосредственно сами ледники.

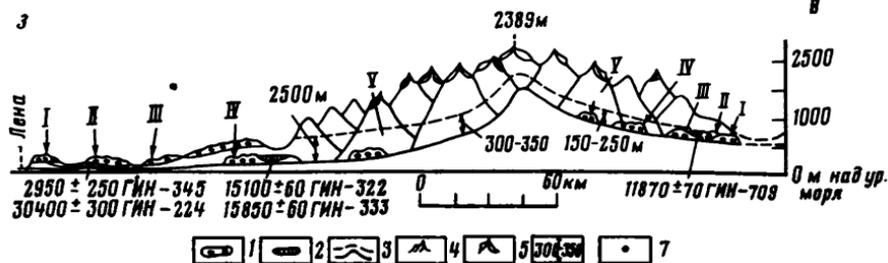
Ледниково-аккумулятивные формы сартанского возраста развиты на предгорной равнине, где они представлены серией прекрасно сохранившихся конечноморенных поясов, сопровождающихся комплексами водно-ледниковых образований. Мощностъ и выразительность конечных морен убывает в общем с севера на юг, а в пределах широтной части — с запада на восток, свидетельствуя об убывании в этом же направлении интенсивности оледенения. К наиболее крупным трогам долины рек (Джарджан, Менгкере, Собопол) приурочено по три конечноморенных вала, в более мелких трогах — по два вала, а восточнее р. Барайа имеются лишь единичные краевые озы. В некоторых трогах в пределах гор имеются небольшие конечные морены, фиксирующие положение последних стадий оледенения; количество их различно, но обычно не превышает четырех. На западном склоне такие морены находятся в 15—20 км от края гор.

Ледниковые отложения сартанского оледенения В. В. Колпаков отнес к четырем стадиям (рисунок). К наиболее древней отнесены отложения, не образующие конечной морены; их возраст проблематичен. Возраст трех последующих стадий ограничен радиоуглеродными датировками, которые были получены для озерных, аллювиальных и эоловых отложений, соотношение которых с ледниковыми устанавливается или непосредственно в разрезах, или по комплексу геоморфологических признаков [Колпаков, Белова, 1980]. Нам представляется, однако, что в ряде случаев возрастные пределы достаточно условны. Учитывая, что динамика горно-долинных ледников зависит от целого комплекса индивидуальных факторов, в результате чего соседние ледники могут отличаться как по количеству стадий, так и по времени образования конечных морен [Ковалев, 1963], параллелизация ледниковых образований на разных склонах в настоящее время представляет известную трудность.

Отметим в заключение главные особенности последнего позднелпещенового — сартанского — оледенения.

Оно формировалось в условиях наиболее резко расчлененного рельефа по сравнению с более древними оледенениями, имело горно-долинный и местами сетчатый характер. В период наиболее интенсивного оледенения все понижения были заполнены ледниками, сообщавшимися между собой. Над ними возвышались водораздельные хребты и участки междуречий, которые льдом не перекрывались (за исключением низких междуречий в предгорьях).

В развитии оледенения были отчетливо выражены стадии, однако характер стадий, их количество и возраст пока не установлен. Хотя имеются некоторые геоморфологические признаки, свидетельствующие



Поперечный профиль Верхоянья с ледниковыми формами

1 — конечно-моренные образования (римскими цифрами обозначены стадии); 2 — межледниковые осадки; 3 — продольные профили трогов; 4 — кары; 5 — современные ледники; 6 — глубина трогов; 7 — места отбора радиоуглеродных проб (по В. В. Колпакову)

о наступании ледника в отдельные стадии (напорные морены, сохранившиеся под последней мореной озерные и флювиогляциальные отложения). Последние же стадии, фиксированные конечными моренами, были, по-видимому, стадиями отступления долинных ледников.

Интенсивность оледенения Верхоянских гор в разных их частях была различной. Ледники западного склона отличались от ледников восточного склона большей длиной, мощностью, активностью, что было обусловлено получением большого количества осадков (благодаря западному переносу воздушных масс), более глубоким расчленением рельефа и более крутыми уклонами днищ трогов. Ледники восточного склона были короче, менее мощные и часто не формировали конечных морен или оставляли маломощные быстро разрушающиеся образования. Интенсивность оледенения гор в общем убывала с севера на юг и с запада на восток.

Наиболее активному оледенению подвергались участки интенсивных новейших поднятий в районе бассейнов рек Джарджан, Менгкере, Собопол и Тумара. К этим трогам и приурочены мощные морены и ледники подножий. Наименее интенсивным было оледенение широтной части гор, исключая бассейн р. Тумара, особенно восточнее р. Барайа, где в отдельных трогах имеется лишь по одной конечной морене незначительной мощности.

ЛИТЕРАТУРА

- Галабала Р. О. Об оледенении на правом берегу нижнего течения р. Лены. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 12.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963.
- Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д. О возрасте оледенений Верхоянья. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 10.
- Ковалев П. В. О динамике ледников Кавказа. — Тр. Закавказ. НИГМИ, 1963, вып. 13.
- Козлов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. — Тр. Горно-геол. ун-та ГИСАН, 1967, вып. 30.
- Колпаков В. В., Белок А. П., Гаджиев Б. М. и др. Рельеф и оледенение в горной области Верхоянья и ее обрамления. В кн.: Геохронология оледенения в четвертичной эра. М.: Наука, 1980.

ОЛЕДЕНЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

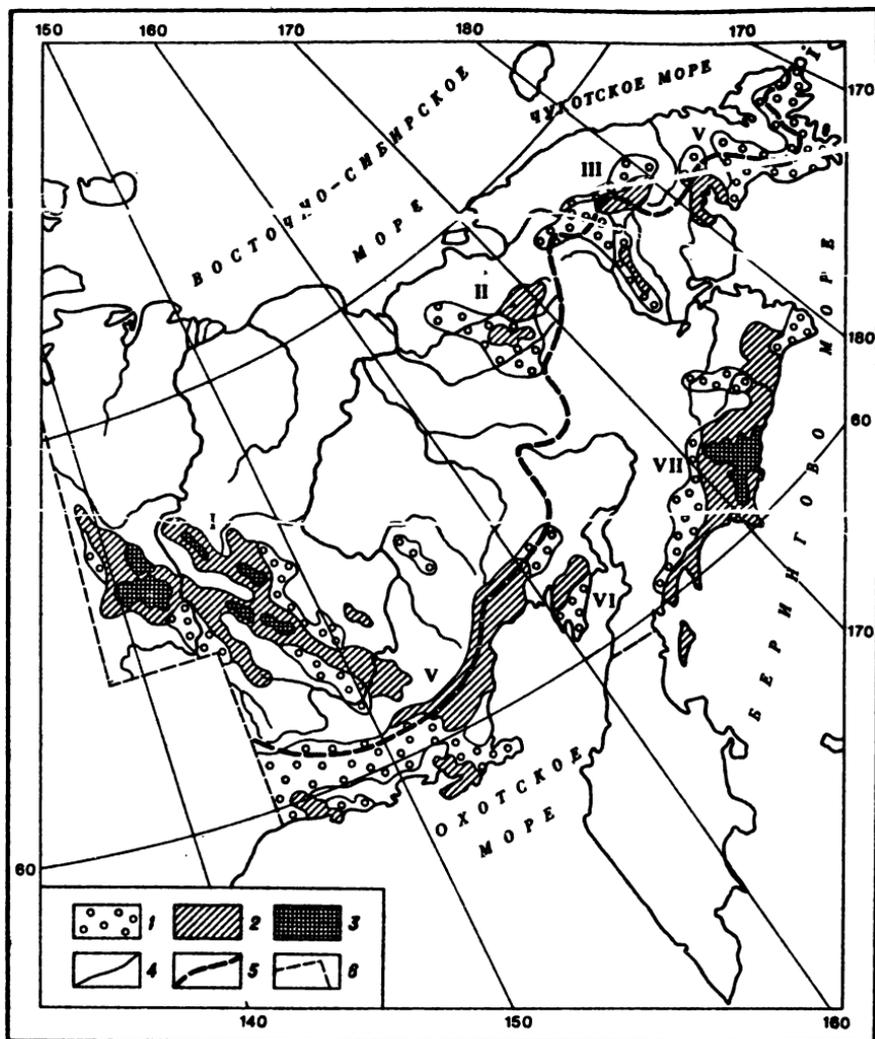
На большей части территории Северо-Востока СССР, лежащей к востоку от рек Иня и Индигирка, распространены средневысотные горные сооружения. Равнинный рельеф занимает гораздо меньшие площади и развит преимущественно в низовьях рек Индигирка, Колыма и Анадырь. Абсолютные отметки гор в среднем 800—1500 м, реже горные хребты и массивы достигают высоты 2000—2600 м. Преобладают нагорья, окаймленные линейными хребтами и глыбовыми массивами. Особенно характерны нагорья для Охотско-Чукотской горной области, протягивающейся от северо-западного побережья Охотского моря до Чукотского полуострова и образующей Тихоокеанско-Арктический водораздел — основной орографический элемент региона. Линейные хребты господствуют в горной системе Черского, имеющей северо-западное простирание и протяженность более 1500 км.

Ко времени последнего позднеплейстоценового похолодания рельеф территории уже приобрел облик, близкий к современному. Оледенение лишь придало ему специфические черты. В горных районах были образованы гляциальные формы рельефа, среди которых наиболее многочисленны следы экзарационной работы ледников. Формы ледниковой аккумуляции сохранились гораздо хуже и определяются не всегда однозначно.

Изучение ледниковых форм рельефа и коррелятных им флювиогляциальных и аллювиальных отложений — их распространения, морфологии, возраста и т. д. — позволило реконструировать гляциальную обстановку конца позднего плейстоцена в пределах рассматриваемой территории Северо-Востока СССР. Нами выделено семь самостоятельных ледниковых районов, в которых были сосредоточены практически все существовавшие в то время ледники. Это Черский, Анюйский, Экитыкский, Чукотский, Прихотский, Тайгоносский и Корякский ледниковые районы (рисунок). Каждый из них характеризуется как общими, свойственными всему региону, так и специфическими чертами оледенения.

Самый крупный *ледниковый район* формировался в системе *хребтов Черского*, имеющих субпараллельную северо-западную ориентировку и высоту 1800—2400 м. Район не подвергался сплошному оледенению, он состоял из ряда изолированных ледниковых узлов. Центры ледниковой деятельности приурочены, как правило, к массивам изверженных горных пород, обладающих наибольшими гипсометрическими отметками. Более широким распространением здесь пользовались каровые ледники. Абсолютная высота их колебалась в разных частях района от 1000 до 1900 м, очевидно, в первую очередь зависела от высоты хребтов. Реже формировались долинные ледники. В высокогорных участках района возникало оледенение сетчатого типа. Как правило, сартаевские ледники развивались в цирках, карах и трогах, созданных более ранним оледенением.

Анюйский ледниковый район охватывал хребты Раучуанской, Анюйский и Идирнейский. Оледенение в его пределах также не было сплошным,



Схематическая карта оледенения Северо-Востока СССР конца позднего плейстоцена

Ледниковые районы: I — Черский; II — Алюйский, III — Экитыкский, IV — Чукотский, V — Приохотский, VI — Тайгеносский, VII — Корякский. 1—3 — типы оледенения: 1 — каровый, 2 — горно-долинный, 3 — сетчатый; 4 — граница ледникового района; 5 — линия главного Тихоокеанско-Арктического водораздела; 6 — граница региона

оно локализовалось в десяти изолированных ледниковых узлах. Центрами ледниковой деятельности здесь, как и в Черском ледниковом районе, были массивы изверженных пород, обладающие максимальными абсолютными отметками до 1800 м. Преобладали каровые типы оледенения, но нередко развивались и долинныи ледники протяженностью 10—15 км. Особенности рельефа района и морфологии речных долин создавали предпосылки к единично встречаемым ледниковым потокам (длина 1000—

протяженность непрерывных ледниковых тел возрастала до 75 км.

Экитыкский ледниковый район включает в себя группу маломощных ледниковых узлов, приуроченных к осевым линиям хребтов Экитыкский и Пекульней. Здесь формировались главным образом небольшие каровые ледники; имевшие различные экспозиции и абсолютную высоту 800—1200 м.

Чукотский ледниковый район объединяет в себе ледниковые узлы на юго-западном окончании Чукотского полуострова и в хр. Искатень. Здесь также имелись главным образом небольшие каровые ледники, лишь в хр. Искатень существовали довольно протяженные долинные ледники. Абсолютная высота формирования ледников колебалась в очень широких пределах: от 100 м в прибрежных районах до 100 м вдали от побережий. Экспозиция ледников в прибрежных районах главным образом юго-восточная, на северных склонах ледников не было.

Приохотский ледниковый район вытянут в виде сравнительно узкой полосы вдоль Охотоморско-Колымского водораздела от хр. Кулинский на юго-западе до хр. Ичигемский — на северо-востоке. Высота горных сооружений увеличивается от побережий к осевой части водораздела от 600—1000 до 1900 м. Подавляющее большинство ледников развилось на охотском склоне. Преобладали каровые ледники, но существовало также более 70 долинных ледников протяженностью от 15 до 30 км, сосредоточенных в восточной части района, где оледенение было наиболее интенсивным. В Приохотском ледниковом районе особенно отчетливо выступает прямая зависимость интенсивности оледенения и высоты формирования ледников от близости моря. В прибрежных районах ледники возникали на высоте 400—500 м, они образовывали плотные ледниковые узлы с большой долей участия долинных ледников, мощность которых достигала 200—400 м, а в отдельных случаях — 600—700 м. По мере удаления в глубь материка интенсивность оледенения заметно падала, а высота образования ледников увеличивалась до 1200—1300 м.

Корякский ледниковый район расположен в восточной части одноименного нагорья и состоит из нескольких самостоятельных узлов, наиболее крупные из которых — Мейныпильгинский и Центрально-Корякский. По интенсивности оледенения Корякский район превосходил все остальные, чему способствовали большая высота гор и близость Тихого океана. Здесь в равной степени были распространены каровые и мощные долинные ледники, которые нередко опускались до уровня моря. По направлению к северу и северо-западу в глубь района интенсивность оледенения постепенно падала и ледники почти полностью исчезали.

Тайгоносский ледниковый район — самый маленький по площади — территориально совпадает с главным горным сооружением п-ова Тайгонос — хр. Тайнынотский. По своему географическому положению и климатическим особенностям он аналогичен Корякскому району. Для него характерна большая плотность карового оледенения и значительное количество долинных ледников, сосредоточенных главным образом на северных склонах хр. Тайнынотский.

Распространенность и морфология сартаевских ледников не позволяют считать некоторые общие и специфические черты оледенения выделен-

ных районов. Установлено, что больше всего были распространены каровые ледники, гораздо реже возникали долинные и только в высокогорных районах хребта Черского и Корякского нагорья формировался сетчатый тип оледенения, развивались ледники предгорий. Оледенение не было сплошным, оно охватывало сравнительно небольшие площади и отличалось неравномерным, узловым распределением и в среднем малой мощностью ледников.

На распределение ледников в плане большое влияние оказала резкая асимметрия горных сооружений относительно линии главного — Тихоокеанско-Арктического водораздела. Горные и низменные области, обращенные в сторону Арктического бассейна, занимали гораздо большие площади, чем узкие прибрежные хребты бассейна Тихого океана. В сартанское время эта асимметрия еще больше увеличивалась за счет обширных пространств суши на месте шельфа арктических морей.

В целом особенности горного оледенения Северо-Востока СССР в сартанскую эпоху обусловлены последствиями сильного похолодания и одновременной значительной регрессией моря. В настоящее время район находится в субполярной и арктической климатических зонах. Особенности климата определяются взаимодействием обширного сибирского антициклона и морских воздушных масс циклонического характера, поступающих из умеренных широт Тихого океана. Для района характерна большая суровость климата, очень холодная, продолжительная и относительно снежная зима, короткое прохладное лето с заморозками и неравномерным увлажнением [Борисов, 1975].

В эпоху последнего позднплейстоценового похолодания суровость климата была еще больше, резче был климатический контраст между континентальными и прибрежными районами. Усилению континентальности способствовала своеобразная палеогеографическая обстановка на побережье арктических морей. В сартанское время уровень моря снизился на 85—100 м.

Береговая линия Северного Ледовитого океана отступила на 250—300 км, в связи с чем обнажились громадные площади шельфа. Одновременно с этим в несколько раз увеличилась ледовитость морей и над покрытым льдами океаном господствовал мощный Арктический антициклон. На Тихоокеанском побережье, в связи с большими глубинами прибрежных акваторий, береговая линия отступила лишь на 15—30 км.

В соответствии с географическим положением и обусловленными им особенностями циркуляции воздушных масс различаются внутриконтинентальные и приморские ледниковые районы. К первым относятся Черский, Анюйский и Экитыкский ледниковые районы. Развитие оледенения в этих районах определялось главным образом орографическим фактором. Ледниковые центры приурочены к наиболее высоким частям хребтов. Чем выше горные массивы, тем более мощные ледники формировались на них. В приморских районах ведущим был климатический фактор оледенения. Влияние Тихого океана сказывалось в том, что в результате большого количества дождей и холодов при этом факторе способствовало развитию ледников, но в больших объемах. Таким образом, древняя снеговая линия в разных частях равнины имела разную высоту. В общем она повышалась по мере продвижения в глубь материка.

даже в значительно более высокоширотных внутриконтинентальных районах достигая 1800—1900 м. В прибрежных районах она опускалась почти до современного уровня моря. Вместе с тем снеговая граница испытывала значительные колебания внутри каждого ледникового района в зависимости от морфологии хребтов, их экспозиции, увлажненности и пр.

Таковы главные особенности сартанского оледенения на территории Северо-Востока СССР. Наряду с хорошей изученностью распространенности, морфологии и некоторых других свойств сартанских ледников, по-прежнему остаются слабо разработанными вопросы динамики развития оледенения в течение всего позднего плейстоцена и голоцена. Вопросы взаимоотношения (унаследованности и новообразованности) сартанского оледенения с предшествовавшим ему, с одной стороны, и с современным — с другой, все еще остаются предметом дискуссий. Как известно, в некоторых районах рассматриваемой территории Северо-Востока развито современное оледенение. В Корякском нагорье открыто 479 ледников площадью 194 км², в хр. Черского — 223 ледника площадью 147 км² [Шило, Виноградов, 1970]. В основном это фирновые поля, каровые ледники, редко—долинные ледники протяженностью 5—7 км. На характер (языей современного горно-долинного оледенения с предшествовавшим ему сартанским существуют различные взгляды. Многие исследователи [Агеев, Дитмар, 1964; Попов, 1947; Миллер, 1970; и др.] считают его реликтом существовавшего прежде более мощного и обширного горно-долинного оледенения. Другая группа геологов [Корейша, 1963; и др.] утверждает, что современные ледники не являются реликтами былого оледенения, а возникли в недавнем прошлом. Ю. П. Дегтяренко [1961] определил время зарождения современных ледников Корякского нагорья — 2000—4000 лет назад. Такие же противоречивые суждения существуют относительно взаимоотношения сартанского оледенения с более ранним оледенением.

К решению этих вопросов, очевидно, невозможно подойти только путем сравнительного морфологического анализа древних ледниковых форм рельефа и современных ледников. Для этого необходимо еще и детальное стратиграфическое изучение ледниковых и водно-ледниковых отложений позднего плейстоцена и голоцена во всех ледниковых районах Северо-Востока СССР и прежде всего в тех, где существует современное оледенение, т. е. в хребтах Черского, Сунтар-Хаята и Корякском нагорье.

ЛИТЕРАТУРА

- Агеев К. С., Дитмар А. В. Некоторые особенности рельефа высокогорных районов Корякского нагорья. — Учен. зап. НИИГА, 1964, вып. 4.
- Борисов А. А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975.
- Дегтяренко Ю. П. Древнее оледенение Корякской горной системы. — Тр. ВСФНФ, 1961, Новая сер., вып. 64.
- Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Миллер В. Г. Антропогенные оледенения в бассейне р. Эльги и их влияние

на процессы россыпеобразования. — Материалы по геологии и полез. ископ. Якутской АССР, 1970, вып. 17.

Попов Ю. Н. О современном оледенении Северо-Востока Азии в связи с проблемой древнего оледенения. — Изв. ВГО, 1947, т. 79, вып. 3.

Шило Н. А., Виноградов В. Н. Современное оледенение. — В кн.: Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970.

Г. С. АНАНЬЕВ

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ГОРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Огромная территория, занятая на Северо-Востоке СССР горными сооружениями, обладает сейчас и обладала в прошлом многими особенностями развития, обусловленными, прежде всего, ее положением на северной окраине континента. Неоднократные увеличение и сокращение площади горных ледников приводили к заметным изменениям рельефа и ландшафтов.

Следы позднечетвертичных эпох оледенения Северо-Востока СССР сохранились почти на всех горных хребтах и массивах, абсолютные отметки которых превышают в настоящее время 1550—1700 м. Их изучению, а также истории флоры и ландшафтов посвящены работы многочисленных исследователей. Тем не менее остаются нерешенными многие вопросы, касающиеся времени существования и динамики ледников, морфологии ледниковых областей, ландшафтов приледниковой зоны.

Наблюдения, проведенные на Верхнеколымском нагорье Колымской геоморфологической партией МГУ, а затем — Магаданской экспедицией кафедры геоморфологии МГУ (1965—1973 гг.) и в северном Приохотье — Охотской геоморфологической партией МГУ (1974—1978 гг.), позволили обратить внимание на малоизученные особенности последних ледниковых эпох.

К настоящему времени сохранились ледниковые кары, обработанные льдом скальные поверхности, морены, камы, поля флювиогляциальных отложений и др. Наиболее свежие формы рельефа обязаны своим происхождением деятельности позднечетвертичных ледников. Палеорекострукции положения последних позволяют определенно говорить о том, что площадь среднечетвертичного оледенения ненамного превышала площадь, занятую позднечетвертичными ледниками. Расстояние между конечными моренами средне- и позднечетвертичных горно-долинных ледников составляет в среднем 2—3 км, иногда уменьшаясь до 500 м, иногда достигая 6—10 км. Это подтверждается данными работ Ю. И. Гольдфарба [1973], Э. Г. Ананьевой [1974] и др. В северном Приохотье границы максимального распространения средне- и позднечетвертичных ледников также близки. Заметное различие в положении границ наблюдается лишь там, где в различные эпохи ледники принадлежали к разным морфологическим типам. Например крупные среднечетвертичные покровные ледники или ряды их ледников подножий предшествовали позднечетвертичным долинным ледникам. Такие различия наблюдаются в бассейнах рек Нерца и Зейки.

Кюэль-Сиен (Верхнеколымское нагорье), Охота, Кухтуй, Кава и др. (северное Приохотье).

Внешняя граница морен полупокровного оледенения зырянской (Q_{III}^2) стадии проходила во внутриконтинентальных районах (с севера на юг) у восточного подножья хр. Тас-Кыстабыт, далее шла вдоль правобережья долины р. Аян-Урях, пересекала в среднем течении р. Хинике, продолжалась к югу по долине руч. Онгкачан и верховьям р. Нерючи. Еще южнее она неровной полосой спускалась к югу до подножия хр. Берэнджинский и пересекала Охото-Колымский водораздел в районе истоков рек Тас, Тас-Эльбех, Хурэн. После этого граница распространения полупокровных ледников поворачивала резко на запад, уходя к среднему течению рек Иня, Ульбея, Кухтуй, Охота.

Помимо ледников полупокровного типа в зырянскую стадию существовало много обособленных центров оледенения на хребтах и массивах Хейджанском, Бол. и Мал. Порогов, Бол. Анначаг, Чорго, Оханджа, Ненгеджек, Маймаджинский и др. В этих местах преимущественное распространение получили каровые и долинные ледники. Строение и уровни днищ ледниковых каров позволяют в первом приближении определить высоту снеговой границы для второй половины ледниковых эпох среднего и позднего плейстоцена (таблица).

Соглашаясь с представлениями М. В. Тронова и Н. Х. Лупиной [1977] о том, что снеговая граница представляет собой не климатическое, а ороклиматическое явление, в настоящее время можно установить ее высоту лишь в тех местах, где имеется оледенение (хр. Верхоянский, Сунтар-Хаята, Буордахский). На хр. Сунтар-Хаята исследования М. М. Корейши [1961] позволили определить высоту снеговой линии для 62 ледников разных типов. В зависимости от экспозиции склонов ее колебания составили 340 м (см. табл.). На склонах южной экспозиции высота снеговой границы достигает 2500 м, а северной и северо-западной экспозиции может опускаться до 2160 м.

В позднем плейстоцене высота снеговой границы с удалением от Охотского побережья несколько увеличивалась, при этом наибольшие различия существовали в сартанскую эпоху — 600—800 м (см. табл.). Подобное распределение хионосферы приводило к асинхронному развитию оледенения, более раннему в приморской полосе, и более позднему — во внутриконтинентальных областях. Вероятно, этим же обстоятельствам подчинялась трансформация ландшафтов.

Одной из главных особенностей развития позднечетвертичных ледников на Северо-Востоке СССР было широкое распространение ледниковых каров предшествующей ледниковой эпохи. Среднечетвертичные ледники формировались в наиболее крупных водосборных воронках, преобразуя их в кары. Позднечетвертичные ледники «получили» уже готовые вместилища, следствием чего было быстрое нарастание их мощности и более высокая динамика развития. Возможно, с подобными различиями в строении областей питания связано и близкое по площади распространение плейстоценовых ледников.

Другая особенность развития ледников в позднем плейстоцене — начало их формирования во влажных и прохладных условиях (Q_{III}^2), когда существовали ландшафты елово-лиственничных, лиственничных,

Высота снеговой границы, м

Район	Современное положение	Среднечетвертичные ледниковые эпохи		Позднечетвертичные ледниковые эпохи	
		Q _{II} ¹	Q _{II} ⁴	Q _{III} ¹	Q _{III} ⁴
Горное обрамление Охотско-Кухтуйской депрессии, хр. Хейджанский, горы Чуткавар	—	450—600	450—600	550—650	700—750
хр. Берэнджинский, Харанский массив	—	750—850	850—900	950—1000	1300—1500
хр. Бол. Анначаг, горы Уаза-Ина	—	900—1000	900—1000	1300	1500—1550
хр. Сунтар-Хаята	2160—2500	700—800	700—800	900—1000	1300—1500

лиственнично-березовых лесов и редколесий. В спорово-пыльцевых спектрах нижних горизонтов морен (Бохапчинские горы, хр. Бол. Анначаг и др.) и отложений в маргинальных каналах стока (правобережье р. Сухахы) постоянно встречается пыльца ели, современные ареалы распространения которой расположены в 700—800 км юго-западнее. В приморской полосе северо-западного Приохотья в это же время уже существовали кустарниковые тундры и сфагновые болота, сменившиеся далее к северу лиственничными редколесьями с древесными березами. В сартанскую стадию (Q_{III}⁴) площадь оледенения была вдвое или втрое меньше площади, занятой зырянскими ледниками, что объясняется климатическими причинами. Во внутриконтинентальных областях Северо-Востока СССР преимущественно развиты были ерниковые и травяные тундры, тогда как в приморской полосе Приохотья оставались лиственничные редколесья, приморские тундры, травяные и осоково-сфагновые болота. Таким образом, палеогеографические условия северного Приохотья во все холодные эпохи позднего плейстоцена оставались более умеренными, чем во внутриконтинентальных областях. Эти обстоятельства позволяют утверждать, что возраст ледников во внутриконтинентальных областях может несколько отличаться от возраста ледников в приморской полосе, из-за чего положение ледниковых осадков в общей схеме стратиграфии четвертичных отложений может быть неодинаковым.

Третья особенность развития позднечетвертичных ледников — их динамика. Обращают на себя внимание существенные различия в морфологии каров хребтов Сунтар-Хаята и Чорго, Оханджа, Бол. Анначаг, Бохапчинских гор и др. Так, находясь во внутриконтинентальных областях кары хр. Сунтар-Хаята имеют вид обширных и глубоких водосборных воронок, которым их симметричны выраженные в виде впадины, ригели и т. д. Соответствующие здесь почти все ледники в стар-

Центры позднечетвертичного оледенения во внутриконтинентальных районах характеризуются наличием крупных (до 4—6 км) каров с плоскими днищами и ступенчатыми продольными профилями, валами поперечных морен, каровыми озерами и т. п. Кары же типа «водосборных воронок» здесь встречаются редко. Такие различия можно объяснить большей активностью ледников на южных склонах хр. Сунтар-Хаята. Малоподвижных ледников, вероятно, в этом районе почти не существовало. Наоборот, с массивов Чорго, Оханджа, Бол. Анначаг и др. спускались ледники, обладавшие малой подвижностью, из-за чего отступление западных стенок каров и, следовательно, их расширение происходило более интенсивно. В связи с этим можно предположить, что ледники в районе хр. Сунтар-Хаята не исчезали полностью ни в казанчёвское (Q_{III}^1), ни в каргинское (Q_{III}^3) время, лишь значительно сокращаясь в размерах.

Эпоха позднечетвертичного оледенения гор Северо-Востока СССР характеризовалась своеобразием развития рельефа в приледниковом поясе. В бассейнах рек Колыма, Кулу, Юдома обнаруживаются следы стояния приледниковых озер. Большая часть их была сформирована при перегораживании ледниками речных долин. Площади озер не превышали 8—12 км², а глубина — 40—60 м. Периодически возникавшее переполнение таких озер талыми водами ледников приводило к стоку вод через низкие водораздельные седловины в смежные речные долины. Следы таких катастрофических сбросов воды можно видеть сейчас в бассейнах рек Нерючи, Арга-Юрях и др. С этим обстоятельством связаны некоторые междолинные перестройки речной сети. Быстрое разрушение препятствий и спуска приледниковых озер вызвали «выбросы» обломочного материала и образование своеобразных внутренних дельт, сложенных галечно-валунными отложениями. Особенно характерными были гляциальные сели в приледниковых районах в зырянское время.

Суровые климатические условия во вторую половину позднего плейстоцена обусловили быстрое промерзание формирующихся ледниковых осадков. Например, мощность мерзлых пород (по данным бурения) в морене зырянского возраста на восточном склоне хр. Бол. Анначаг оказалась равной 92 м.

Таким образом, особенности позднечетвертичного оледенения гор Северо-Востока СССР были связаны как с географическим положением этой территории, так и с рельефом предшествующей ледниковой эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьева Э. Г. Опыт использования минералогического анализа рыхлых отложений при геоморфологических исследованиях в горных странах (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974.
- Гольдфарб Ю. И. В бассейне р. Берелёх пять плейстоценовых следовеней. — Материалы по геологии и полез. ископ. Северо-Востока СССР, 1972, вып. 20.
- Серебряна М. М. Режим современного оледенения хребта Сунтар-Хаята. — Исследования ледников и ледниковых районов. М., 1961, вып. 1.
- Суров М. В., Лыгина Н. X. Основы учения о снеговой лавине и лавно-сферс. Л.: Наука, 1977.

ПРОБЛЕМЫ ХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ И ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ АРИДНЫХ И ПЛЮВИАЛЬНЫХ ФАЗ ЮЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ СССР С ОЛЕДЕНЕНИЯМИ СЕВЕРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ. ОСОБЕННОСТИ ЛЕССОНАКОПЛЕНИЯ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Г. Н. ПШЕНИН, И. И. СПАСКАЯ

ПРОБЛЕМЫ СИНХРОНИЗАЦИИ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРИЛЕЖАЩИХ ОБЛАСТЕЙ

Попытки сопоставления основных событий четвертичной (включая поздний плейстоцен — голоцен) истории Средней Азии с четвертичной историей Европы, попытки сопоставления равнинной Азии с горной ее частью, наконец, попытки сопоставления отдельных районов Средней Азии между собой — все это показало, что проблема корреляции основных событий четвертичной истории для этого района еще очень далека от разрешения. Одной из причин этого является ограниченность и недостаточная гибкость используемых методов. Остановимся вкратце на основных методах, чаще всего применяемых для стратификации и корреляций.

Геоморфологический метод, обычно сводящийся к прослеживанию определенных уровней, едва ли может служить базой для сопоставлений не только различных регионов, но и внутри региона. Не говоря уже о трудностях и ошибках, возникающих при прослеживании террас в горном регионе, укажем лишь на установленный факт омоложения одного и того же горизонта террасового разреза сверху вниз по долинам (что хорошо согласуется с общетеоретическими положениями о развитии террасового тела в области поднятий, разработанными Н. И. Маккавеевым). В частности, для такой регионально развитой террасы, как раннеголоценовая (II цикловая терраса, для бассейна Сыр-Дарьи — абайская), это омоложение составляет до 2000—4000 лет. Некоторые данные указывают на то, что аналогичное омоложение характеризует и позднелейстоценовые террасы основных речных бассейнов Средней Азии [Пшенин, Серебрянный, 1980]. К этому добавляется ошибка за счет отождествления с основным аллювием террасы верхних покровных горизонтов, генетически инородных. Эти горизонты могут образоваться значительно позднее собственно террасового аллювия в результате накопления, например, склонового или предплювиального материала. Датирование радиоуглеродными методами включенного в состав органического материала приводит к заведомо ошибочным выводам о возрасте данной террасы или о скорости врезания реки в равнинных районах, кроме того, происходит сдвиг уровней практически в одну или другую

поверхность, разделение которой на разновозрастные ярусно расположенные поверхности весьма сложно.

Весьма большой интерес представляют данные палинологического метода. Однако фонд разрезов с достаточно подробной палинологической характеристикой и абсолютными датировками для Средней Азии ничтожен. В целом палинология Средней Азии делает пока только первые шаги, и в детальных стратиграфических и палеогеографических схемах данные спорово-пыльцевоего анализа используются мало. В значительной степени это объясняется трудностью интерпретации палинологических данных в связи с недостаточной изученностью специфики формирования спорово-пыльцевых спектров, на что указала еще Е. А. Мальгина [1966]. Отмеченная ею большая роль заносной пыльцы в спектрах равнинных территорий влечет за собой разнообразие одновозрастных спектров районов, обладающих сходными ландшафтными условиями, но различно расположенных по отношению к направлению движения воздушных масс, что затрудняет межрегиональные корреляции. Еще более сложна интерпретация палинологических спектров горных территорий, различные аспекты которой рассмотрены М. М. Пахомовым [1973].

Палеонтологические и археологические данные, используемые в четвертичной стратиграфии Средней Азии, в большинстве своем или допускают различные толкования, или характеризуют слишком большие интервалы времени, в связи с чем не могут служить репрезентативными датирующими материалами для отдельных горизонтов четвертичной системы. К тому же, число находок руководящих ископаемых и корректных с точки зрения датировки археологических материалов в четвертичных отложениях Средней Азии крайне мало. Далеки от решения и вопросы точной временной привязки и большинства руководящих ископаемых, и большей части специфических археологических материалов. Так, до самого недавнего времени мустьерская культура относилась к среднечетвертичному этапу. Однако затем, на основании того, что большинство мустьерских орудий были найдены в толще покровных отложений (лессов и лессовидных суглинков) среднечетвертичных террас, а также из учета более позднего (позднеплейстоценового) возраста мустье Ближнего Востока и Европы, развитый мустье Средней Азии был отнесен также к позднему плейстоцену [Костенко, Ранов, Макарова, 1969]. При этом ревизия материалов, на основании которых мустье датировался средним плейстоценом, позволила установить, что единственным основанием к этому была датировка яруса или этажа геоморфологических уровней, в чехле покровных отложений или на поверхности которых чаще всего находились мустьерские орудия, исключительно по геоморфологическим признакам.

В той же мере субъективно соотношение фаунистических комплексов Средней Азии с таковыми же юга России, Средиземноморья и Западной Европы. При этом такое сопоставление делалось не на базе всего набора видов, характеризующих тот или иной комплекс, а в отношении только одного, к тому же не всегда определенного с достаточной строгостью.

Все перечисленные исследования геоморфологические, палинологические, археологические остро нуждаются в соотношении их результатов

татов с абсолютной хронологической шкалой. Однако положение с датированием событий плейстоценовой истории Средней Азии далеко от благополучного. Для всей обширной территории сейчас известно несколько десятков абсолютных датировок, подавляющее большинство которых определено радиоуглеродным методом. Меньшее количество получено по неравновесному урану и палеомагнитным методом. Опыты термолюминесцентного датирования, так же как и в других местах, дают спорные и неоднозначные результаты.

Рассмотрение имеющегося фонда абсолютных дат показывает, что более 70% их общего числа соответствует хронологическому интервалу голоцена. При этом следует отметить, что часть этих дат не только лишена геоморфологической привязки, но и крайне слабо увязывается с конкретной стратиграфией.

Как это ни странно на первый взгляд, в Средней Азии абсолютные даты практически не приближаются к предельному для радиоуглеродного датирования рубежу 50 000—60 000 лет назад. Более того, крайне мало датировок древнее 10 000 лет. В то же время даже отрезок 50 000—60 000 лет назад охватывает лишь два регионально развитых террасовых цикла — голоценовый и позднеплейстоценовый, причем последний, по-видимому, выходит из предельного для радиоуглеродного метода хронологического интервала. Совершенно ясно, что фонд абсолютных дат Средней Азии для успешного сопоставления с четвертичной историей и стратиграфией других регионов, во-первых, должен быть увеличен в три раза, как минимум, в части голоценовых датировок, и, во-вторых, практически должно быть вновь получено как минимум несколько десятков абсолютных дат для позднего плейстоцена; в-третьих, крайне серьезно стоит вопрос о расширении круга датируемых материалов и получении дат в интервале до 1 млн. лет. Вопросы абсолютного датирования четвертичных отложений Средней Азии представляют собой особую тему, для разработки которой требуется постановка специальных полевых и аналитических работ. Они должны не только решить три перечисленные выше задачи абсолютной хронологии четвертичного периода, но и выявить специфику абсолютного датирования четвертичных отложений Средней Азии.

Планомерный поиск разрезов, содержащих датирующийся органически насыщенный материал, был предпринят Г. Н. Пшениным и Л. Р. Серебряным. Этот целенаправленный поиск позволил выявить, например, такой разрез, как Керкилонский (юг Ферганской впадины), изучение которого позволило нарисовать достаточно детальную картину эволюции ландшафтов подгорных равнин в голоцене [Серебрянный и др., 1980]. В ходе исследований выявилась также возможность определения перспективных с точки зрения радиоуглеродного датирования разрезов, которые в условиях подгорных равнин Средней Азии оказались повсеместно связанными с участками поднора (выше молодых антиклинальных поднятий) или с периферийной конусов выноса, где происходит выклинивание грунтовых вод. Однако вследствие того, что большая часть изыскания таких разрезов в среднегорных и высокогорных районах Средней Азии уже сама по себе указывает на слабое развитие ландшафтно-формных территорий разрезов, содержащих органическое вещество, в этих местах,

достаточных для радиоуглеродных датировок. Еще реже такие разрезы встречаются в пределах равнинной части, включая даже долины крупнейших рек. Здесь все имеющиеся даты связаны с археологическими находками, а также с изучением раковин моллюсков на берегах Аральского и Каспийского морей.

Нашими полевыми исследованиями был установлен также следующий факт, имеющий прямое отношение к перспективам абсолютного датирования в данном регионе. Во многих разрезах голоценовых отложений, характеризующихся наличием прослоек, сильно насыщенных органикой или целиком состоящих из органического вещества (например, цоколь разреза Керкидон), эти прослойки по простиранию переходят в существенные карбонатизированные или полностью карбонатные (известняки и мергели) горизонты. Аналогичный переход наблюдается и вниз по разрезу при условии хорошей дренированности. Не вдаваясь в анализ причин этого явления, отметим лишь, что оно резко сужает перспективы обнаружения обогащенных углеродом осадков старше 10—12 тысяч лет, еще более осложняя проблему радиоуглеродной хронологии Средней Азии. Но в то же время можно рассчитывать, что совершенствование методики радиоуглеродного анализа позволит включить в его орбиту и подобные, часто вторичные карбонатные образования. В этом отношении представляют интерес появившиеся в иностранной литературе сообщения о датировании натечных пещерных образований, а также известковых корок, травертинов и пр. [Srdoč a. o., 1980; Lappartient, 1973].

Помимо радиоуглеродного метода, возможность получения абсолютного возраста отложений дает также изучение ленточных — ритмично-слоистых осадков (частной разновидностью которого является метод ленточных глин, успешно использующийся в ледниковых районах Европы). Нашими исследованиями выявлено некоторое количество разрезов, характеризующихся отчетливо ленточной или ритмично-слоистой структурой, обусловленной чередованием влажных и сухих сезонов или многолетними циклами осадконакопления. Примером их могут служить разрезы такыров в некоторых впадинах, а также отличающиеся большой мощностью краевые части подгорных шлейфов, например, в районе западной части предгорий Копетдага. Непрерывность и большая мощность разрезов тонкого материала допускает, кроме того, применение палеомагнитного метода датирования (В. М. Трубин, устное сообщение). Постоянное совершенствование и уточнение палеомагнитной геохронологической шкалы позволяет надеяться, что в скором будущем этот метод позволит получить достаточно надежную возрастную привязку отложений, которые иными методами датировать не удастся.

В принципе сходным с предыдущим является дендрохронологический метод. Однако поиск деревьев-долгожителей в Средней Азии, насколько нам известно, не производился. Кроме того, вряд ли даже самые старые из произрастающих сейчас деревьев дадут возможность проникнуть к ним всем из 1000—2000 лет назад. Однако эта трудность может быть преодолена. Известны находки мощных древесных стволов в ископаемом состоянии, в археологических раскопках. Дендрохронологический анализ спилов таких деревьев в сочетании с их радиоуглеродным

датированием даст возможность исследовать структуру климатических колебаний, вероятно, до начала голоцена, а может быть и для более ранних этапов.

Не подлежит сомнению, таким образом, что одной из первоочередных задач является резкое совершенствование методов датирования. В том, что касается остальных методов — палеофаунистического, палеоботанического и других, — представляется крайне важным комплексный подход с упором на условия существования всего комплекса организмов; этот подход можно назвать экологической стратиграфией [Чепалыга, 1980]. Прослеживание экологических изменений во времени в гораздо большей степени может служить базой для сопоставлений, чем корреляция по отдельным руководящим ископаемым.

Многочисленные трудности, встречающие исследователя при попытках систематизировать разрозненные данные о четвертичной истории Средней Азии, требуют разработки новых подходов к этой проблеме. Мы вкратце останавливались выше на трудностях прослеживания отдельных уровней, которые под влиянием местных условий могут расщепляться или наоборот сливаться в единую поверхность, могут быть перекрыты шлейфами или эродированы, сохраняясь в виде отдельных фрагментов. В соответствии с этим может резко меняться литология отложений. На современном этапе вполне оправданной представляется тенденция к детализации исследований и более подробному изучению разрезов и других объектов. Однако прослеживание истории развития региона в течение сколько-нибудь значительных отрезков времени требует понимания реакции всего региона как единого целого или его крупных подразделений на изменения природно-климатических факторов в течение продолжительных природных циклов. Выделение комплексов осадков, принадлежащих одному циклу и характеризующихся внутренним единством несмотря на внешнюю пестроту и фрагментарность, имеет первостепенное значение для межрегиональных корреляций. Такое выделение сможет быть сделано в первую очередь на основе геоморфологических (в широком смысле) исследований, которые дают возможность установить положение рассматриваемого комплекса отложений как геологического тела по отношению к различным генерациям рельефа. Именно такой геолого-геоморфологический анализ позволяет идентифицировать крупные единицы, которые могут быть сопоставлены с единицами такого же ранга в других регионах. Этот подход к изучению геолого-геоморфологических объектов может быть осуществлен с позиций системного анализа, приобретшего большую популярность в последнее время (см. например, [Борсук, Спасская, 1976]).

В этом случае регион (или какая-то достаточно крупная его часть) рассматривается как система, внутри которой происходит по определенным законам движение потоков вещества и энергии. Все элементы системы связаны между собой этими потоками и реагируют на внешние импульсы определенным образом, не нарушая целостности системы. Именно такой подход позволяет рассматривать геолого-геоморфологические объекты как систему, обладающую способностью реагировать на определенный импульс.

Обычным является использование в геоморфологических исследованиях

концепции открытых систем, применяющейся, в частности, к изучению речных бассейнов, склонов и т. д. Некоторые трудности встречает проведение границ системы (проблема, перекликающаяся с проблемой районирования), в особенности для равнинных территорий. В большинстве случаев границы системы отождествляются с границами гидрографических бассейнов. Однако для аридных равнин, слабо освоенных речной сетью, решение этого вопроса представляется весьма сложным. В этих условиях значительные площади остаются незатронутыми направленными процессами денудации (которые тяготеют к эрозионной сети) и могут быть рассмотрены, хотя и со значительной долей условности, как закрытые системы. Наиболее близки к концепции закрытой системы плоские междуречья типа плато Устюрт. Существование этого плато в течение длительного времени в условиях преобладания процессов гипергенеза и локальных перемещений грунтовых масс при отсутствии сколько-нибудь значительного выноса материала (за исключением узкой краевой полосы) привело к выравниванию строения его поверхности на всем ее пространстве, так что западная часть, примыкающая к Каспийскому морю, не отличается существенно от восточной, выходящей к Аральскому.

Для интересующей нас проблемы корреляции наибольшее значение имеет то, что при определенных условиях закрытая система плоского междуречья может перейти в открытую. Увеличение количества осадков при соответствующем изменении их режима может вызвать возникновение стока и образование линейных эрозионных форм. Отметим при этом, что развитие вершинных звеньев этих эрозионных форм будет определяться состоянием именно водораздельных пространств (долгое время функционировавших как закрытая система), а потому эрозионные формы, принадлежащие к разным бассейнам, должны быть сходными, что открывает возможности корреляции событий истории этих приемных бассейнов.

Наконец, для правильного понимания позднечетвертичной истории Средней Азии и сопоставления событий этого интервала с аналогичными событиями в Европейской части СССР, в Альпах и т. д. необходимо конкретное понимание ландшафтной сущности аридных и плувиальных фаз как для равнин, так и для горных районов.

Положение Средней Азии в сердце континента, ее сложный орографический план делают крайне сложным изучение ландшафтов прошлого с позиций зональности. Сочетание высотной поясности, широтной зональности и экспозиции само по себе создает очень пестрое размещение ландшафтов — хорошо известна, например, «непохожесть» северных и южных склонов хребта с точки зрения почв и растительности, далеко не сводящаяся к смещению зон по высоте.

К этому добавляется еще один фактор, который можно рассматривать как азоральный, а можно (вслед за И. Н. Гарцманом) и как более сложную форму зональности — положение территории по отношению к основным потокам влагопереноса. Введенное И. В. Гарцманом [1971] понятие «продольно-циркуляционная зональность» позволяет характеризовать сезонную смену условий увлажнения по ходу потока влагопереноса.

Все это весьма важно для понимания современных ландшафтов, но еще важнее для ландшафтов прошлого. Из этого вытекает необходимость рассмотрения эволюции климатов на фоне закономерностей циркуляции — особенно при допущении смещения центров действия атмосферы и изменения направления переноса. Все это должно учитываться при выборе разрезов. Так, ясно, что, например, расположенные в благоприятной экспозиции относительно западного переноса (юго-западные склоны Ферганского хребта и др.) горные склоны будут наиболее четко и прямо передавать в своих разрезах колебания интенсивности и направления диклинической активности, тогда как расположенные в ветровой тени котловины и горные склоны и пустынные ландшафты восточного Прикаспия зачастую будут отражать климатическую эволюцию центрально-азиатского барического максимума. Для отложений, которые по комплексу признаков могут быть отнесены к потеплению внутри позднего плейстоцена, в разрезах юго-западного склона Ферганского хребта выявляется сильная насыщенность органикой. На участках, экранированных от несущих атмосферные осадки ветров, горизонты, занимающие такое же положение в разрезе, сильно сульфатизированы. Совершенно своеобразным может быть отражение смены аридных и плювиальных фаз в высокогорных разрезах из-за известной «орографичности» среднеазиатского горного оледенения.

При дальнейшем расширении фактической базы необходимо совершенно ясно представлять, что один или несколько разрезов, избранных по принципу полноты стратиграфической колонки или обилию датированного материала, не представительны для сложной и разнообразной территории Средней Азии. В особенности это относится к позднечетвертичной стратиграфии и палеогеографии. И для горных, и для равнинных районов Средней Азии необходимы серии разрезов, положение которых должно быть репрезентативно с геоморфологической и палеоландшафтной точек зрения.

ЛИТЕРАТУРА

- Борсук О. А., Спасская И. И.* Некоторые аспекты приложения системного анализа в геоморфологии. — В кн.: Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: 1976.
- Гарцман И. Н.* Проблемы географической зональности и дискретности гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата. — В кн.: Расчеты и прогнозы стока рек. Л.: Гидрометеониздат, 1971.
- Костенко Н. П., Ранов В. А., Макарова Н. В.* К вопросу об использовании археологических данных в целях стратиграфии четвертичных отложений. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.
- Мальгина Е. А.* Об интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Средней Азии. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.
- Пахомов М. М.* Интерпретация результатов спорово-пыльцевых анализов четвертичных отложений гор Средней Азии. — Изв. АН СССР Сер. геогр., 1973, № 6.
- Пшенин Г. Н., Серебрянный Л. Р.* О климате восточного Прикаспия. Докл. АН СССР, 1980, т. 257, № 6.
- Серебрянный Л. Р., Пшенин Г. Н., Пучинин Я. М. К. Климатическая эволюция восточного Прикаспия.*

данные о развитии ландшафтов Ферганы в позднечетвертичное время. — В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980.

Чепалыга А. Л. Палеогеография бассейна Черного и Каспийского морей. — Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: 1980.

Lappartient J. R. Périodes de concrétionnement calcaire dans le Quaternaire récent de Dakar (Sénégal). — Bull. Soc. géol. France, 1973, vol. 13, N 3—4.

Srdoč D., Obelic B., Horvatinić N., Štjepčević A. Radiocarbon dating of calcareous tufa: how reliable data can we expect? — Radiocarbon, 1980, vol. 22, N 3.

Э. Д. МАМЕДОВ

ПЛЮВИАЛЫ И АРИДЫ

В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ И ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ПУСТЫНЬ СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

Периодические изменения плейстоценовых климатов пустынь умеренного и субтропического поясов в сторону большей или меньшей влажности — плювиалы и ариды — привлекают сейчас самое пристальное внимание, главным образом в связи с ухудшением экологической обстановки в аридных зонах и их расширением в глобальных масштабах. Однако изученность этих колебаний на территории пустынь Евразии оставляет пока желать лучшего. Нуждается в уточнении применяемая терминология, необходима серьезная переоценка информативности и достоверности различных палеоклиматических критериев, остро стоит проблема датировки климатических фаз и, наконец, требуют критического пересмотра разработанные ранее климатохронологические схемы и концепции, объясняющие механизм периодического увлажнения климата пустынь умеренного и субтропического поясов. Из-за слабой изученности проблемы среди исследователей возникли непримиримые разногласия в трактовке палеоклиматической истории пустынь, одной из крайностей которых является отрицание вообще сколько-нибудь существенных изменений климата на протяжении голоцена, плейстоцена или даже более продолжительного геохронологического интервала. Подобных радикальных взглядов придерживаются, например, А. А. Курков [1967, 1968], Г. Н. Лисицына [1968, 1972, 1978] и некоторые другие исследователи.

К сожалению, вступая в полемику, отдельные авторы не всегда имеют достаточно четкое представление о самом климате, его зональной и вертикальной структуре и т. д. Это, естественно, становится причиной недоразумения. Особенно частая ошибка — отождествление аридного климата с пустынным.

Известно немало примеров, когда тот или иной автор, отрицая самую возможность возникновения в прошлом в пустынях сухостепных ландшафтно-климатических условий, приходит к неожиданному выводу, что он не исключает «возможности колебания климата в отдельные периоды, но эти колебания укладывались в рамки общей аридной ситуации» [Лисицына, 1978, с. 191].

Известно, что трудности реконструкции плейстоценовых ландшафтов пустынь связаны, главным образом, с недостатком палеозоологического

и палеоботанического материала, который особенно остро ощущается там, где в составе плейстоценового покрова доминируют отложения временных водотоков и эоловые образования. В аллювии древних речных долин, пересекающих пустыни, и наземных дельт встречаются не только разрозненные остатки растений и животных, но и достигающие полуметровой мощности торфяные прослойки и скопления раковин моллюсков. Подобные находки служат прекрасным материалом для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций, но видовой состав их характеризует интразональные, всегда в той или иной мере консервативные, микроклиматические условия. Общеклиматические колебания могут быть выявлены путем тщательного изучения морфологических и анатомических особенностей строения современных и древних тугайных растений. Однако материалами подобных исследований мы пока что не располагаем.

Одним из перспективных направлений палеоклиматических исследований в среднеазиатских пустынях является анализ диатомовой флоры из древних озерных осадков. Слой известнякового диатомита был недавно впервые обнаружен в одной из впадин Кызылкумов, в районе гор Ауминзатау, в основании толщи магнезит-гипсовых солончаковых отложений [Чиж, Каржуев, 1977]. Известковый состав и солоноватоводный характер диатомовой флоры, исследованной А. П. Жузе, дает основание говорить о том, что в предсолончаковое время — в первой половине голоцена произошло увлажнение климата, которое в свою очередь привело к формированию мелких пресноводно-солончатых водоемов.

Отсутствие палеонтологических данных заставляет исследователей обращаться к иным индикаторам прошлых климатов пустынь: ископаемым почвам [Виноградов, Мамедов, Степанов, 1969, 1970], пролювиальным отложениям [Елисеев, 1978] и др., тем более, что в последние годы палеогеографическое значение некоторых реликтов образований в аридных областях было пересмотрено и существенно уточнено [Батулин, 1970].

Гораздо сложнее пока с применением в палеоклиматологии аридной зоны геоморфологических данных. Для этой цели необходимо строить хронологические ряды характерных форм или элементов рельефа, возникающих в определенных климатических условиях. Поскольку речь идет о платформенных областях, где процессы рельефообразования теснейшим образом связаны с зональной климатической обстановкой и чутко реагируют на ее изменения, задача, на первый взгляд, представляется легко разрешимой. Проблема, однако, заключается в том, что сами геоморфологи не овладели еще в необходимой мере диагностикой, искусством распознавания признаков тех или иных климатических (плювиальных и аридных) эпох в аридных геоморфологических ландшафтах. И мы видим, что на протяжении уже многих лет геоморфологические наблюдения используются лишь для восстановления древних уровней озер, довольно условно коррелируемых с крупномасштабными колебаниями влажности климата и определенной направленности ветров. Однако, как показал В. И. Равский [1966] на примере озер Внутренней Азии, наполнение озерных ванн почти во всех случаях было следствием не плювиального климата и таяния горных снежников. Как

видно, даже ограниченное применение геоморфологических данных в палеоклиматологии упирается в отсутствие необходимой научно-теоретической базы.

Между тем выяснилась возможность гораздо более широкого применения анализа рельефа, вплоть до разработки на его основе региональных палеоклиматических схем. С этой целью исследовались три геоморфологических объекта: горы юго-западных Кызылкумов, эоловый рельеф песчаных массивов Заунгузских Каракумов и юго-западных Кызылкумов и крупные замкнутые впадины Кызылкумов. Информация о климато-геоморфологических этапах развития среднеазиатских пустынь, полученная на каждом из этих объектов, оказалась неравноценной по объему и качеству, но, что необходимо подчеркнуть, — не противоречивой.

Наибольший объем информации дало изучение пустынных террасированных впадин, в рельефе и осадках которых записана большая часть истории плейстоценового периода среднеазиатских пустынь. В результате его было окончательно установлено, что кызылкумские впадины представляют собой типичные морфоскульптуры, образовавшиеся в несколько этапов. Они секут все, в том числе самые молодые, тектонические структуры. Террасы в них расходятся не с приближением к осям молодых антиклинальных поднятий, а наоборот — к наиболее удаленным от них частям впадин, то есть образуют характерный климатический спектр. Процесс формирования кызылкумских впадин представляет чередование денудационных и седиментационных фаз, следовавшее за изменением климатических параметров. При этом фазы врезания впадин, очевидно, нужно коррелировать с изменением климата в сторону аридизации, а фазы аккумуляции в них водных осадков, наоборот, — с развитием относительно влажных плювиальных условий. Таким образом, мы получаем принципиальную основу для разработки палеоклиматической шкалы.

Из геологических индикаторов палеоклиматов наибольший интерес в настоящее время представляют пролювиальные образования, то есть отложения временных водотоков. К сожалению, конкретная природная обстановка этих распространенных осадков до сих пор недостаточно изучена. Большинство исследователей отмечает их приуроченность к аридным областям, не уточняя, к каким именно районам этой зоны. А ведь она, как уже отмечалось, характеризуется большими внутренними различиями климатических, в том числе влажностных, условий. Лишь в немногих работах отмечается, что формирование пролювия происходит не на всей территории аридной зоны, а лишь в относительно увлажненных семиаридных районах. Указывается, что наиболее благоприятные области для развития пролювия — области со среднегодовым количеством осадков 150—300 мм. В более засушливых областях пролювий распространён слабо. В районах, где выпадает осадков 300—500 мм/год, преобладают аллювиальные отложения, а для предгорий еще более влажных областей пролювий вообще не характерен [Глиссел, 1978].

Для среднеазиатских пустынных равнин приведенные выше данные могут быть, по-видимому, уточнены, если принять во внимание, что в современной климатической обстановке, при количестве осадков

около 100 мм/год, формирование пролювия происходит в ничтожных масштабах и лишь в непосредственной близости от подножия гор. Даже в очень дождливые годы, когда осадков выпадает в полтора-два раза больше по сравнению с многолетними данными, обломочный материал рассеивается вблизи гор, не достигая впадин, как это происходило в прошлом. Из этого вытекает, что наименьшая годовая сумма осадков, обеспечивавшая нормальное формирование пролювия в условиях среднеазиатских пустынь, не могла быть ниже 200—250 мм/год. Эти данные, конечно, следует принимать как ориентировочные, так как имеет значение не только среднегодовое количество атмосферных осадков, но и продолжительность дождливых сезонов и сам характер выпадения осадков — интенсивность осадков. Должна вводиться поправка на контрастность рельефа.

В целом исследование позднплейстоценовых и голоценовых палеоклиматов приводит к выводу, что на территории пустынь СССР и сопредельных зарубежных стран в этом геохронологическом интервале выявляется пять фаз существенного изменения основных климатических параметров.

Первая фаза — фаза унаследованного от среднего плейстоцена сухого и жаркого пустынно-аридного климата, по-видимому, близкого по своим характеристикам современным климатическим условиям среднеазиатских пустынь. Эта фаза завершилась в начале позднего плейстоцена.

Вторая фаза (первая половина позднего плейстоцена, исключая самое начало этого времени) — плювиальный семиаридный климат, климат сухостепного или степного типа. Годовая норма осадков составляла не менее 250 мм. Резко сократился масштаб ветровой эрозии и, напротив, увеличилась интенсивность водной эрозии и седиментации. Уменьшилась общая минерализация и изменился состав грунтовых вод. Вероятно, повысился и их уровень. В отдельных крупных впадинах в условиях более интенсивного грунтового питания и более или менее регулярного поступления поверхностных вод существовали группы небольших озер. В ряде ныне пустынных районов расселился мустьерский человек. Аналогичные события происходили в это время в пустынях Северной Африки и Передней Азии [Солецкий, Леруа-Гуран, 1966; и др.]. Судя по радиоуглеродным датировкам, полученным зарубежными исследователями, эта эпоха завершилась около 26 000 лет назад.

Третья фаза (конец позднего плейстоцена, 26 000—12 000 лет назад). Это фаза своеобразного пустынного — холодного и сухого — климата, распространившегося не только на Среднюю Азию, но и на всю афро-азиатскую часть пустынного пояса северного полушария, от Северной Африки до п-ова Индостан (пустыня Тар). Наступление ее ознаменовалось резким усилением ветроэрозионной деятельности, возобновлением углубления большинства уже существовавших впадин, оформлением новых очагов развевания, интенсификацией процессов формирования пыльных песков и золотого песчаного рельефа. Поверхностный сток и водная седиментация во внутренних пустынях сократились до ничтожно малых масштабов. Одним из последствий похолодания явилось значительное расширение арала, моря и оз. Исфаль

до линии Аральск — ст. Чу — Алма-Ата. Эта фаза, совпавшая по времени с максимальным развитием позднеюрмского ледника, сопровождалась крупными изменениями географической структуры Земли.

Четвертая фаза (ранний — средний голоцен, 12 000—4 000 лет назад) — плювиальный климат. Климатические условия этой фазы были сходными с условиями современной степной зоны, где осадков выпадает от 250 до 400—450 мм/год, а средняя температура июля составляет 21—23°, то есть на 8—9° ниже современных средних июльских температур в южной части Туранской низменности. В это время в песках среднеазиатских пустынь образовались мощные карбонатные почвы, а в профиле серо-бурых почв, развитых на пролювиальных шлейфах, сформировался плотный иллювиальный карбонатный горизонт. Произошло опреснение грунтовых и поверхностных вод и, очевидно, улучшение общей водообеспеченности. Значительно возрос речной сток, несколько обогатилась фауна (и, по-видимому, флора). Ландшафтно-климатическая обстановка этого плювиального периода способствовала широкому расселению первобытного человека, который освоил в это время практически всю территорию пустынных равнин Средней Азии [Виноградов, Мамедов, 1975].

Пятая фаза (конец среднего—поздний голоцен) — современный аридный климат.

Приведенные данные позволяют сделать несколько выводов. Во-первых, они свидетельствуют о синхронности и односторонности позднеплейстоценовых и голоценовых климатических изменений во всей афро-азиатской части пустынного пояса северного полушария — от Сахары до пустыни Тар. Во-вторых, плювиальные фазы в субтропических широтах не совпадали с оледенениями или, во всяком случае, с периодами значительного развития покровных ледников в субарктическом и умеренном поясах. В периоды максимального развития оледенений высоких широт в низких широтах устанавливался холодный, но сухой климат. Именно таким изменением климата в пустынях Африки, Передней Азии и, по-видимому, в других районах Азии отмечен максимум позднего юрма. Плювиальные фазы соответствовали конечным стадиям распада ледниковых покровов и, как можно предположить, отступанию покровных льдов в Арктике. В-третьих, жаркий и сухой межплювиальный климат был, очевидно, свойствен межледниковым эпохам.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г. Некоторые особенности древних почв среднеазиатских пустынь в палеогеографическом аспекте. — Пробл. освоения пустынь, 1970, № 4.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Первобытный Лявлякан. Этапы древнейшего заселения и освоения Внутренних Кызылкумов. М.: Наука, 1975.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. О древних почвах в песках Кызылкумов. — Почвоведение, 1969, № 2.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. Древние почвы Кызылкумов. Пробл. освоения пустынь, 1970, № 6.
- Исисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978.
- Курков А. А. Вопросы становления зоны пустынь умеренного пояса северного полушария в кайнозое. — Изв. ВГО, 1967, т. 99, вып. 2.

- Курков А. А. Основные этапы развития ландшафтов азиатских пустынь в кайнозое. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 6.
- Лисицына Г. Н. Растительность Южной Туркмении в VI—I тысячелетиях до н. э. по данным определения углей. — В кн.: Каракумские древности. Ашхабад, 1968, вып. 2.
- Лисицына Г. Н. История орошаемого земледелия в Южной Туркмении (раннеземледельческая эпоха). — В кн.: Успехи среднеазиатской археологии. Л., 1972, вып. 1.
- Лисицына Г. Н. Становление и развитие орошаемого земледелия в Южной Туркмении. М., 1978.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1966.
- Солецкий Р. С., Леруа-Гуран А. Палеоклиматология и археология Ближнего Востока. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., 1966.
- Чиж Л. М., Каржуев Т. К. Диатомитсодержащая порода из современных солончаковых отложений Центральных Кызылкумов. — Узб. геол. журн., 1977, № 1.

М. М. ПАХОМОВ, А. А. НИКОНОВ, В. А. РАНОВ
ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
НИЗКОГОРИЙ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ
(по результатам изучения
стратифицированных стоянок каменного века)

Соотношение ледниковых эпох и межледниковий умеренных и высоких широт с пльвиальными и аридными эпохами южных районов рассматривалось многими исследователями. Большинство из них (Л. С. Берг, Ф. Цейнер, К. Бутцер, И. П. Герасимов, К. К. Марков и многие другие) пришло к вполне определенному выводу: ледниковым эпохам на севере Евразии соответствовали пльвиальные и ледниковые эпохи аридного пояса. И. П. Герасимов [1938], в частности, выделил в Средней Азии по данным исследований в Туркмении три пльвиальных эпохи.

Первые же палинологические данные Е. А. Мальгиной [1964] по Туркмении показали на прямом климато-индикационном материале, что похолодания в ныне аридных и жарких районах Средней Азии наступали одновременно с нарастанием общего и атмосферного увлажнения. В Западной Туркмении отмечено несколько лесных фаз, отвечающих периодам расширения горных лесов Эльбурса, в условиях более высокой влажности воздуха и почвы, особенно в летний период, а также относительно мягкой зимы и прохладного лета. Позднее палинологические и другие палеогеографические данные дали новые доказательства пльвиально-ледниковых условий в Средней Азии, в районе Иссык-Куля [Разрез..., 1971; Григина, 1973].

Нами для Памира и Дарваза по стратиграфическим и палинологическим материалам доказывалось наличие в плейстоцене четырех ледниковых эпох [Никонов, Пахомов, 1976]. По палинологическим данным в среднем поясе гор и в предгорьях, а также в экстраэдакарских долинах, оледенениям соответствовала гумидизировавшая климата, расширение хвойношироколиственной лесной флоры и распространение речной сети.

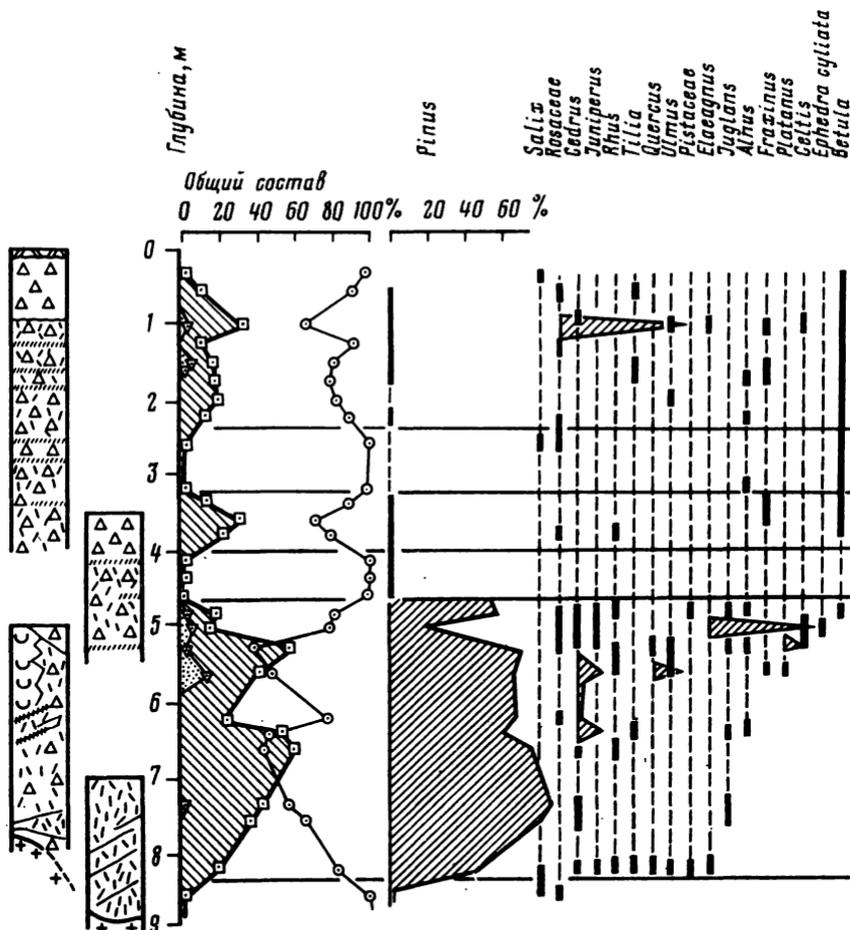


Рис. 1. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений палеолитической стоянки Огзи-Кичик на абс. высоте 1200 м (Южный Таджикистан). Анализы М. М. Пахомова и Л. Л. Байгузиной

1 — известняки в коренном основании; 2 — щебень; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — культурные горизонты; 5 — темные (гумусовые?) прослои; 6 — отложения, вынесенные из пещеры; 7 — границы горизонтов и слоев; 8 — пыльца трав и кустарников; 9 — пыльца древесных пород; 10 — споры

свойственной ныне гиндукуш-гималайскому муссонному флористическому комплексу. В межледниковые эпохи лесная и травянистая мезофильная растительность сокращала свои позиции в результате расширения явно термоксерофильных сообществ.

Результаты палинологического изучения среднеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ, содержащих палеолитические находки [Лазаренко др., 1977; Додонов, Ринов, Пенников, 1978] показывают, что за время пребывания человека каменного века предгорий Дарваза, хр. Карагау (Привахальского) и хр. Вахшского 270 000 — 200 000 лет назад (по данным термолюминесцентного датирования) происходило в условиях относительного

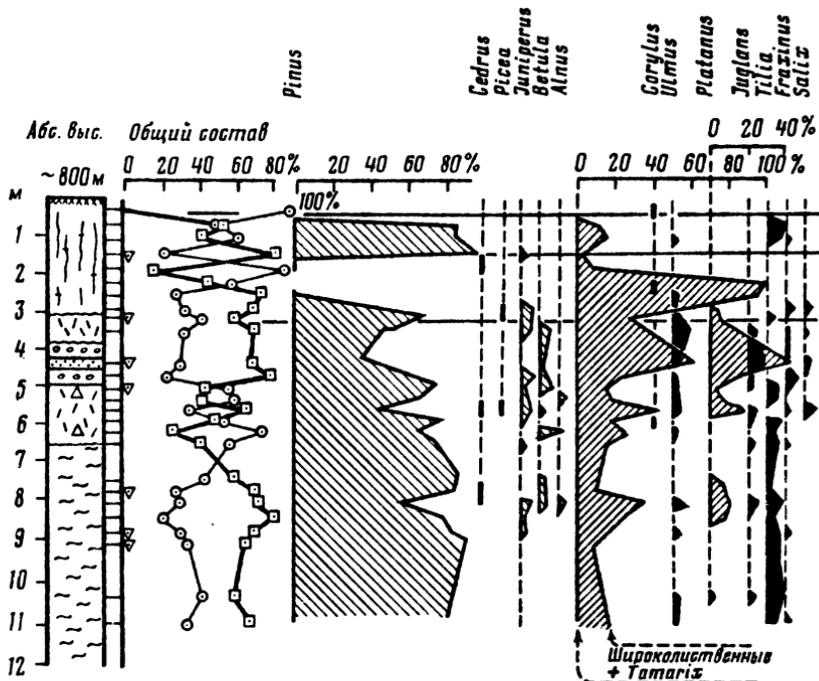
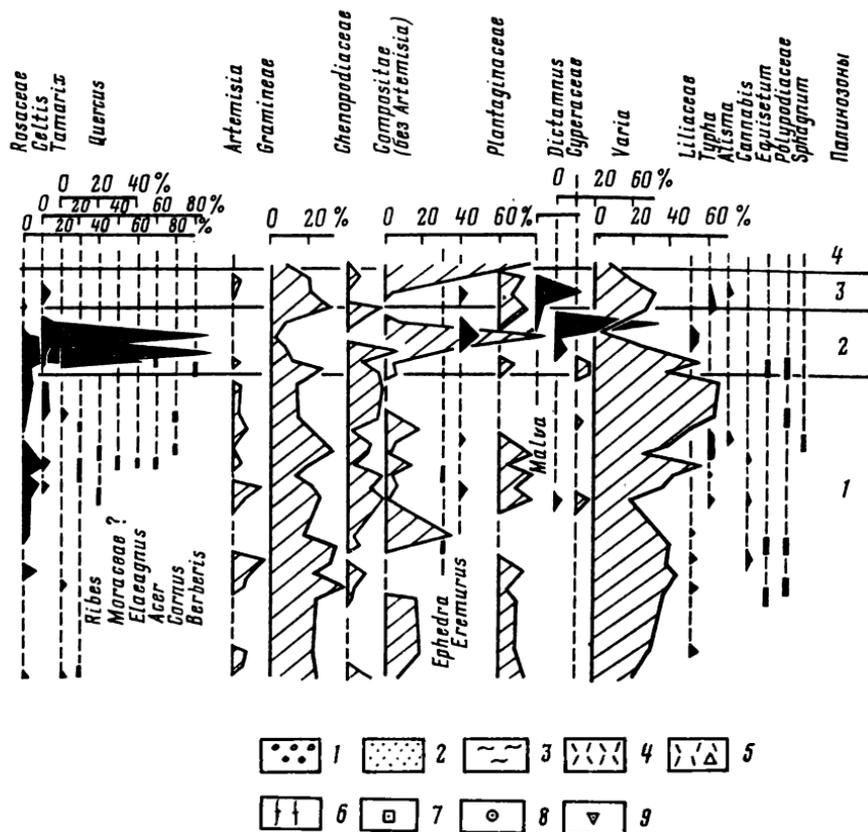


Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма Худжи в месте расположения мустьерской стоянки

1 — аллювиальные галька и гравий; 2 — аллювиальный песок; 3 — глины озерные; 4 — лёссовидные суглинки; 5 — то же, с культурными остатками и мустьерскими орудиями; 6 — лёссы субэаральные; 7 — пыльца древесных пород; 8 — пыльца трав; 9 — споры

и лёссовидных отложений подразделяется на 6 палинологических зон (рис. 1). Первая снизу отражает условия умеренно аридного климата с растительностью, близкой к современной. Во второй зоне, приходящейся в основном на отложения ниже культурных слоев с развитым мустье, содержание пыльцы лесных компонентов флоры, в особенности горной сосны и кедра, неуклонно нарастает, отмечается присутствие спор папоротников и пыльцы водных растений. Следовательно, горные леса Дарваза проникали в предгорья и низкогорья Вахшского хребта. Это могло происходить лишь при повышении влажности климата в летние (вегетационные) сроки с одновременным понижением общих, и в особенности летних, температур, что обеспечивало общее снижение вертикальных слоев растительности. С этим согласуется нахождение в культурных слоях стоянки остатков красного сурка, оленя, косули [Ранов, Шаранов, Никонов, 1976].

Палинологические спектры лежащих выше зон (3-6) отражают значительные климатические изменения в условиях более теплого климата. Таким образом, вторая зона, возраст которой менее 30 000-40 000 лет, а возможно 50 000 лет, отвечает хорошо проявившемуся



в предгорьях периоду понижения температуры, а также общего и атмосферного увлажнения.

Стоянка Худжи в южных предгорьях Гиссарского хребта лежит на высоте 800 м. Лёссовидные суглинки на глубине 3—6,5 м, в основании которых залегает мустьевый слой, как и подстилающая толща озерно-болотных глин (6,5—12,5 м), судя по спорово-пыльцевым спектрам (рис. 2), накапливались в условиях плювиального климата с одновременным понижением средних, в особенности летних, температур. На это указывают следующие признаки: флористическое богатство древесной растительности (22 рода), господство сосны, присутствие липы и спор сфагнома. Переход к лежащим выше субэаральным лёссам (0—3 м) ознаменовался резким потеплением климата в условиях нарастающей аридизации, о чем говорит сокращение древесных до 10—12 родов, исчезновение сосны и липы и господство термофильных компонентов флоры и эфемеров, растущих в условиях резкого летнего дефицита влаги. Здесь, на высоте 800 м, смена климатическая, которая сходна с той, которая выявляется в Вакхском хребте на отметках 1200 м для середины позднего плейстоцена (50 000—20 000 лет назад).

В разрезе позднпалеолитической стоянки Шугубу в предгорьях

Дарвазского хребта (абс. высота 2000 м) [Никонов, Ранов, 1971; Никонов и др., 1974; Ранов, Никонов, Пахомов, 1976] выделяются три палинозоны. Нижняя, флористически наиболее богатая, содержит пыльцу древесных растений в пределах 20—60%, главным образом арчи и сосны, меньше — ели. Отложения накапливались в условиях относительно влажного и прохладного климата. Во второй зоне роль пыльцы хвойных существенно сокращается, обедняется флористический состав дендрофлоры, что должно отвечать некоторому потеплению и аридизации. Верхняя зона отвечает климатическим условиям, близким к современным. Нижняя палинозона характеризует отложения, залегающие непосредственно под серией культурных слоев позднего палеолита, что позволяет считать отраженное здесь похолодание древнее 20 000 лет, вероятно 25 000—30 000 лет назад.

В трех рассмотренных примерах отражен процесс депрессии горно-лесного пояса в результате совместно протекавших похолодания и увлажнения климата Средней Азии. Географическое положение и современные природные условия юга Средней Азии заставляют смотреть на эту область как на северную часть субтропической зоны. Климат Средней Азии относится по классификации Б. А. Алисова к континентальному субтропическому, в котором летом преобладает тропический воздух, а зимой — воздух умеренных широт. Среднегодовая температура достигает 14—16°. Летом она в течение 1,5—2 месяцев может превышать 40°, бездождный период продолжается 5—6 месяцев. Материковые оледенения позднего плейстоцена оказывали лишь косвенное влияние на климат региона. Лесная широтная зона, существенно деформированная, но сохранившаяся в ледниковую эпоху, находилась немного севернее Средней Азии [Нейштадт, 1957; и др.]

Оледенение гор Средней Азии в позднем плейстоцене было сравнительно небольшим в том смысле, что в ледниковые эпохи оно не могло создавать самостоятельные антициклональные явления в летнее время года, подобно ледниковым покровам Европы и Сибири. Еще Брукс [Brooks, 1926] показал, что диаметр ледникового покрова должен составлять 1000—1500 км, чтобы его влияние сказалось на распределении давления и изменении пути блуждающих барометрических депрессий. Площадь оледенения Средней Азии была несравненно меньше указанной Бруксом. Кроме того, этот регион находится в низких, субтропических широтах. Поэтому не может быть речи о том, что горное оледенение могло создавать самостоятельный устойчивый максимум давления и антициклональные явления.

Перигляциальная полоса в горах была узкой и вряд ли превышала 500—600 м по вертикали. Подтверждением этого может служить тот факт, что в низких горах и предгорьях крупных хребтов Средней Азии мы находим в отложениях эпох, отвечающих похолоданиям, следы лесной растительности (см. рис. 1, 2), которая в это время опускалась и как бы разделяла узкий горный перигляциальный пояс и теплолюбивую растительность среднеазиатских равнин. Последняя в ледниковые эпохи оставалась теплолюбивой, но была относительно мезофильной. Таким образом, если в сторону Средней Азии двигались волны атлантического циклона, как это наблюдается сейчас зимой и весной, в наиболее прохладное

время года, то эти циклональные массы свободно проникали не только на равнины, но и в предгорья и горы Средней Азии, в значительной степени создавая неустойчивость летних погодных явлений. Вполне очевидно, что в предгорной и низкогорной частях Средней Азии условия в ледниковую эпоху отличались от тех, что были в перигляциальной зоне Северной Евразии: здесь при достаточно теплом климате осадков выпадало значительно больше, чем теперь, что обеспечивало произрастание более влаголюбивой растительности.

Динамика выпадения атмосферных осадков в ледниковую эпоху в течение года также не могла быть такой, как сейчас. Довольно устойчивая область высокого давления над европейско-сибирскими ледниковыми районами создавала столь же устойчивый антициклон, отклонявший пути движения западных воздушных масс к югу в течение всего года. Поэтому западный циклональный перенос, который ныне в летнее время обеспечивает максимум выпадения осадков во всей умеренной зоне Евразии, в ледниковую эпоху существенно смещался к югу, оставляя значительную летнюю «порцию» осадков в южных, ныне аридных районах. При довольно высоких летних температурах такой эффект смещения влажного периода с поздней зимы и весны (в настоящее время) к весне и первой половине лета (в ледниковые эпохи) обеспечивал развитие той флоро-фитоценотической обстановки, которая отражена, в частности, в составе спорово-пыльцевых спектров нижних зон стоянок Огзи-Кичик, Худжи, Шугноу.

Таким образом, в изученных верхнеплейстоценовых разрезах впервые для предгорий Средней Азии на прямом климато-индикационном палеоботаническом материале отчетливо устанавливается чередование аридных жарких и плювиальных прохладных периодов, которые дают основу для климато-стратиграфической шкалы позднего плейстоцена в этом регионе. Заселение долговременных стоянок каменного века совпадает с позднеплейстоценовыми плювиальными периодами. Вместе с тем анализ палинологических данных свидетельствует в пользу того, что фация широко распространенных в Таджикистане субэаральных лёссов позднеплейстоценового возраста формировалась в жарких аридных условиях¹.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода. — Пробл. физ. географии, 1938, вып. 5.
- Григина О. М. Лесные спорово-пыльцевые спектры в экстрагляциальных и перигляциальных областях Тянь-Шаня и их интерпретация. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Додонов А. Е., Ранов В. А., Пеньков А. В. Находки палеолита в погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция. Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Лазаренко А. А., Пахоткина М. М., Пеньков А. В. и др. О возможности климато-стратиграфического разчленения лёссовых формаций Средней Азии. М.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977, ч. 1.

¹ В. А. Ранов не разделяет этого мнения.

- Мальгина Е. А.* Палеогеографические условия Западной Туркмении в конце плейстоцена и в начале четвертичного периода: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1964.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никонов А. А., Пахомов М. М.* К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана. — В кн.: Палинология плейстоцена. М.: 1972.
- Никонов А. А., Пахомов М. М.* Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1976, № 46.
- Никонов А. А., Пахомов М. М., Ранов В. А., Ренгартен Н. В.* Природная обстановка времени обитания верхнепалеолитической стоянки Шугноу и вопросы первоначального заселения Памира. — В кн.: Первобытный человек и природная среда в плейстоцене и голоцене. М.: 1974.
- Никонов А. А., Ранов В. А.* К характеристике средне-верхнеплейстоценовых отложений р. Яхсу в свете новых данных. — Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, № 12.
- Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Ранов В. А., Никонов А. А., Пахомов М. М.* Люди каменного века на подступах к Памиру: (Палеолитическая стоянка Шугноу и ее место среди окружающих памятников). — Acta archaeologica Carpathica, 1976, vol. 16.
- Ранов В. А., Шарипов Ш., Никонов А. А.* Фауна млекопитающих, археология и геология стоянки Отзи-Кичик (Южный Таджикистан). — Докл. АН ТаджССР, 1976, т. 16, № 7.
- Brooks C. E. P.* Climate through the ages. L. Benn. 1926.

А. А. ЛАЗАРЕНКО

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРОБЛЕМА МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ ОЛЕДЕНЕНИЙ И МЕЖЛЕДНИКОВИЙ С АРИДАМИ И ПЛЮВИАЛАМИ

Ниже приведены некоторые данные и выводы, полученные в результате многолетних (с 1964 г.) детальных исследований автором лёссовой формации Средней Азии и Южного Казахстана. При этом в рамках рассматриваемой проблемы затрагиваются два ключевых вопроса: 1) о возможности создания в настоящее время для всего макрорегиона единой дробной стратиграфической шкалы лёссовой формации, привязанной к шкале абсолютной геохронологии, пригодной также для широких межрегиональных корреляций (в частности, с ледниковыми и межледниковыми эпохами Восточной Европы); 2) о реальной палеоклиматической информации, которую дает сейчас изучение лёссовых толщ Средней Азии.

Рассмотреть указанные вопросы с необходимой детальностью в настоящей небольшой статье не представляется возможным, поэтому автор ссылается здесь на фактический, уже опубликованный, материал по Таджикской депрессии и Приташкентскому району [Лазаренко и др., 1977, 1980], а также приводит некоторые выводы из новых детальных, но пока не опубликованных данных по району Алма-Аты.

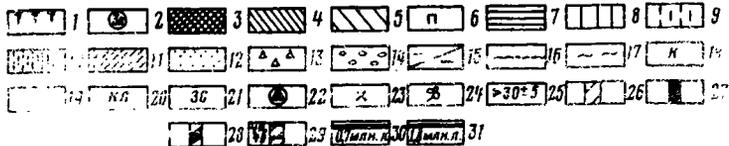
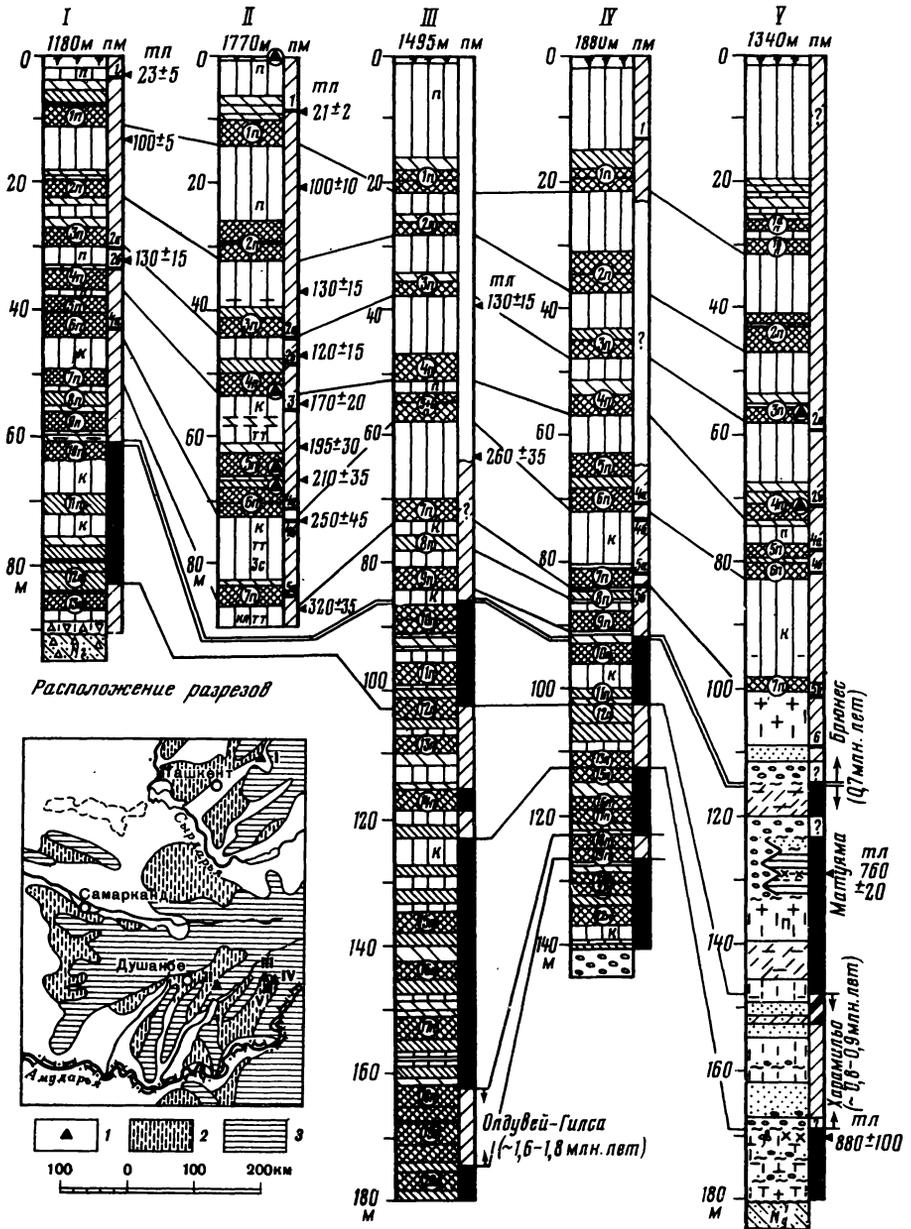
Стратиграфия лёссовой формации и проблема межрегиональных корреляций

Лёссовая формация Средней Азии выделяется своей мощностью, сложностью литолого-фациального строения и геоморфологических условий залегания, а также (как выяснилось в последние годы) исключительной стратиграфической полнотой ряда своих разрезов. В этом отношении она лучше изучена в опорных разрезах покровной (водораздельной) лёссово-почвенной толщи в Таджикской депрессии [Лазаренко и др., 1977; Додонов, Пеньков, 1977; Путеводитель экскурсий..., 1977; и др.]. Здесь в стратотипах Каратау I, Чашманигар и Кугитек видимая мощность данной толщи достигает соответственно 90, 180 и 140 м, причем во втором и третьем случаях подошва ее располагается ниже палеомагнитного эпизода Олдувей (Гилса), т. е. в плиоцене. Рассматриваемая толща представлена чередованием горизонтов лёсса (обычно до 7—10 м, реже — до 15 м) и погребенных почвенных комплексов (в среднем до 5—7 м). Вниз по разрезу лёссы и почвы постепенно уплотняются до состояния «каменных». Всю эту толщу автор рассматривает как серию (кайрубакскую), выделяя в ней две свиты: чашманигарскую (частично верхний плиоцен, эоплейстоцен) и утоганскую (плейстоцен). К плейстоцену отнесены 10 верхних регионально выраженных крупных «уровней» почвообразования в ранге педокомплексов (ПК). Из них к верхнему плейстоцену отнесены ПК 1—3, к среднему ПК 4—7 и к нижнему ПК 8—10. Основание ПК 9 соответствует инверсии Матуяма—Брюнес, а в подошве ПК 10 обычно отмечается угловое несогласие. Всего в плейстоцене выделено и детально охарактеризовано 16(18) стратиграфических горизонтов. Геохронологическое содержание предложенной автором стратиграфической шкалы обеспечено комплексом палеомагнитных, термолюминесцентных и отчасти палеонтологических и археологических данных¹ [Лазаренко и др., 1977].

Дробная стратиграфия лёссово-почвенных толщ Таджикской депрессии (всего более 25 разрезов) подтверждается на сходных разрезах в ряде других районов Средней Азии и Южного Казахстана, в особенности Приташкентского (7 разрезов) и Алма-Атинского (5 разрезов). При этом выяснилось исключительное сходство в соотношении горизонтов лёсса и педокомплексов, в характере их строения, а также в палеомагнитной характеристике, подтверждаемой термолюминесцентными датировками [Лазаренко и др., 1980].

Исключительно важную роль в корреляции рассматриваемых разрезов играют палеомагнитные данные. Так, на рисунке, где приведено несколько наиболее полных и характерных разрезов лёссово-почвенных толщ Таджикской депрессии и Приташкентского района, видно тождественное положение всех магнитостратиграфических реперов. Важнейший из них — инверсия Матуяма Брюнес (0,7 млн. лет назад) находится под ПК 9. В зоне, относящейся к эпохе Матуяма, в нескольких разрезах четко выделяется крупный пиксод Харамилла (0,8—0,9 млн. лет назад).

¹ По данным автора, в южной, концевой части (восточная часть) лёссовой формации выделено 18 стратиграфических горизонтов, из них 10 — горизонтов регионально выраженных и 8 — фациальных толщ (поперечные разрезы 11—19).



Корреляция основных опорных разрезов лёссовой формации Средней Азии (Таджикская депрессия и Приташкентский район). Составил А. А. Лазаренко, 1977 г., с использованием данных А. В. Пенькова, В. В. Семенова, В. Н. Шелкопляса. Условные обозначения:

1 — современная почва, 2 — горизонты погребенных почв и педокомплексов крупного стратиграфического ранга (регионально выраженные) и их индексы, 3 — полноразвитые погребенные почвы зонального типа, 4 — среднеразвитые погребенные почвы, 5 — слабо-развитые, зачаточные погребенные почвы и переходные слои типа педоседиментов, 6 — заметные признаки почвообразования в лессе, 7 — глина, 8 — лёсс типичный (местами уплотненный), 9 — лёссовидный суглинок, 10 — суглинок (обычно пестро-красноцветный), 11 — супесь, 12 — песок, 13 — щебень, 14 — галька, 15 — слоистость делювиального типа (слабо- и четко выраженная), 16 — угловое несогласие, 17 — размыв, 18 — «каменный» лёсс (обычно алевролит неплотный), 19 — тектоническая трещиноватость в лёссовой толще, 20 — кливаж (обычно слабый), 21 — зеркала скользящие, 22 — археологические местонахождения, 23 — костеносные горизонты, 24 — макроостатки флоры, 25 — термолюминесцентные (ТЛ) датировки в тыс. лет. назад, 26 — прямая (N) полярность намагнитченности, 27 — обратная (R) полярность, 28 — знакопеременная (R-N) полярность, 29 — эпизоды обратной (R) полярности в зоне Брюнеса и их местные индексы, 30 — уровень инверсии Матуяма — Брюнес (0,7 млн. л. н.), 31 — границы крупных палеомагнитных эпизодов в зоне Матуямы. На врезке: 1 — местоположение разрезов; 2 — массивы лёссов и лёссовидных пород, 3 — горные районы, I — Чарвак; II — Каратау I; III — Чашманигар; IV — Кугитек (Хоноко); V — Лахути

а в разрезе Чашманигар также эпизод Олдувей (Гилса) (1,6—1,8 млн. лет назад). В верхней части разрезов, которая относится к эпохе Брюнес, удалось установить не менее пяти «коротких» эпизодов — маломощных интервалов (обычно до 0,1—0,2 м) обратной намагнитченности. Из них для целей дальнейшей корреляции в рамках верхнего и среднего плейстоцена наиболее важны следующие: 1^a — Гетенбург (~12 тыс. лет назад, в основании современной почвы); 1-й сверху — Лашамп (~20 тыс. лет назад, в верхнем горизонте лёсса); 2-й — Блейк — двойной (~110—120 тыс. лет назад, на уровне ПК 3 и под ним); 4-й — Чаган¹ — двойной (~300 тыс. лет назад, в основании ПК 6 и непосредственно под ним). 3-й и 6-й эпизоды занимают менее определенное положение и установлены лишь в некоторых разрезах. Зато 5-й эпизод — Уреки (?) — двойной (~400 тыс. лет назад) весьма характерен и занимает стабильное положение на уровне ПК 7.

Следует отметить некоторое возрастное «скольжение» границ выделенных стратиграфических горизонтов (лёсса и погребенных почв) по отношению к магнитостратиграфическим реперам. Так, инверсия Матуяма—Брюнес в некоторых случаях смещается ближе к основанию ПК 9 (скв. Яван-4р) или же к кровле ПК 10 (разрез Кугитек, см. [Лазаренко и др., 1977, рис. 2]). Еще более заметно различие в относительном положении «коротких» эпизодов в зоне, относящейся к эпохе Брюнеса. Так, эпизод Лашамп, приуроченный к верхнему горизонту лёсса, отмечается ближе то к его верхней части (разрез Фахрабад), то к средней (разрез Кайрубак), то к нижней (разрез Каратау I). Верхняя часть эпизода Блейк в разных разрезах приходится на разные части ПК 3: его середину (разрез Кайрубак), основание (разрез Каратау I) или даже ниже (разрез Лахути). Несколько варьирует в разрезе также положение и других характерных эпизодов: Чаган и Уреки? Из сказанного вытекает

¹ По-видимому, именно этот эпизод коррелируется с интервалом обратной намагнитченности в морсе днепропетровского оледенения

вытекает вывод, что коррелируемые горизонты лёссов и погребенных почв в различных разрезах не строго синхронны и возрастное «скольжение», по-видимому, не выходит за рамки нескольких тысяч лет, что даже в масштабе плейстоцена представляется величиной несущественной.

Сопоставление данных по сводному разрезу лёссовой формации Приташкентского района [Лазаренко и др., 1980] с ранее опубликованными сходными данными по Таджикской депрессии [Лазаренко и др., 1977] показывает их почти полную идентичность. Это открывает реальную возможность для создания унифицированной дробной стратиграфической шкалы лёссовой формации для Средней Азии и Южного Казахстана уже в настоящее время.

В отношении дальних корреляций лёссовой формации Средней Азии и других регионов (например, Восточной Европы, где стратиграфия ее наиболее разработана) еще имеется много трудностей. Основная из них состоит в малом числе надежных геохронологических и магнитостратиграфических реперов. Даже положение главного из этих реперов — инверсии Матуяма—Брюнес разными исследователями (М. А. Певзнером, А. Н. Третьяком и др.) устанавливается существенно по-разному. Еще хуже обстоит дело с выявлением и идентификацией «коротких» эпизодов в эпохе Брюнес. Все это не дает пока возможности непосредственно (погоризонтно) коррелировать нашу дробную стратиграфическую схему лёссовой формации Средней Азии с известными детальными стратиграфическими схемами, разработанными для Украины [Веклич, Сиренко и др., 1967—1972 и др.] и для Русской равнины [Величко, 1975 и др.]. Все же в настоящее время намечается следующая приближенная корреляция.

Вопрос о синхронности самых верхних горизонтов лёсса (причерноморского и бугского на Украине и сангакского в Средней Азии) решается в общем вполне однозначно: причерноморский и бугский горизонты залегают выше витачевской (брянской) погребенной почвы (~25 000—30 000 лет назад — по C^{14}), а к верхнему горизонту лёсса в Средней Азии приурочен палеомагнитный эпизод, сопоставляемый с эпизодом Лашамп (~20 000 лет назад), что подтверждается рядом термолюминесцентных (ТЛ) датировок [Лазаренко и др., 1977, табл. 5; 1980].

В целом складывается впечатление, что лёссовые горизонты региональной шкалы Средней Азии соответствуют холодным климатолитам общей шкалы Европейской части СССР, обычно связанным с оледенениями или их крупными стадиями. Следовательно, погребенные почвенные комплексы должны быть в общем сопоставлены с теплыми климатолитами, соответствующими межледниковьям или их частям¹. Так, сдвоенные ПК 5 и 6, заключенные между горизонтами 5 и 6 лёсса (см. стратиграфическую схему [Лазаренко и др., 1977, с. 98], будут в этом случае в значительном своем объеме соответствовать одинцовскому климатохрону. Микулинскому же межледниковью (оптимальной его фазе) в Средней Азии, по всей видимости, соответствует ПК 3. Он, как уже

¹ По-видимому, с таких сопоставлений можно говорить лишь в самой общей форме, т. к. максимумы похолоданий, оледенений в лессонакоплениях могли быть в той или иной степени сдвинуты в отношении своих фаз.

отмечалось, приурочен к эпизоду Блейк, что подтверждается рядом ТЛ-датировок в интервале 115—130 тыс. лет назад. ПК 3 обычно выделяется наиболее выраженной красноватой окраской (цветовой индекс по стандартной шкале Манселла составляет обычно 5 уг 5/4) и максимальной величиной магнитной восприимчивости (χ до $200 \cdot 10^{-6}$ СГС и даже более), что, по всей видимости, связано с заметным обезвоживанием гидроокислов железа и соответствующей перестройкой их минеральных форм. К ПК 3 приурочены также инситные допустерские находки палеолита (богатейшее местонахождение Обимазар), относящиеся к тому же кругу древних галечных культур типа каратауской, что и известные находки в ПК 4 и особенно 5 [Лазаренко и др., 1977].

Погребенные почвы и лёссы как палеоклиматические индикаторы

Как уже отмечалось выше, в основе дробных стратиграфических схем лёссовой формации Средней Азии лежит выявленная закономерность чередования в разрезе горизонтов лёсса и погребенных почвенных комплексов, которая, по всей видимости, обусловлена ритмичностью и общей направленностью климатических изменений.

Наибольшей сложностью строения характеризуются почвенные горизонты (особенно два верхних), представленные, как правило, педокомплексами и реже — единичными почвами. Строение педокомплексов в общем однотипно. В основании каждого из них залегает мощная (до 2—3 м) и наиболее темноокрашенная (обычно бурая, с заметным красноватым оттенком) почва с наиболее дифференцированным на генетические горизонты (полноразвитым) профилем. Выше обычно следует еще одна (редко две) почвы примерно такой же мощности, но слабее развитые (хуже дифференцированные). Все почвы обычно наложены друг на друга так, что их профили смыкаются или в той или иной степени взаимно перекрываются.

Особую роль в разрезе играют полноразвитые почвы, составляющие основу педокомплексов и соответствующие климатическим оптимумам по меньшей мере регионального масштаба. Окраска их бурая или ярко-бурая, обычно с заметным красноватым оттенком. Для них характерны: значительная мощность (в среднем 2—2,5 м, реже до 3 м и несколько более); растянутость всех генетических горизонтов, постепенные переходы между ними (кроме очень резкой границы гор. В2 и ВС_{ca}); значительная глинистость материала, резкая дифференциация карбонатов по профилю (местами до полной выщелоченности в гор. А1 и В и концентрации в гор. ВС_{ca}); следы гумуса и легкорастворимых солей (до 0,1% в отдельности). Преобладающая структура почв (гор. А1 и В) крупнозернистая — до 3—5 мм (с участием мелкоореховатой), часто не очень четко выраженной. Макро- и микроморфологически обнаруживается ряд признаков былого гидроморфизма и повышенного поверхностного увлажнения, имевшего, по всей видимости, сезонный характер (в частности, мелкие железистые ноздровидные образования в виде микроорштейнов — до 0,1 мм, диффузных колец и др.; интенсивная чернот бурая и черная пигментация фитопор и т. д.) Глинистое вещество имеет сравнительно слабую оптическую ориентировку. Признаки активного перемещения вещества по профилю

почвы (лессиваж) обнаруживаются довольно редко и в слабой форме, что также свидетельствует о режиме сезонного промачивания, приводящего, однако, к выщелачиванию карбонатов на большей части почвенного профиля.

Увлажнение этих почв характеризовалось не только периодичностью (сезонностью), но, по ряду признаков, и значительной контрастностью. Фауна гризунов, включенная в основном в верхних, переходных к лёссе горизонтах почв, включает таких представителей открытых пространств, как: слепушонок — *Ellobius* sp., хомячок — *Cricetulus* sp., некорнезубая полевка — *Microtinae* gen. (определения В. С. Зажигина). О жарких климатических условиях с периодическим, но не острым дефицитом влаги свидетельствует также состав малакофауны, нередко находимой в этих же верхних горизонтах почв, а также в гор. BC_{ca}: *Angiomphalia regeliana*, *Leucozonella angulata*, *Pseudonapaeus albiplicatus* и др. (определения А. А. Шилейко). Экологически эта фауна требует также хорошей дренированности субстрата и довольно высокого и густого травостоя (скорее всего, вместе с кустарником и редколесьем). Этому не противоречат и спорово-пыльцевые данные. В сухое время года поверхность рассматриваемых почв нередко подвергалась воздействию степных пожаров, о чем свидетельствует нахождение в верхней части гор. А1 цепочек мельчайших, однородных по размеру (около 1—2 мм) угольков, а также отдельных линз обжига.

Полных аналогов рассматриваемых красновато-бурых и ярко-бурых почв, характеризующих климатические оптимумы плейстоцена, в современную эпоху подыскать трудно. Однако, по типу строения профиля и морфологическим особенностям отдельных горизонтов они довольно сходны со сформированными на лёссе современными горными коричневыми почвами (выщелоченными или же типичными) и поэтому могут рассматриваться в рамках почв коричневого или близких к нему типов. В некоторых отношениях характеризуемые почвы, вероятно, можно сопоставить также с отдельными красно-бурыми почвами плиоцена и нижнего плейстоцена Украины.

По стратиграфическому разрезу тип рассмотренных полноразвитых почв плейстоцена в целом достаточно выдержан. Все же, по ряду признаков, можно отметить некоторое постепенное нарастание показателей более сухих условий вверх по разрезу [Лазаренко и др., 1977, 1980].

В синхронных погребенных почвах отмечается усиление признаков аридности по мере удаления от гор. В результате этого тип почв в Приташкентском районе и Таджикской депрессии обычно меняется от коричневого (разрезы Чарвак, Хумсан, Каратау I, Чамшанигар и многие другие) до серо-коричневого, сероземного, и серо-бурого, полупустынного (разрезы Пскент, Келес, Каракчи, Фахрабад и др.).

В последнее время на основании обобщения многолетних данных автора и привлечения сравнительного материала представляется возможным существенно конкретизировать характер и определить тип «главных» погребенных почв (оптимальных климатических фаз) и их эволюцию в плейстоцене [Лазаренко и др., 1980]. Более подробная характеристика этих почв приведена в специальной работе автора [Лазаренко, 1980].

Горизонты лёсса по сравнению с отмеченными почвами формируются

все же они вполне определенно свидетельствуют об их направленности в сторону аридизации на протяжении плейстоцена. Особенно заметно это проявляется в самых верхних стратиграфических горизонтах (ПК I и лежащий выше лёсс), где, кроме того, замечены и некоторые признаки похолодания (в частности, увеличение в пыльцевых спектрах роли ели, появление пыльцы верескоцветных и т. д.). Развитие растительности в целом шло по пути сокращения ареалов лесных сообществ (на склонах гор) и постепенного изменения травянистой растительности к пустынно-степной (в предгорьях).

Приведенные выше данные получены главным образом на основании изучения наиболее типичных и мощных лёссовых массивов Средней Азии — Таджикской депрессии и Приташкентского района. Вместе с дополнительными данными по ряду смежных районов они раскрывают черты большого сходства палеоклиматической истории лёссовых предгорий достаточно обширной территории Южного и Западного Тянь-Шаня и западных отрогов Памира. В целом в плейстоцене климатические условия здесь были весьма теплыми, субтропическими. Об этом, наряду с литологическими данными, свидетельствует выдержанный по разрезу характер полноразвитых погребенных почв (сходных по типу с коричневыми), состав малакофауны и отчасти спорово-пыльцевых спектров. Сколько-нибудь существенных признаков суровых, перигляциальных условий в лёссово-почвенных толщах отмеченной территории не наблюдается. Правда, далее к востоку и северо-востоку, в частности в районе Алма-Аты, тип погребенных почв существенно меняется. Здесь на лёссовых предгорных ступенях — «прилавках» (высотой обычно 1000—1600 м) погребенные почвы имеют характер черноземных (черноземновидных), сходных с местными современными почвами, венчающими разрезы. Заметно изменяется здесь и состав малакофауны, также характеризующий более умеренные (умеренно теплые) условия: *Bradybaena lantzi*, *Pseudonapaeus albiplicatus*, *P. regelianus*, *Vallonia costata*, *Pupilla bigranata* и др. С этими выводами согласуются и предварительные данные Л. Н. Чупиной по составу спорово-пыльцевых спектров из верхних горизонтов разреза лёссово-почвенной толщи района Алма-Аты, для которых, в частности, характерны относительно низкое содержание пыльцы древесных пород (*Picea schrenkiana*, *Pinus*, *Betula*, *Celtis* и др.) и другие признаки заметной аридизации.

В целом для плейстоцена Средней Азии можно наметить несколько этапов направленного изменения климата, которые с известной условностью можно определить как субгумидный ($N_2^3 - Q_1$), семиаридный (Q_{II}) и аридный ($Q_{III} - Q_{IV}$). На этом общем фоне аридизации проявились фазы увлажнения и иссушения (относительные пловиалы и ариды), которые, по всей видимости, были более четкими в горах (2000 м и выше), но в предгорной зоне лёссонакопления сглаживались, не вызывая резких изменений в характере растительности, малакофауны и почв.

В отношении корреляции лёссовых формаций Средней Азии и Восточно-Европейской равнины в рамках интересующих нас временных срезов (около 100 000, 20 000 и 6 000 лет назад) на основании имеющегося фактического материала можно прийти к следующим заключениям.

Микулинскому межледниковью (его оптимуму) в Средней Азии,

по всей видимости, соответствует время формирования ПК 3, почти совпадающее с палеомагнитным эпизодом Блейк (~110—120 000 лет назад). Этот педокомплекс в Западном и Южном Тянь-Шане (районы Ташкента, Самарканда, Ферганской и Таджикской депрессий) представлен субтропическими почвами, сходными по типу с коричневыми, а в Восточном Тянь-Шане (р-н Алма-Аты) — почвами черноземного и (или) черноземовидного типа. По мере продвижения к периферии лёссовых шлейфов почвы указанного зонального типа все больше приобретали черты аридности и переходили в почвы, сходные с серо-коричневыми, сероземными и, возможно, серо-бурыми полупустынными.

Максимуму похолодания (осташковское оледенение, около 20 000 лет назад) в Средней Азии соответствует время накопления верхнего горизонта лёсса, датированного, в частности, палеомагнитным эпизодом Лашамп. Однако, в отличие от Восточной Европы, в лёссовых предгорьях Средней Азии признаков сурового, перигляциального климата даже в это время не отмечено, он почти совпадает с максимумом аридизации в позднем плейстоцене.

Атлантический оптимум голоцена (около 6000 лет назад) в Средней Азии в лёссовых разрезах обычно приходится на современную почву, формирование которой на древних участках склонов и водоразделов началось где-то на рубеже голоцена. Выделить в профиле этой почвы реликтовые признаки указанного климатического оптимума очень трудно, но в некоторых случаях (район Алма-Аты) все же возможно.

ЛИТЕРАТУРА

- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А.* и др. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наук. думка, 1967. Ч. 1; 1969. Ч. 2; 1972. Ч. 3.
- Величко А. А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лёссовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: 1975.
- Додонов А. Е., Пеньков А. В.* Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Лазаренко А. А.* Погребенные почвы лёссовой формации Таджикской депрессии и их палеогеографическое значение. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 5.
- Лазаренко А. А., Пахомов М. М., Пеньков А. В.* и др. О возможности климато-стратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: 1977, т. 1.
- Лазаренко А. А., Болиховская Н. С., Семенов В. В.* Опыт дробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5.
- Путеводитель экскурсий Международного симпозиума по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЛЕССОВОЙ ТОЛЩИ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

(на примере Таджикистана)

К настоящему времени в Таджикистане изучена серия опорных разрезов, вскрывающих верхнеплейстоценовую толщу лёссов и почв (разрезы Куруксай, Чашманигар, Кара-Майдан, Хонако, Каратау). Все разрезы приурочены к интервалу абсолютных высот от 1400 до 1800 м и находятся в поясе современных коричневых почв. Средняя мощность верхнеплейстоценовых отложений составляет 40—50 м. В этой толще фиксируется пять почв и педокомплексов.

Первая сверху почва (первый педокомплекс) прослеживается не во всех разрезах и характеризуется слабо выраженным морфологическим обликом, часто сливается с лёссами. Более четко эта почва выделяется по данным магнитной восприимчивости. Она залегает на глубине 4—5 м от поверхности; непосредственно выше нее фиксируется магнитный эпизод Лашамп.

Второй педокомплекс изучен во всех разрезах, морфологически хорошо развит, сложный по строению, двухфазовый. Карбонатная кора, подстилающая почвы более древнего возраста, развита в почвах рассматриваемого педокомплекса лишь на склонах северной экспозиции. Второй педокомплекс залегает на глубине 10—15 м; возраст его определен термолюминесцентным методом как 21 ± 9 тыс. лет назад.

Третий педокомплекс морфологически хорошо выражен во всех разрезах, кроме Чашманигар (где он размыт и фиксируется по фрагментам карбонатной коры). Этот педокомплекс также сложный по строению, двухфазовый; в некоторых разрезах он разделен небольшими прослойками лёсса. Подстилается карбонатной корой лишь на теневых склонах. Возрастное положение этого педокомплекса пока четко не определено, так как имеющиеся термолюминесцентные даты противоречивы. Глубина залегания — обычно 20—25 м от поверхности.

Четвертый педокомплекс морфологически хорошо развит, сложный, от лежащих выше погребенных почв отличается красноватой окраской средней части почвенного комплекса. Почти во всех разрезах в нижней части почвенного комплекса хорошо развита карбонатная кора. Этот педокомплекс залегает выше магнитного эпизода Блейк, что подтверждается в ряде разрезов термолюминесцентными датами (120 ± 11 тыс. лет назад).

Пятый педокомплекс — переходный (некоторыми исследователями относится к среднему плейстоцену). Морфологически четко выражен. Он выделяется однофазовым строением, с хорошо развитой карбонатной корой во всех изученных разрезах, а на склонах иногда выделяется сложным строением. Возрастной интервал, полученный для этого комплекса датированием термолюминесцентным методом, — от 110 (130) до 130 (190) тыс. лет назад¹.

¹ Источниками стратиграфических и палеомагнитных данных А. Ф. Ломова и А. В. Понькова [Путеводитель экскурсий..., 1977].

Изучение морфологического строения погребенных почв отмеченных педокомплексов показывает, что формирование их протекало в интервале времени, охватывавшем потепление, климатический оптимум и похолодание. Поэтому данные погребенные почвы прошли все стадии развития (начальную, оптимальную и заключительную) и этим отличаются от современных почв [Сиренко, 1974; Величко, Морозова, 1975].

Начальная стадия развития почв характеризуется сероземообразованием. Этой стадии соответствует нижняя часть педокомплекса, которая диагностируется часто биолитами педофауны беспозвоночных, сходной с педофауной современных сероземов. Заключительная стадия относится к верхней части педокомплекса и, наоборот, связана с похолоданием и аридизацией и усилением процессов формирования лёссов, что также диагностируется биолитами педофауны беспозвоночных. Оптимальная стадия почвообразования соответствует средней части педокомплекса и характеризуется формированием субтропических типов коричневых и буроземных почв при благоприятных сочетаниях тепла и влаги. Таким образом, педокомплекс представляет собой сочетание в вертикальном разрезе различных почв, определяемых неодинаковой палеоклиматической обстановкой их формирования. В первом, втором и третьем педокомплексах формирование почв в оптимальную фазу почвообразования характеризовалось процессами частичной декарбонизации почвенной массы и оглинивания. Такой набор почвенных процессов присущ коричневым почвам на начальных стадиях образования. Лишь на склонах северной экспозиции для второго и третьего педокомплексов наблюдается карбонатная кора, диагностирующая преобладание сезонного внутрпочвенного стока над поверхностным. Это может указывать на благоприятный водный режим почв теневых склонов и развитие значительной плотности лесного покрова с формированием насыщенных вариантов горно-лесных бурых почв, аналогичных современным остаточно-карбонатным вариантам [Ломов, 1976].

В четвертом и пятом педокомплексах преобладали почвенные процессы полной декарбонизации, оглинивания, текстурной дифференциации и феррисалинитизации. Наиболее сильно процессы феррисалинитизации были выражены в четвертом педокомплексе, что подчеркивается аномально высокими данными магнитной восприимчивости почв всех разрезов (до 200×10^6 СГС [Ломов, Пеньков, 1979]). Подобный набор почвенных процессов характерен преимущественно для горно-лесных бурых почв субтропиков [Зонн, 1974].

Имеющиеся палинологические данные для некоторых лёссово-почвенных разрезов показывают преобладание лесных группировок (до 60—80%) в начале позднего плейстоцена и сокращение их при одновременном возрастании роли степных (до 80—90%) — в конце.

Анализ имеющихся данных позволяет наметить схему эволюции почвенного покрова Таджикистана в пределах позднего плейстоцена. Начало его характеризовалось широким распространением в низко- и среднегорной зоне горно-лесных бурых почв субтропического характера. Изученные разрезы и почвы данного временного среза обладают сходными и набором почвенных процессов, характерных для горно-лесных бурых почв субтропического типа. В верхней части позднеплейстоцено-

бурые почвы, возможно, замещались темнобурими вариантами почв хвойных лесов, о чем свидетельствуют данные М. М. Пахомова [1973]. На отметках более 2900 м лесная зона замещалась высокогорными луговыми и лугово-степными ландшафтами и одноименными почвами. Лишь на Восточном Памире в это время существовали унаследованные от среднего плейстоцена высокогорные степные или пустынно-степные ландшафты.

В широких долинах рек преобладали почвы гидроморфного ряда почвообразования. На участках с пониженным уровнем грунтовых вод формировались сероземы солончаковых и гипсированных вариантов. В предгорной зоне под ксерофитной растительностью типа шибляка развивались коричневые почвы.

Таким образом, почвенный покров Таджикистана в начале позднего плейстоцена характеризовался набором основных компонентов, аналогичных современным. Однако ареалы гумидных компонентов занимали большую площадь, чем на последующих этапах.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А., Морозова Т. Д. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины. — В кн.: Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: 1975.
- Зонн С. В. Почвообразование и почвы субтропиков и тропиков. М.: 1974.
- Ломов С. П. Почвы с плотными карбонатными образованиями в Средиземноморье и их аналоги в Таджикистане. — Тр. ТНИИП, т. 18, Душанбе, 1976.
- Ломов С. П., Пеньков А. В. Магнитная восприимчивость некоторых современных и погребенных почв Таджикистана. — Почвоведение, 1979, № 6.
- Пахомов М. М. Изменение структуры растительного покрова гор востока Средней Азии как биостратиграфическая основа расчленения плейстоцена. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Путеводитель экскурсий Международного симпозиума по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977.
- Сиренко Н. А. Некоторые вопросы методики палеопедологических исследований. — В кн.: Палеопедология. Киев: Наук. думка, 1974.

О. Е. АГАХАНИЯЦ

СМЕНА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ДЕГРАДАЦИЯ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОД В ГОРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ НА РУБЕЖЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА

В составе богатой и самобытной флоры Средней Азии отсутствуют многие широко распространенные роды — сосна, дуб, вяз, ольха, липа, граб, бук, лещина и многие другие. Из флор окружающих территорий в Средней Азии отсутствует до 70 родов [Камелин, 1973]. Это так более удивительно, что многие из этих родов крайне политипны, а следовательно, — эксапансивны: род сосны насчитывает до 100 видов, дуба — около 300 видов и т. п. К тому же, большинство представителей этих

родов сейчас успешно интродуцируется в Средней Азии, и их отсутствие там воспринимается как фитогеографический парадокс. Для объяснения к анализу привлекаются экологические и палеогеографические материалы.

Отсутствующие во флоре Средней Азии виды экологически не равноценны. К северу от Средней Азии обитают бореальные¹ равнинные виды дуба (*Quercus petraea*, *Q. robur* и др.), граба (*Carpinus betulus*), сосны (*Pinus sibirica*, *P. silvestris*) и других пород. Назовем эту группу пород группой Б. К западу от Средней Азии преобладают средиземноморско-переднеазиатские породы (*Quercus occidentalis*, *Q. ilex*, *Q. macranthera*, *Q. infectoria*, *Q. anatolica*, *Q. persica*, *Carpinus macrocarpa*, *Pinus brutia*, *P. palassiana*, *P. hamata*, *P. mugo*, *P. nigra*, *P. pithyusa*, *P. sosnowskyi* и др.). Эту группу пород отметим литерой С. К югу от Средней Азии обитают гималайские породы (*Quercus baloot*, *Q. dilatata*, *Pinus Gerardiana*, *P. excelsa*, *P. densata*, *P. longifolia* и др.). Серию гималайских пород будем иметь в виду как группу Г.

Породы группы Б при общей олиготермности и мезофитности отличаются широким экологическим диапазоном. Породы группы С характеризуются макротермностью и способностью переносить летнюю засуху. Породы группы Г приспособлены, наоборот, к летнему муссонному увлажнению. Следовательно, палеоареалы пород каждой группы дают основание для реконструкции циркуляционных режимов. Для примера приведу палеоареалогический анализ рода сосны: этот род отличается столь медленными темпами эволюции, что процессами видообразования сосен на этапе плиоцен-плейстоцена можно пренебречь. В панголарктическом ареале рода *Pinus* обнаруживается пробел, охватывающий почти весь Казахстан, всю Среднюю Азию южнее оз. Балхаш, большую часть Ближнего и Среднего Востока, всю Кашгарию и Джунгарию, почти целиком Тибет, территорию МНР и Внутреннюю Монголию, Северное Причерноморье.

Обратимся к палеоареалам. Рубеж между ареалами сосен групп Б и С оформился по меньшей мере в среднем плейстоцене: в низах среднего плейстоцена в Восточном Закавказье сосен не было по всему высотному профилю, в верхах же среднего плейстоцена пыльца сосен фиксируется в восточной части Кавказа и в Прикаспийской низменности [Бронский, 1970; Валуева, 1973; Абрамова, 1976]. Следовательно, пока не будет уточнена видовая принадлежность fossilizированной пыльцы, трудно с полной уверенностью реконструировать для среднего плейстоцена климат средиземноморского типа на территориях, расположенных севернее Закавказья.

Контакт между соснами групп Б и Г датируется поздним плиоценом — ранним плейстоценом: севернее Кашмира и Памира в то время господствовали бореальные сосны, южнее — гималайские. В среднем плейстоцене северный рубеж распространения гималайских сосен сдвинулся к Южному Памиру, на Восточном Памире сосны исчезли вообще, но в Прииссыккуляндии на Северном Памире в Туркестанском ороборе Талджик-

¹ Здесь и далее в статье: Б — бореальная группа пород; С — средиземноморско-переднеазиатская; Г — гималайская.

ской депрессии, Дарвазе и на Западном Памире контакт между соснами групп Б и Г сохранялся до конца позднего плейстоцена, что следует из палинологических материалов [Пахомов, 1971; Никонов, Пахомов, 1972; Алешинская, Азыкова, 1973; Vishnu-Mittre, 1973; Никонов и др., 1974]. Со среднего плейстоцена сосны в горной части Средней Азии (ГСА) существовали уже только в изолятах, т. к. на равнинах к тому времени произошла дизъюнкция ареалов сосен из групп Б и Г. Следовательно, муссонный режим циркуляции можно реконструировать в позднем плиоцене—раннем плейстоцене для территорий, лежащих севернее Памира и Кашмира; в среднем плейстоцене — для Гиндукуша, Гиссаро-Дарваза и Южного Памира; в позднем плейстоцене — в лучшем случае для Гиндукуша и южных окраин Памиро-Алая.

Относительно времени дизъюнкции ареалов сосен групп С и Г существуют две точки зрения: поздний плиоцен и ранний (и даже средний) плейстоцен, причем, в последнем случае предполагается вторичная дизъюнкция после кратковременного контакта сосен групп С и Г. В зависимости от ответа на этот вопрос реконструируется средиземноморский, или муссонный, характер циркуляции для территории между Нуристаном и Копетдагом.

Имеющиеся литературные материалы, кроме указанных выше по тексту [Butzer, 1958; Мальгина, 1961; Корнилова, 1966; Григина, 1973; Leroi-Gourhan, 1973; Шумова, 1974; и др.], сведены в таблице. Проследим по ней последние этапы деградации сосны в Передней, Средней и Центральной Азии.

В срезе 36 000—20 000 лет назад сосны группы С уже исчезли всюду — от Палестины и Анатолии до Эльбурса. Сосны группы Г в позднем плейстоцене исчезли в Средней Азии всюду, кроме Южного Памира, Дарваза и обрамления Афгано-Таджикской депрессии, а сосны группы Б — всюду, кроме Прииссыккуля, Северного Памира и Туркестанского хребта. В отложениях, датированных 12 000 лет назад и моложе, сосна в Средней Азии палинологическими методами не фиксируется уже нигде. Следовательно, нижняя граница полного исчезновения пыльцы сосны в Средней Азии (и не только сосны) датируется ранним голоценом.

В раннем голоцене сосна исчезала не только в Средней Азии, но и на юге Франции, на северо-западе Аппенинского п-ова, в северном Причерноморье, западной части МНР. Но в это же время в других районах Евразии отмечается максимум развития сосны — на крайнем западе Европы, в Альпах, Татрах, на севере Балкан, на севере Центральной Европы, в Скандинавии, на Русской равнине, в Западной Сибири [Нейштадт, 1957; Schwarzbach, 1961; Величко, 1973; Hicks, 1975; Bobek, Schmidt, 1976; и др.]. Иными словами, 10 000—12 000 лет назад в Средней Азии и некоторых районах Средиземноморья и Центральной Азии сосна исчезла, а во многих северных районах ее роль возросла.

События, совпадающие с периодом 10 000—12 000 лет назад, свидетельствуют о явлениях противоположного знака примерно по обе стороны от параллели 48° с. ш.: на севере от этого рубежа — вымирание мамонта и шерстистого носорога, а также других крупных животных перигляциальной зоны, потепление в Сибири и развитие там темнохвойной тайги, потепление и усиление морского режима климата

Исчезновение пыльцы сосны из разрезов Передней, Средней и Центральной Азии за плиоцен-четвертичное время, по данным спорово-пыльцевых анализов

Территория	Этапы									
	N ² _I	N ³ _I	Q ¹ _I	Q ² _I	Q ¹ _{II}	Q ² _{II}	Q ¹ _{III}	Q ² _{III}	Q ¹ _{IV}	Q ² _{IV}
Каракумы	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Цайдам	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Бетпақдала	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Восточный Памир	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Северный Тянь-Шань	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Западный Тянь-Шань	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Внутренний Тянь-Шань	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Северный Кашмир	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Северо-Восточный Афганистан	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Восточное Закавказье	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Западная Туркмения	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Южный Памир, Вахан	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-
Кунгуй-Алатау	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-
Северный Прикаспий	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-
Северный Казахстан	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
Юго-Западный Прикаспий	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-
Бассейн Зеравшана	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
Западная часть МНР	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
Таджикская депрессия	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
Северный Памир	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-
Ближний Восток	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-
Западный Памир	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Привиссыкулье	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Дарваз	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Туркестанский хребет	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание: + присутствие пыльцы сосны, — отсутствие пыльцы сосны.

в средних широтах Евразии; на юге же — начало жаркого засушливого периода на равнинах и в горах Средней Азии, Ближнего Востока, Ирана, трансгрессия Иссык-Куля, деградация горного оледенения в ГСА, подъем нижней границы лесов Алайского хребта почти на 2 км и т. п. [Величко, 1973; Нейштадт, 1957; Никонов и др., 1974; Butzer, 1958; Zeist, 1967; Серебрянный и др., 1976; и мн. др.]

Подобные явления противоположного знака примерно по обе стороны от 48° с. ш. можно объяснить, вероятно, только резким изменением барических полей и траекторий циркуляции тропосферы. В свете приведенных выше сопоставлений можно предположить, что 10 000—12 000 лет назад в связи с общим потеплением климата Северного полушария и распадом ледниковых покровов произошел существенный сдвиг к северу ветви циклонов, увлажнявших Переднюю и Среднюю Азию. Модель подобного сдвига представлена на рис. 16 (Willet, 1953; Lamb, 1963; Schwatzenbach, 1961; Flint, 1967). Этот сдвиг в режиме зональной циркуляции объясняет многие перемены погоды, в том числе и резкую ксеротермизацию климата в последние 15 с. н.э.

вызавшую гибель последних популяций в ГСА не только сосны, но и дуба, граба, бука, лещины и других пород, а также многих травянистых видов, характерных для исчезнувших фитоценозов. Несмотря на последующее улучшение климатической обстановки ГСА в верхнем голоцене, эти породы в естественной флоре ГСА так и не восстановились: их экологические ниши были уже заняты другими породами. В лучшем случае, произошло замещение сосняков можжевельными редколесьями, а исчезнувших лиственных пород — сообществами клёнов, ясеня и т. п. Следовательно, отсутствие в ГСА многих пород, занимающих ведущее место в растительном покрове голарктической области, связано преимущественно с быстрой дегляциацией и послеледниковой сменой режима циркуляции тропосферы.

Смена циркуляции происходила в Средней Азии неоднократно. В среднем плиоцене муссонный режим увлажнения сменился смешанной муссонно-средиземноморской циркуляцией, в раннем плейстоцене смешанная ритмика выпадения осадков на Восточном Памире сменялась центральноазиатской ритмикой, в Северном Тянь-Шане — близкой к бореальной, а в остальной части ГСА постепенно усиливались черты средиземноморского аридного климата [Никонов, Пахомов, 1976]. Орогенический подъем гор, обрамляющих Среднюю Азию с юга, постепенно изолировал ее от влияния муссонов Индийского океана и привел (тоже очень постепенно) к изменениям ритмики выпадения осадков. Последняя же, голоценовая смена циркуляции спровоцирована деградацией позднеледникового оледенения, и поэтому она оказалась наиболее серьезной по масштабам и стремительной по темпам наступления. Вызванные этим климатические изменения превысили адаптивные возможности многих видов растений.

В описанной модели, следовательно, четко различаются между собой два разных процесса — постепенное в течение всего плио-плейстоцена обезлесение гор Средней Азии и быстрая гибель в начале голоцена последних популяций многих пород, что вызвало известную дефектность флоры Средней Азии. Первый процесс связан преимущественно с орогенизмом, второй — со стремительной дегляциацией и изменением циркуляции.

Предположение о быстром и сравнительно кратковременном (древний — ранний голоцен, согласно классификации М. И. Нейштадта [1957]) изменении траектории циклонов сделано на основе пока преимущественно палеоареалогических сопоставлений. Но ксеротермическая осцилляция начала голоцена должна была сказаться не только на растительном покрове, но и на других сторонах природы Средней Азии, исследования которых могут дать дополнительные подтверждения предложенной модели.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Т. А. Развитие природных условий ледниковой и внеледниковой зон (Каспийская область) по палеоботаническим данным. — В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976.
- Алешинская Э. В., Азыкова Э. К. История растительности и климата Иссык-Кульской котловины в позднем плиоцене и плейстоцене. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

- Валуева М. Н.* Развитие позднекайнозойских флор Мангышлака, Устюрта и Приаралья. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Вронский В. А.* Основные черты развития растительности юго-запада Прикаспийской низменности в верхнем плиоцене и плейстоцене. — Бот. журн., 1970, т. 55, № 10.
- Григина О. М.* Лесные спорово-пыльцевые спектры в экстрагляциальных и перигляциальных областях Тянь-Шаня и их интерпретация. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
- Камелин Р. В.* Флорогенетический анализ естественной флоры горной Средней Азии. Л.: 1973.
- Корнилова В. С.* Очерк истории флоры и растительности Казахстана. — В кн.: Растительный покров Казахстана. Алма-Ата: 1966, т. 1.
- Мальгина Е. А.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных и верхнеплиоценовых отложений из Прибалханского района Западной Туркмении. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никонов А. А., Пахомов М. М.* К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана. — В кн.: Палинология плейстоцена. М.: 1972.
- Никонов А. А., Пахомов М. М.* Основные черты тенденции развития природы Памира. — В кн.: Международная география-76. Вып. 1. Геоморфология и палеогеография. М.: 1976.
- Никонов А. А., Пахомов М. М., Рапов В. А., Ренгартем Н. В.* Природная обстановка времени обитания верхнепалеолитической стоянки Шугноу и вопросы первоначального заселения Памира. — В кн.: Первобытный человек и природная среда. М.: 1974.
- Пахомов М. М.* Палеогеографические и фитоценоотические отличия Северного и Южного Памира в позднем плиоцене — раннем плейстоцене. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 5.
- Серебрянный Л. Р., Пшенин Г. Н., Халмухамедова Р. А.* Эволюция аридных ландшафтов Южной Ферганы в голоцене. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: 1976.
- Шумова Г. М.* Основные этапы развития растительного покрова Внутреннего Тянь-Шаня в плиоцене и плейстоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974.
- Bobek M., Schmidt R.* Zur spät- bis mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes (Osterreich) mit Berücksichtigung der Pinus-Arten. — Linz. biol. Beitr., 1976, Bd 8, N 1.
- Butzer K. W.* Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. — Bonn. geogr. Abh., 1958, H. 24.
- Flint R. F.* Glacial and quaternary geology. N. Y.; L., Wiley a. Sons, 1967.
- Hicks S.* Variations in pollen frequency in a bog at Kangerjoki, N. E. Finland, during the Flandrian. — Comment. biol. Soc. sci. fenn., 1975, vol. 80.
- Lamb H. H.* On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900—1939) normal. — In: WMO/UNESCO Symp. on climatic changes and the arid zones, Rome, 1961. Paris: UNESCO, 1963.
- Leroi-Gourhan A.* Pollens du quaternaire supérieur au Moyen Orient. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. — М.: Наука, 1973.
- Schwarzbach M.* Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Quaternäre Paläogeologie. Stuttgart: Enck, 1961.
- Vishnu-Mittre.* The lower Karewas. — In: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

Willett H. S. Atmospheric and oceanic circulation as factors in glacial-interglacial changes of climate. — In: Climatic changes. Cambridge (Mass.): Harvard Univ. Press, 1953.

Zeist W. van. Late Quaternary vegetation history of Western Iran. — Rev. Palaeobot. and Palynol., 1967, Bd. 2, N 1—4.

Б. Ж. АУБЕКЕРОВ

ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЯ

Ниже будут рассмотрены изменения палеогеографической обстановки за один климатический ритм: современное послеледниковье — последнее оледенение.

Западная и восточная части Казахстана в это время развивались различно. Граница между ними может быть проведена приблизительно по южной оконечности Мугоджар, через г. Улутау, Западное Прибалхашье и горы Каратау.

Западная часть Казахстана характеризуется устойчивой природно-климатической обстановкой в течение достаточно длительного времени, во всяком случае, в течение антропогена. Об этом говорят наиболее древние для территории Казахстана [Быков, 1979] ортоселекционные [по Краснову, 1888] флоры, занимающие туранскую пустынную область [Коровин, 1962]. Возраст ее флор восходит к миоцену [Крашенинников, 1923]. Здесь сохранились растения-реликты. К этой же части Казахстана относятся арало-каспийские пустыни (арало-каспийский флористический центр) [Лавренко, 1938], флоры которых сформировались позже. Длительное с направленной селекцией развитие флор туранских пустынь предполагает относительно мало изменяющиеся экологические условия при общей тенденции климата к усилению аридизации. Исследования И. П. Герасимова [1937] показали, что в постмиоцене Турана климатический режим был в общем аридным и экстрааридным, а обводненность территории явилась следствием климатических изменений в соседних горных районах. Об отсутствии в районах Северного Приаралья следов множественности похолоданий указывал А. Л. Яншин [1961]. Для западной части имеются сведения о стабильности видового состава остракод от миоцена до голоцена (устное сообщение О. Н. Кондрашкиной).

Для юга западной части Казахстана характерна туранская и ирано-афганская фауны. Севернее распространена казахстанская фауна. Они занимают различные территории и обитают вместе лишь в Южном Прибалхашье, в местах непосредственно прилежащих к долине р. Чу, в низовьях Сыр-Дарьи и в области Северного Приаралья и Северного Прикаспия [Афанасьев, 1950].

В западной части Казахстана находятся древнейшие стоянки неолитического века. Эволюция палеолитических культур на Мангышлаке и Каратау (присырдарьинском) прослеживается на всем протяжении плейстоцена, почти до голоцена [Медоев, 1976].

В целом можно сделать вывод, что в течение длительного времени, во всяком случае в течение антропогена, а следовательно и за последний климатический ритм, эта территория находилась в аридных условиях. При этом следует различать более стабильный район — туранскую пустыню и менее стабильный район — арало-каспийские пустыни.

Восточная часть Казахстана значительно отличается от западной по геоморфологическому строению и гипсометрии. Отсюда понятно, что при изменении климата последствия для них будут не одинаковыми. Отметим, что к эпохе последнего оледенения абсолютные отметки поверхностного рельефа в этой части достигли в общем современного уровня (устное сообщение Н. М. Владимирова). Нестабильные условия антропогена определили своеобразие растительного покрова. Флоры пустынной и степной зон описываемой части относятся к миграционному типу [Краснов, 1888], то есть состоят из элементов, мигрировавших в ее пределы из более или менее удаленных флористических центров, что бывает при неоднократном изменении в прошлом экологических условий.

Флоры основной части степей и пустынь восточной части Казахстана сформировались из центральноазиатского флористического центра. Западнее Тургайского прогиба степи отличаются по составу от степи Сары-Арки и являются восточным крылом понтических степей [Быков, 1962]. Влияние древнего Туранского флористического центра сказывается на арало-каспийских пустынях, но очень невелико в степной зоне [Быков, 1979]. Для флоры Казахстана в целом, несмотря на довольно значительный эндемизм, характерно небольшое количество реликтовых форм более высоких категорий; в ней изобилуют представители сравнительно южного прогрессивного видообразования [Павлов, 1959]. Наибольшее количество древнейших реликтов встречено в западной части Казахстана.

На юге Казахстана располагаются горы, где проявляется вертикальная поясность. Поясность характерна и для некоторых районов пустынной и степной зон. Она проявляется в районах главного (обско-балхашского) водораздела степи [Медоев, 1960], где абс. отметки достигают 1500 м, и в Кокчетавской области. В районах главного водораздела степи сохранились реликтовые сосновые леса и сфагновые болота и значительное количество лугово-лесных растений, ареалы которых отделены теперь полосой степей [Гордягин, 1916; Быков, 1979]. Представляет интерес один из видов осок, сохранившийся в районах водораздела (устное сообщение Е. Ф. Степановой) и произрастающий в настоящее время только в зоне криофитных степей высокогорья на юге Казахстана. Фауна восточной части Казахстана заметно отличается от фауны западной части. Ее состав позволяет предполагать многообразие центров, откуда проникала она на территорию Казахстана. Пустыни и степи занимают своеобразная казахстанская фауна северных пустынь. Она имеет связи с туранским фаунистическим центром, но основное положение здесь занимают виды монгольской фауны, влияние которой распространяется далеко на запад [Афзалов, 1950]. Севернее обитает фауна, относимые к евроазиатско-маньчурской фауне. Известны также арктическая фауна. Эти наиболее крупные представители животного мира обитали еще совсем недавно или живут сейчас на северо-востоке

Казахстана и проникли из таежных районов Сибири [Афанасьев, 1950; Слудский, 1950].

Таким образом, наблюдается совпадение в общем путей миграции и центров распространения фауны и флоры на территорию Казахстана. На сходство истории развития фауны и флоры арало-тургайских равнин указывал И. П. Герасимов [1937].

О резком изменении климата в предшествующие эпохи свидетельствуют полигональные системы псевдоморфоз по повторножильным льядам. Они образуют по крайней мере два разновозрастных комплекса. Наиболее поздний из них связан, вероятнее всего, с последним оледенением. Современные зоны многолетней мерзлоты известны только в высокогорье на юге Казахстана. В горных районах установлена реликтовая многолетняя мерзлота, отделенная от современной слоем незамерзших пород. По мнению А. П. Горбунова (устное сообщение), она могла сохраниться со времени последнего оледенения.

Приведенные материалы могут рассматриваться как доказательство существования в восточной части Казахстана в эпоху последнего оледенения специфической палеогеографической обстановки, совершенно не похожей на современную.

Ниже дается реконструкция некоторых этапов изменения природной обстановки первой половины голоцена и конца плейстоцена.

Для голоцена хорошо пока устанавливается эпоха, с которой связано появление откуда-то из глубинных районов Азии племен—носителей культуры микролитов. Они застали мертвую гидросеть и расселились у родников не ранее V тыс. до н. э. [Медоев, 1976]. Их появление (миграции) связывается с пльвиальной эпохой (климатический оптимум голоцена). Есть убедительные доказательства того, что более поздние миграции также совпадали с эпохами увлажнения.

В послеледниковую эпоху заключительного этапа позднего плейстоцена отмечается аридный этап. Для Средней Азии и Казахстана с ним связана фаза активизации эоловых процессов [Берг, 1947]. Для Сары-Арки он фиксируется внезапным прекращением эволюции палеолитических культур северного Прибалхашья [Медоев, 1976]. Палеолитические культуры известны здесь по крайней мере со среднего плейстоцена, они развивались в течение очень длительного периода палеолита, почти до конца позднего плейстоцена, и затем внезапно исчезают. Как было отмечено, стоянки культуры микролитов появились не ранее V тыс. до н. э. Этот зияющий в эволюции каменного века разрыв был обусловлен изменением климатической обстановки в конце позднего плейстоцена. Узкоспециализированные представители позднеледниковой фауны—шерстистый носорог и бизон, изображения которых зафиксированы на скалах у стоянок, а также их спутники погибли или вынуждены были мигрировать в более северные районы, где могли сохраняться соответствующие экологические условия [Медоев, 1976]. Абсолютные даты этого события должны находиться в пределах 18 000—15 000 лет назад, после максимума оледенения.

Появление шерстистого носорога в Северном Прибалхашье, ареал которого располагался значительно севернее (см. ареал шерстистого носорога по К. К. Флерову [Беличко, 1973]), проникновение мамонта

в Приаралье [Берг, 1908] и появление бобра по р. Эмба [Сушкин, 1908], свидетельствуют о значительном похолодании в позднем плейстоцене. Вероятно, в это же время произошло захоронение в террасе р. Жиланчик отпечатков листьев дуба, шишек ели или лиственницы.

В эпоху оледенения Казахстан разделялся на две части, палеогеографическая обстановка в которых была различной. Между ними долина была существовать переходная зона.

В восточной части Казахстана реконструируется зона многолетней мерзлоты, которая распространялась в северных, восточных и горных областях. Она проникала и в Сары-Арка по низкогорно-мелкосопочному району главного водораздела степи. Эта обширная криозона в общем распространялась с востока на запад. Реконструкция криозоны проводится по обнаруженным авторам в левобережном Павлодарском Прииртышье, близ г. Караганда, на междуречье Нура — Сарысу, в долинах рек Ирғиз и Эмба полигональным системам псевдоморфоз по повторно-жильным льдам. Следы многолетней мерзлоты или глубокого сезонного промерзания известны также в других районах по данным Б. А. Федоровича [1962], Н. И. Кригера [Кригер, Копылова, 1964], В. Ю. Малиновского [1961].

Растительный покров в криозоне должен был измениться. Здесь должны были формироваться условия, близкие к тундростепям. Подтверждением этому могут служить спорово-пыльцевые спектры из позднеплейстоценовых отложений Северного Казахстана (устное сообщение Л. Н. Чупиной), а также наличие реликтовых осок в районах Главного водораздела. Этими условиями можно объяснить проникновение в глубь Сары-Арки волосатого носорога и его спутников. Распространение многолетней мерзлоты с востока на запад могло способствовать миграции фауны и флоры в этом же направлении.

Во время существования криозоны между восточной и западной частями, вероятно, развивалась своеобразная зона лёссовоаккумуляции. Покров лёссовидных суглинков на междуречьях, который на равнинах Северного Приаралья однообразен и не зависит от субстрата (Яншин, 1953), возможно, является свидетельством этих процессов аккумуляции лёсса.

Эпоха оледенения для западной части Казахстана проявилась, вероятно, в некотором обводнении и не сопровождалась значительной перестройкой растительного покрова. В переходной зоне можно предполагать существование разнообразных экологических условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А. В. Зоогеографический анализ фауны зверей Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. зоол. 1950, вып. 9, № 84.
- Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. — Изв. Туркест. отд-ние РГО, 1908, вып. 8, т. 5.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. М.: Географгиз, 1947.
- Быков Б. А. О составе некоторых фермаций и интеграций. Тр. Ин-та ботаники АН КазССР, 1962, т. 13.
- Быков-Б. А. Очерки истории растительного мира Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата: Наука, 1979.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1979.

- Герасимов И. П.* Основные черты развития современной поверхности Турана. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1937, вып. 25.
- Гордягин А. Я.* К флоре Акмолинской области. — Ежегодник Тобол. губерн. музея, 1916, вып. 27.
- Крашенинников Н. М.* Киргизские степи как объект ботанико-географического анализа и синтеза. — Изв. Глав. ботан. сада, 1923, т. 22, вып. 1.
- Краснов А. Н.* Опыт истории развития флоры южной части Восточного Тянь-Шаня. — Спб, РГО, 1888.
- Кригер Н. Н., Копылова В. П.* О плейстоценовых «морозных» и «аридных» клиньях в Прибалхашье. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1964, № 29.
- Лавренко Е. М.* История флоры и растительности СССР по данным современного распространения растений. — В кн.: Растительность СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, т. 1.
- Малиновский В. Ю.* Вечная мерзлота в Центральном Казахстане. — Природа, 1961, № 8.
- Медоев А. Г.* Вопросы периодизации и геохронологии палеолита Сары-Арки. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ Института геологических наук им. Қ. И. Сатпаева АН КазССР. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Медоев Г. Ц.* Устройство поверхности Сары-Арка. — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.
- Павлов Н. В.* Эндемические и реликтовые растения Казахстана. — В кн.: Ботаника в Казахстане. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959.
- Слудский А. А.* Лоси в Казахстане и задачи их хозяйственного использования. — Изв. АН КазССР. Сер. зоол., 1950, вып. 9, № 84.
- Сушкин П. П.* Птицы Средней Киргизской степи (Тургайская область и восточная часть Уральской). — Материалы к познанию фауны и флоры России. 1908, Отд-ние зоол., вып. 8.
- Федорович Б. А.* Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 19.
- Яшин А. Л.* Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

С. Г. БАТУЛИН, Э. Д. МАМЕДОВ

РЕЛИКТОВЫЕ И ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ КЫЗЫЛКУМОВ, ИХ СВЯЗЬ С ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОСАДКОАКОПЛЕНИЕМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

При использовании данных по древним почвам как объектам палеогеографического анализа требуется четкое разграничение двух генетических групп: гидроморфных и автоморфных (элювиальных) почв, информативная ценность которых не одинакова.

Гидроморфные почвы обычно сопряжены с отложениями водно-осадочного происхождения и являются деталью фациальной обстановки, которую мы реконструируем на основе изучения этих отложений в целом. В пролювиальных отложениях среднего и верхнего плейстоцена Кызылкумов мы нередко встречаем образования типа луговых карбонатных почв и солончаков. Противопоставление этих двух типов гидроморфных почв как показателей существенно различных климатических условий внутри аридной зоны не имеет особого смысла, поскольку в настоящее время в дельтах рек оба типа почв соседствуют и поддерживаются

определенными типами водного режима. Но возникает вопрос: каким образом поддерживалось существование подобных почв в условиях предгорных равнин с весьма динамичным режимом седиментации и грунтового увлажнения. Ответ на этот вопрос может быть получен только при анализе фациальной зональности отложений пролювиального шлейфа и сопоставлении полученных данных с закономерностями, установленными в районах с хорошо изученным строением пролювиальных толщ. Эти закономерности достаточно четко изложены, например, в последней работе В. И. Елисеева [1978]. Рассмотрение литолого-фациальных особенностей пролювиальных отложений среднего и верхнего плейстоцена Кызылкумов показывает, что они содержат весь комплекс фаций нормального пролювия, сменяющихся закономерно в направлении от внутреннего к внешнему краю пролювиального шлейфа. Особенно показательно наличие фации озеровидных разливов во внешней зоне осадконакопления, подобно тому как это наблюдается в предгорьях Тянь-Шаня [Елисеев, 1978]. Нормальное фациальное строение кызылкумского пролювия не позволяет рассматривать его образование как результат неперIODических выбросов обломочного материала, связанных со случайными ливнями в условиях климата, аналогичного современному. По-видимому, периодичность атмосферных осадков во время формирования плейстоценового пролювия в Кызылкумах была такой же, как в предгорных районах Северного Тянь-Шаня в настоящее время, а количество осадков было выше, чем в позднем голоцене. Единственное отличие кызылкумского плейстоценового пролювия от аналогичных отложений более увлажненных районов — его малая мощность, что можно объяснить малой контрастностью рельефа и, возможно, кратковременностью периодов увлажнения.

Погребенные гидроморфные почвы в пролювии Кызылкумов занимают, как выяснилось, вполне закономерное положение: они распространены главным образом во внешней зоне пролювиальных шлейфов в виде приозерных солончаков, а также в русловом пролювии внутренней зоны, где их существование поддерживалось постоянным подрусовым потоком грунтовых вод в моменты перерыва в осадконакоплении.

Методологическим ключом к изучению автоморфных почв как объектов палеогеографических реконструкций может служить работа В. О. Таргульяна и А. Л. Александровского [1976]. Сущность предлагаемого ими подхода заключается в использовании свойства «памяти почвы» путем выделения в ее вещественном составе и морфологии комплексов признаков с различной реакцией на изменение условий почвообразования. Опираясь на некоторые устойчивые признаки [Морозова, 1975], можно привлекать для палеогеографического анализа данные по почвам, функционирующим в настоящее время.

Положения, развиваемые В. О. Таргульяном, Т. Д. Морозовой и другими исследователями, имеют непосредственное отношение к одному из самых распространенных типов почв аридной зоны — к серо-бурым почвам. Большой возраст этих почв подчеркивается в ряде работ всеми исследователями. А. П. Розанов [1961], впервые обративший внимание на эти почвы («кыровые сероземы» по его терминологии), считал, что возможны формирование в современных условиях, а также в предельно

ферралитного выветривания, которые проявляются в морфологически отчетливо выраженном иллювиальном горизонте. В последующем было показано [Добровольский, 1962], что состав обломочных минералов верхнего горизонта этих почв часто не соответствует составу лежащих ниже пород, то есть верхний горизонт этих почв обновляется за счет эоловой переработки. Установлены также некоторые закономерности изменения состава данных почв в зависимости от продолжительности экспонирования на дневной поверхности [Батулин, 1970].

Буроокрашенная структурированная тонкодисперсная масса в средней части профиля серо-бурых почв — характерный диагностический признак этих почв и тот консервативный элемент, относительно которого более подвижные компоненты (карбонаты, гипс, растворимые соли) занимают разнообразное пространственное положение.

Возраст серо-бурых почв (имея в виду время формирования бурого горизонта) достаточно четко устанавливается по комплексу геологических и археологических данных. На предгорных равнинах Кызылкумов, сложенных щебнистым пролювием, серо-бурые почвы получают наиболее широкое распространение и прослеживаются вплоть до самой низкой террасы во впадинах. Но особенность накопления пролювия в Кызылкумах заключается в том, что здесь отсутствуют сплошные покровы голоценового пролювия, в отличие от более ранних этапов, представленных, как уже упоминалось, нормальным фациальным комплексом предгорных отложений. Голоценовое осадконакопление на пролювиальных равнинах сосредоточено, в основном, в ранее образовавшихся русловых врезах или в небольших ложбинах на древних конусах выноса. Именно эти молодые отложения не содержат следов развития бурого горизонта — он в одних случаях размыт, в других погребен. Поскольку подобные участки ограничены по площади, бурый горизонт практически повсеместно включен в профиль современного почвообразования и определяет некоторые свойства почв настоящего времени, например, повышенную вододерживающую способность. Таким образом, некоторые менее консервативные современные свойства почвы могут коррелироваться с более древними элементами профиля, но в весьма ограниченной степени, что отмечено в описаниях серо-бурых почв. Так, например, солевой профиль очень сильно варьирует относительно бурого горизонта.

Таким образом, изучение бурого горизонта как геологического объекта показало, что начало его формирования относится к концу плейстоцена и максимальное развитие, возможно, приходится на установленное региональным палеогеографическим анализом время широкого распространения степных условий в равнинной части Средней Азии (10 000 лет назад). Археологические памятники неолита располагаются на поверхности серо-бурых почв. В участках размыва этих почв в восточной части Каракумов неолитическая керамика была обнаружена в переотложенном состоянии в основании полутораметрового слоя осадков временного водопада совместно с хорошо сохранившимися структурными отдельностями из бурого горизонта, попавшими в этот слой вследствие подмыва берега.

Указанные геологические и археологические рамки позволяют представить почвенный покров на пролювиальных и пластовых равнинах Средней Азии в интервале 10 000--4000 лет назад в виде прототипа

серо-бурой почвы. В областях эолового рельефа в это же время развиваются почвы, бронирующие рельеф песков [Виноградов, Мамедов, Степанов, 1969]. Древние почвы песчаных массивов хорошо выражены морфологически и имеют четкие границы с подстилающими породами и перекрывающими их обычно эоловыми песками. Они заметно отличаются от современных почв и от подстилающих пород и физико-химическими свойствами: несколько повышенным содержанием гумуса, плотностью, относительно высоким содержанием ила — 10—13%, незасоленностью и значительной мощностью — до 2—2,5 м. Содержание CO_2 карбонатов в них достигает 6—8% (в современной пустынной песчаной почве — 4—6%), что указывает на более интенсивный процесс карбонатонакопления в прошлом, протекавший в условиях слабо минерализованных почвенных и грунтовых вод.

Отсутствие условий захоронения более древних автоморфных почв пустынных равнин не позволяет реконструировать почвенный покров более отдаленного прошлого. С уверенностью можно говорить лишь о том, что на наиболее высоком уровне рельефа равнин профиль серо-бурой почвы часто подстилается образованиями типа гипсовых и карбонатных кор. Возможно, что некоторые образные данные о типе почвообразования на равнинах в первой половине четвертичного периода можно получить при изучении периферических западных и северо-западных областей лёссовонакопления, где древние почвы могут сохраниться в погребенном состоянии.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Распространение гидроморфных погребенных почв типа солончаков в пролювиальных отложениях среднего и верхнего плейстоцена Кызылкумов контролируется зональностью пролювиального комплекса фаций. Наиболее часто эти почвы встречаются в отложениях русловой фации и фации озеровидных разливов, где обеспечивалось стабильное грунтовое увлажнение в моменты прекращения седиментации.

2. Отражаемые на картах современного почвенного покрова автоморфные серо-бурые почвы, в свете их взаимоотношения с голоценовыми отложениями Кызылкумов, следует рассматривать как почвы длительного развития, начало формирования которых, возможно, совпадает с максимумом распространения степных ландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г. Некоторые особенности древних почв среднеазиатских пустынь в палеогеографическом аспекте. — Пробл. освоения пустынь, 1970, № 4.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. О древних почвах в песках Кызылкумов. — Почвоведение, 1969, № 9.
- Добровольский В. В. Характерные черты геохимии ландшафта центральной части Устюрта. — Вопросы географии. 1962. вып. 59.
- Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра. 1978.
- Морозова Т. Д. Особенности диагностики генезиса ископаемых почв. — В кн.: Проблемы общей и региональной палеогеографии лёссовых и криогляциальных областей. М.: 1975.
- Розанов А. И. Страны Средней Азии. М. Изд-во АН СССР. 1954.
- Таргульян В. О. Александровский А. Л. Эволюция почв в палеоцене (факты, гипотезы). — В кн.: История биогенезов СССР. — Москва. М. Наука. 1976.

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ, АРИДНЫЕ КЛИМАТЫ И КАСПИЙСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ

Соотношение оледенений и межледниковий с аридными и пювниальными (гумидными) условиями в экстрагляциальных областях постоянно привлекает к себе внимание, причем многими разделяется представление о синхронности оледенений с аридными условиями. Это положение, правильное в принципе, нуждается, однако, в существенных коррективах при синхронизации событий и корреляции отложений в каждом конкретном случае. И во всяком случае, необходимо учитывать ход климатических изменений в цикле оледенение—межледниковье, установленный В. П. Гричуком и М. П. Гричук (криогигротическая фаза начала оледенения — криоксеротическая в его конце — термоксеротическая фаза начала межледниковья — термогигротическая фаза в его конце). Имеющиеся материалы позволяют считать, что ранневалдайская трансгрессия Каспийского моря до уровня +50 м происходила в ранневалдайское время. Как полагают многие исследователи, материкового оледенения в это время не было; тем труднее объяснить происхождение упомянутой трансгрессии: если не было ледникового покрова, то и стока талых вод (считающегося одной из причин трансгрессии) тоже не было. Однако несомненно, что на территории Восточно-Европейской равнины в это время была перигляциальная зона; она характеризуется отнюдь не влажным, но аридным (семиаридным) климатом. Но каким образом перигляциальная зона могла поставлять в Каспий дополнительно несколько сот кубических километров воды в год — остается загадкой. Ведь сток по Волге должен был быть для этого гораздо большим, чем современный. Впрочем, расчеты, приведенные в работах К. К. Маркова и его соавторов, показали, что даже если ледниковый покров и был в это время, то сток талых вод оказался бы небольшой добавкой к стоку Волги и мало отразился бы на изменении уровня Каспия.

Несомненно одно (независимо от того, было ли ранневалдайское оледенение или нет) — в конце ранневалдайского ледниковья в области Каспия и прилегающих к нему территорий была пювниальная обстановка, обусловившая значительный положительный баланс этого озера-моря: понижение температуры вызвало уменьшение испарения с акватории, а приток воды был значительно больше, чем в современности. Эту составляющую баланса определяло резкое возрастание роли атмосферных осадков и в связи с этим — увеличение поверхностного и подземного стока в Каспий. Иными словами, область Каспия находилась в гумидном поясе, который, несомненно, располагался южнее перигляциальной зоны Русской равнины. В этом была причина пювниальных условий на территории Ирана и в Средней Азии, трансгрессий внутренних озер Закавказья.

Хорошо известны исследования Т. А. Абрамовой, показавшие, что материковым оледенением отвечали трансгрессии Каспия. Этот вывод подкреплен материалами палинологического изучения отложений и представляется достаточно надежным. Здесь, правда, тоже необходимо оговориться: трансгрессии Каспия происходили несколько асинхронно с оледе-

нением Севера и совпадали с криогигротической фазой цикла оледенения — межледниковье. В эпохи крупных материковых оледенений область Каспия входила в аридную зону, в связи с чем это озеро-море регрессировало. Однако верхнеплейстоценовые оледенения совпадали с трансгрессиями.

Раннехвалынская трансгрессия до уровня 48—50 м происходила в конце ранневалдайского ледниковья. Как указывалось, причиной ее был не сток талых вод по рекам. В долинах Маныча и других рек нижнехвалынские морские отложения имеют небольшую мощность и заметно обособляются от подстилающих их отложений III террасы Волги, от ательских и гудиловских отложений на Зап. Маныче. По Волге эти преимущественно песчаные лиманные осадки замещаются маломощным слоем аллювия в верхней части разреза III террасы.

Со всей определенностью можно сказать, что эта наибольшая из каспийских трансгрессия обусловлена исключительно гумидными условиями: уровень моря поднимался почти до 80 м (от современного его положения), несмотря на то, что при увеличившейся площади акватории испарение (основная составляющая расходной части водного баланса Каспийского моря) возросло на несколько раз. Трудно сказать, до какого уровня могла бы развиваться трансгрессия, но на высоте +48 м в долине Восточного Маныча существовал порог стока (перемычка в Маныче образовалась за счет выноса речками большого количества обломочного материала с Ергенинской и Ставропольской возвышенностей в перигляциальной обстановке; эта же перемычка обусловила существование в долине Зап. Маныча подпружных озер — Гудиловское и др.). По достижении порога стока воды хвалынской трансгрессии хлынули по Зап. Манычу в Азово-Черноморскую впадину.

Опубликованные Г. И. Поповым данные показывают, что во время катастрофического сброса вод хвалынского Каспия на запад долина Зап. Маныча была углублена примерно до 0 м. Здесь хорошо выражена терраса высотой около 20—25 м., сложенная морскими хвалынскими же глинами. Такая терраса прослеживается на всех берегах Каспия. Была ли это самостоятельная среднехвалынская трансгрессия, достигавшая такого уровня, или лишь незначительная остановка регрессии, когда начала формироваться терраса, или это осцилляция уровня — некоторое повышение его на фоне регрессии? Но если уровень моря регулировался высотой порога стока, то, достигнув при регрессии какой-то отметки, море не могло бы вновь подняться выше: не было бы притока вод в Каспий, избыток их моментально сливался бы по Зап. Манычу. Следовательно, для того чтобы после регрессии хвалынского бассейна море вновь могло повысить свой уровень, порог стока снова должен был повыситься (тем же путем, что и перед началом раннехвалынской трансгрессии, т. е. в условиях перигляциальной и аридной зон). Такие условия возникли во время последнего оледенения. На этот раз перемычка в Зап. Маныче достигла высоты 25 м, что и определило высоту среднехвалынской трансгрессии (поэтому она не вошла в перечень трансгрессий в эпоху последнего оледенения). В Зап. Маныче среднехвалынские морские отложения лежат выше сурожских морских слоев (они не достигли сурожскую — ерднвалдайскую трансгрессию в Азово-Черноморскую

бассейне). Значит, среднехвалынская трансгрессия была самостоятельной и несомненно позже раннехвалынской, позже сурожской трансгрессии. Лиманные отложения среднехвалынской трансгрессии в долине Волги слагают II надпойменную террасу и вверх по долине замещаются аллювием. Отложения эти врезаются в отложения времени ранневалдайского оледенения и максимальной хвалынской трансгрессии. Абсолютный (радиоуглеродный) возраст образцов, отобранных из нижней части разреза II террасы (по данным В. Л. Яхимович и др.) — около 29 000—30 000 лет. Тот же возраст имеют раковины из сурожских отложений Маныча, лежащих под хвалынскими глинами (материалы Г. И. Попова и др.). Таким образом, эта трансгрессия совпадала по времени, вероятно, с максимальным развитием поздневалдайского ледникового покрова, но не была связана со стоком его талых вод (ледник очень мало и на короткое время проникал в бассейн Волги). II терраса прослеживается до верховьев Волги, где переходит в задровую поверхность поздневалдайского возраста, аллювий здесь замещается флювиогляциальными образованиями и частично перекрыт мореной.

Более поздний возраст имеют отложения I террасы, соответствующей одной из стадий отступления поздневалдайского ледника. В низовьях Волги аллювий I террасы замещается верхнехвалынскими морскими отложениями, уровень самостоятельной позднехвалынской трансгрессии достигал 0 м и море не проникало ни в долину Зап. Маныча, ни в Азово-Черноморский бассейн. Последний в это время находился в стадии регрессии, обусловленной регрессией Средиземного моря и Мирового океана. Средне- и позднехвалынская трансгрессиям Каспия соответствовала в Черном море новозвксинская трансгрессия (по мнению ряда исследователей, была новозвксинская регрессия). Этот бассейн существовал в интервале 20 000—8000 лет назад и непосредственно предшествовал древнечерноморской голоценовой трансгрессии.

Можно видеть, что самые разные во времени и в пространстве соотношения аридных и плувиальных климатов с оледенениями и межледниковьями наблюдаются в одной и той же области в разные временные интервалы. К этому можно еще добавить, что для Средней Азии и Центральной Сибири устанавливается более определенная связь оледенений с аридными климатами.

С. В. ТОМИРДИАРО

АРКТИЧЕСКИЙ И СУБАРКТИЧЕСКИЙ ТИПЫ МЕРЗЛОТНОГО ЛЕССА И ВЫДЕЛЕНИЕ ЕДОМНЫХ ФОРМАЦИЙ ШЕЛЬФОВОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПОВ

В пределах Якутско-Чукотско-Аляскинского региона развита уникальная не известная нигде более порода, состоящая из вечномерзлых позднеплейстоценовых лёссовидных супесей и суглинков с сингенетическими полигонально-жильными льдами. В отечественной науке эта порода получила название едомной свиты или, что более правильно, едомного лёссово-ледового комплекса. В последнее время все якутские, чукотские и аляскинские едомы стали объединять в качестве особой лёссово-

ледовой формации, являющейся сравнительно небольшим реликтом ранее колоссальной аналогичной формации позднелайстоценовой Северной Евразии и Северной Америки [Томирдиаро, 1980].

До самых последних лет в научной и учебной литературе криолито-логическое строение едомных отложений описывалось по очень упрощенной схеме. Представлялось, что эти отложения пересекаются непрерывными по глубине более или менее одинаковыми ледяными жилами, а сами междужилные блоки характеризуются толстошлировой полнослоистой криогенной текстурой с горизонтальным или параллельновогнутым залеганием достаточно толстых (до 2,5—3,5 см) пропластков (шлиров) сегрегационного льда и ледо-грунтовых поясков [Попов, 1953]. В действительности, однако, проведенные под руководством автора и лично автором обширные полевые исследования последних лет показали принципиально иную картину. Во-первых, оказалось, что на самом севере Якутии, на ее приморских арктических равнинах и на арктических островах, развиты едомы принципиально иного устройства, чем на остальной территории. Эти едомы высотой до 30—40 м состоят на 85—93% своего объема из подземного льда, то есть это фактически почти сплошь ледяные образования. Ясно, что их стратотипом не может служить весьма малолдыстый, сложенный не льдом, а мерзлотным лёссом Дуваный яр (рис. 1), предлагавшийся в качестве стратотипа для всей едомной свиты. Во-вторых, оказалось, что на остальной территории Северо-Востока СССР едомные отложения имеют очень своеобразное строение, причем верхний ярус слагается сравнительно малолдыстым сартанским мерзлотным лёссом с микрошлировой неполнослоистой криотекстурой и тонкими ледяными жилами, а нижний ярус — высоколдыстым зырянским лёссом с толстошлировой полнослоистой криотекстурой и очень широкими, мощными ледяными жилами. Таково строение всех достаточно глубоко вскрытых разрезов этих едом.

Опишем вкратце основные особенности выделенных автором едом шельфового и континентального типов.

Шельфовый арктический тип мерзлотно-лёссовых отложений (едомы шельфового типа), впервые выделен на базе наших исследований в арктической зоне Якутии [Отчет о работе научного Совета..., 1979]. Его характеризуют следующие признаки [Томирдиаро, 1980]: а) общее содержание льда составляет в среднем 85—93% объема всей толщи отложений на глубину 30—35 м и более; б) ширина крайне гипертрофированных подземных ледяных жил составляет в среднем 8—9 м при диаметре редуцированных междужилных мерзлотно-лёссовых блоков всего 2—3 м; в) грунтовый покров на льду очень тонок — всего 0,5—0,6 м, поэтому он ежегодно проталивает, а вся ледовая голца соответственно непрерывно и необратимо понижается (термопланируется); г) в результате этих просадок по всей поверхности отложений данного типа образуется своеобразный маркирующий их микрорельеф в виде расставленных в шахматном порядке задернованных округлых бугров — вершин выступающих из льда лёссовых блоков. В целом этот тип отложений

¹ Эти бугры не следует отождествлять с широко развитыми на мерзлотно-лёссовых отложениях других типов конусами броунования — байтакарами.

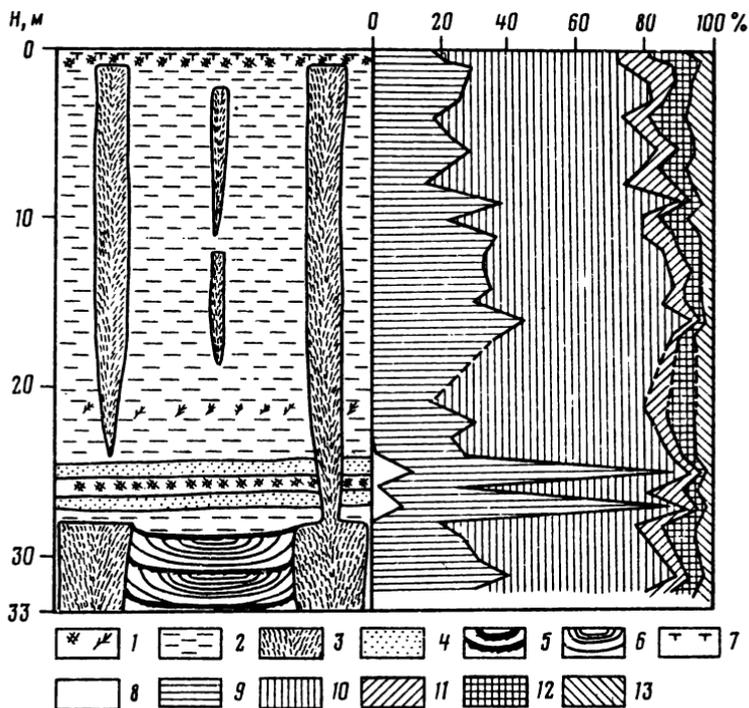


Рис. 1. Криолитологическое строение и гранулометрический состав отложений опорного разреза ледово-лессового типа едомного комплекса Дуванный яр (составлено в соавторстве с Ю. В. Кузнецовым)

1 — органические остатки в особо большом количестве; 2 — лёссовидная супесь с микрошляевой неполнослоистой криотекстурой, согласного залегания, с прослойками той же супеси, обогащенной корешками трав и другими органическими остатками; 3 — лед сингенетических ледяных жил; 4 — песок погребенного аласного комплекса; 5 — прослойки ила эмбриональных озерков; 6 — лёссовидная супесь с толстошляевой полнослоистой криотекстурой несогласного (ритмического) залегания; 7 — граница современного сезонного протаявания; 8—13 — гранулометрический состав, диаметр фракций, мм: 8 — $>0,1$, 9 — $0,1-0,05$, 10 — $0,05-0,01$, 11 — $0,01-0,005$, 12 — $0,005-0,001$, 13 — $<0,001$

является исчезающим на глазах феноменом Арктики. Он не находится в тепловом равновесии с современным климатом даже в глубине Арктики, ежегодно подтаивает сверху и необратимо проседает, образуя не успевающий выположиться бугристый микрорельеф.

Это наблюдается даже на таких северных островах Новосибирского архипелага, как о-ва Котельный и Новая Сибирь. Сохранились эти отложения в наше время только в регионе, включающем острова Новосибирского архипелага, а также (по нашим исследованиям) на побережье северной Якутии от устья р. Индигирка до устья р. Анабар.

Радиоуглеродные датировки из едомы Оягосского яра (рис. 2) показывают частично запредельный возраст (более 41 000 лет назад из едомы на высоте 18 м над уровнем моря, МАГ-545), а частично каргинские $37\ 100 \pm 200$ лет назад (МАГ-543) и — $34\ 200 \pm 200$ лет назад (МАГ-544), на высотах соответственно 26 и 30 м над уровнем моря. Однако последние датировки вызывают сомнение в связи с колоссаль-

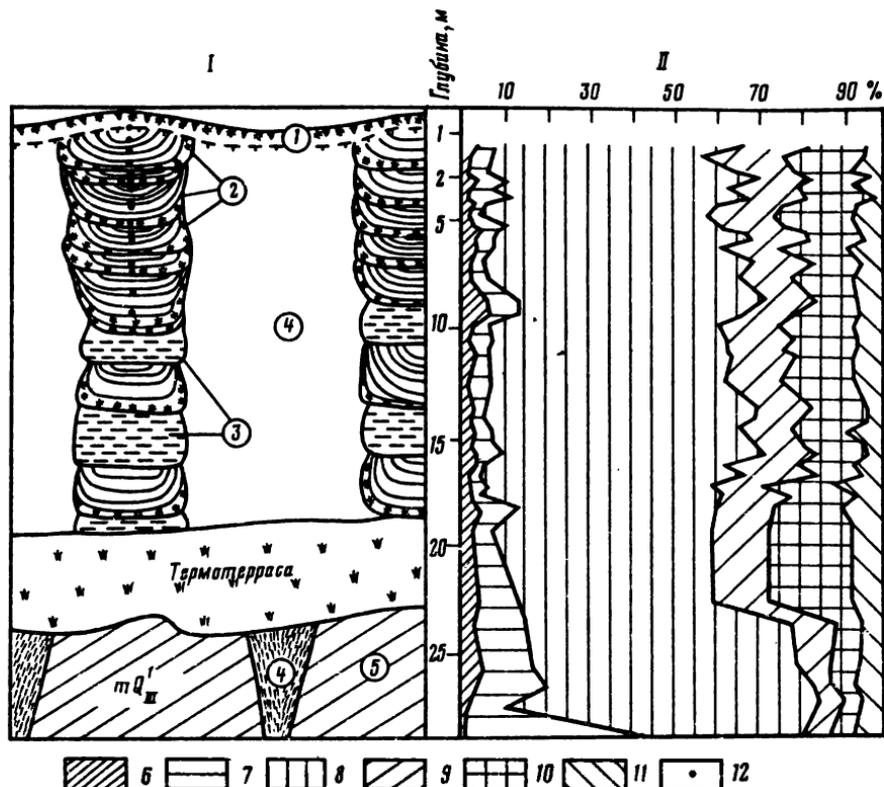


Рис. 2. Геокриологический разрез (I) и гранулометрический состав (II) «земляных столбов» едомы арктического (шельфового) типа. Стратотип едома «Ледяной берег» на Оягосском яре (в соавторстве с В. К. Рябчуном).

1 — почвенно-грунтовой сезоннооттаивающий слой на поверхности льда и на вершинах «земляных столбов»; 2 — несогласно залегающие пакки параллельноогнутых ледяных прослов так называемой толстошляровой полнослоистой криотекстуры в лёссовых блоках, испытавших в прошлом частичное замораживание и последующее эпигенетическое промерзание. На рисунке мелкой ретушью выделяются оконтуривающие каждую такую пакку прослойки заторфованного суглинка фации эмбриональных озёрков — аласов; 3 — пакки тончайших волосяных прослоек льда так называемой микрошляровой неполнослоистой криотекстуры в лёссовых блоках, не испытавших повторного промерзания, т. е. в первичных сингенетически мерзлых криопедолитах; 4 — лёд плейстоценовых полигональных ледяных жил; 5 — эпигенетически мерзлые малодыстные лагунно-морские отложения в основании обнажения; 6—11 — гранулометрический состав, диаметр фракций, мм: 6 — $>0,1$, 7 — $0,1-0,05$, 8 — $0,05-0,01$, 9 — $0,01-0,005$, 10 — $0,005-0,001$, 11 — $<0,001$; 12 — места отбора проб

ным развитием окружающих ледяных жил, которые в каргинских отложениях в других едомах существенно меньше и имеют перерывы по вертикали. Спорово-пыльцевая диаграмма ледовой едомы в Оягосском яре также характеризуется типичным для холодных эпох плейстоцена спектром тундры-степи [Томирднaro, 1980]. Вероятно, в настоящее время здесь сохранилось лишь базальное основание ледовой едомы, а ее не менее многократный верхний сартап (за ярус, но выделяемый в отдельный ярус) термоплавились) за голоценовое время.

Лёссовая порода в грунтовой блоках — очень характерная для этой криотекстуры и в основном состоит из очень мелкозернистых фракций.

согласным залеганием пачек криогенной слоистости. В подошвах таких пачек встречаются тонкие пропластки торфа.

Лёссово-ледовая толща этого типа, вероятно, господствовала до начала голоцена на арктическом шельфе Северо-Востока СССР. Поэтому автор выделил именно шельфовый арктический тип мерзлотно-лёмсовых едом. В Американском и Канадском секторах Арктики подобные отложения нам не известны.

Материковые мерзлотно-лёмсовые толщи ледово-лёмсового типа сложены лёссовыми породами, относимыми к очень пылеватым супесям с тонкими сингенетическими ледяными жилами. Ширина жил не превышает 2—3 м. Криогенное строение характеризуется сплошным развитием микрошлировой неполнослоистой криотекстуры, а иногда даже массивной криотекстурой. Это означает, что в мерзлом лёссе отсутствуют прослои или шлиры льда, превышающие волосной размер. Это означает также, что в многолетнюю мерзлоту по мере осадконакопления уходили лишь очень тонкие слои лёссовой породы, так что даже на увлажненной подошве деятельного слоя не отчленились и не поглощались мерзлотой толстые шлиры сезонно выделяющегося сегрегационного льда. Только так можно объяснить сочетание сплошь микрошлировой криотекстуры с достаточной влажностью самой породы. Это, несомненно, изначально сингенетически мерзлая лёссовая порода, не подвергавшаяся никакому последующему диагенезу. По существу, это огромные толщи эолово-почвенных образований перигляциальных равнин Восточной Сибири, накапливавшиеся со скоростью около 1 мм/год [Томирдиаро, 1980]. Такое усиленное накопление было свойственно и верхнеплейстоценовым мерзлотным лёссам Русской равнины [Величко, 1973]. В целом такую толщу следует считать своеобразным криоподолитом и реликтом той исходной плейстоценовой породы, из которой сформировался в ходе голоценового диагенеза европейский перигляциальный холодный лёсс. В большинстве обнажений едом материкового типа подобные толщи слагают лишь верхний, но, как правило, самый мощный ярус. Они не содержат древесных макроостатков, характеризуются очень ксеротичными, типично степными или тундро-степными спорово-пыльцевыми спектрами [Каплина, 1979; Томирдиаро, 1980] и датируются по остаткам травяной растительности радиоуглеродным методом сартанским временем. На Северо-Востоке это следующие датировки: $11\ 500 \pm 210$ лет назад (МАГ-137) — образец из 30-метрового обнажения едомы Мух-Хая на р. Яна с глубины 2 м [Ложкин, 1977]; $23\ 360 \pm 720$ (МАГ-175) — там же, с глубины 15,5 м [Ложкин, 1977]; $19\ 600 \pm 500$ (ИМ-360) — образец из лёссовой толщи высокой террасы р. Лена у г. Якутска [Костюкевич и др., 1978]; $14\ 980 \pm 100$ (МАГ-470) и $15\ 000 \pm 200$ лет назад (МАГ-468) — образцы из погребенных корешков и стеблей трав, отобранные А. А. Архангеловым из алевроитовой, вероятно, едомной толщи с мощными жильными льдами, залегающей (с размывом) под 12—13-метровой толщей, вероятно голоценового, песка в 14-метровой аleshинской террасе р. Колыма [Путеводитель. . Тур XI, 1979]. Близкие датировки получены и для аналогичных едомных толщ Аляски.

Едомы перекрыты мощным теплоизолирующим слоем грунта, переотложенного в результате протавивания верхов плейстоценового мерзлотного ледяя в голоценовом оптимуме. Поэтому современное сезонное протаивание

вание далеко не доходит до вершин ледяных жил и не затрагивает их даже в самые жаркие летние периоды. Развитие в сартанское время в едомной толще лишь микрошлировой криотекстуры и очень тонких ледяных жил позволяет считать, что она сформировалась в особо сухих, но холодных ландшафтных условиях (см. рис. 1). Это подтверждается и всеми спорово-пыльцевыми диаграммами этих отложений [Каплина, 1979; Томирдиаро, 1980]. В лёссовой толще содержатся законсервированные мерзлотой степные криоаридные почвы — криопедолиты с резко щелочной реакцией. Почти во всех разрезах эта толща ледово-лёссового типа подстилается слоем погребенной почвы или автохтонными погребенными торфяниками. Почва и торфяники содержат множество древесных макроостатков, по которым получено много радиоуглеродных датировок. Все они показывают каргинское время [Ложкин, 1977; Ложкин и др., 1977, и др.]. Ниже почвы или торфяников каргинского возраста залегают едомные толщи, описанные ниже.

Материковые едомные толщи лёссово-ледового типа сложены лёссовыми породами, по гранулометрическому составу относящимися к сильно пылеватым супесям и суглинкам. Они значительно более льдисты, чем рассмотренные выше ледово-лёссовые толщи. Ледяные жилы в них значительно более массивны, до 5—6 м в ширину. Лёссовые блоки характеризуются сплошным развитием толстошлировой полнослоистой криотекстуры в пачках с несогласным залеганием криогенной слоистости. В этом они подобны едомам шельфового типа, однако резко отличаются меньшей мощностью ледяных жил и значительно более грубым гранулометрическим составом. Как правило, едомные толщи этого типа слагают нижние ярусы всех изученных обнажений едом материкового типа. Обычно они перекрыты отложениями каргинского возраста. По спорово-пыльцевым спектрам они близки к залегающим выше микрошлировым лёссовым толщам и, вероятно, также отлагались в ландшафтах криоаридных степей и тундро-степей. Насыщенность сегрегационным льдом в толстошлировых криотекстурах объясняется, по исследованиям В. К. Рябчуна, процессами периодического замокания лёсса в результате развития термокарста в окружающих широких ледяных жилах.

Что касается вопроса генезиса самого льда в мощных ледяных жилах, то он формировался в криоаридном климате за счет выпадения сублимационной глубинной изморози на стенках глубоких морозообойных трещин в мерзлоте. В глубине зияющие морозобойные трещины в очень охлажденной за зиму мерзлоте водяные пары проникали в начале теплого периода за счет диффузии из прогретшегося воздуха сверху¹. Часть воды также могла поступать в результате весеннего снеготаяния. Поэтому в целом плейстоценовые жильные льды содержат много ксеногенных включений воздуха. Развитие в них термокарста при криоаридном климате приводило к образованию в ландшафте весьма небольших и недолговечных озерков. Протаивание под этими озерками захватывало толщу в 2—4 м. После высыхания озера эта толща промерзала уже энтогенетически и насыщалась льдами сегрегационного типа, образуя этого льда. Так образовалась энтогенетическая морозобойная криотекстура каждой очередной пачки в тундровом блоке, затем сквозь

¹ Подобное явление наблюдается и в настоящее время (Валдай, 1974).

эту пачку продвигалась ледяная жила, раздвигая криогенные слои, ставя их на голову и даже запрокидывая в глубь полигонов. Из выдавленного и растекающегося по полигону грунта образовался органонасыщенный и даже заторфованный пропласток аласной фации. Затем продолжалось золово-почвенное сингенетическое накопление микрошлирового криопедолита, пока снова не возникло очередное эмбриональное термокарстовое озерко и не образовывалась новая «подвешенная» чаша протаивания, срезающая поставленные на голову ледяные слои в нижней пачке. Затем процесс полностью повторялся. Так формировался весь междужильный блок, состоящий из несогласно залегающих пачек криогенной слоистости в блоках таберальных осадков. Поэтому каждая пачка промоченной и затем замороженной породы (золово-лессовой) перекрывается тонким слоем особо органонасыщенной и иногда даже заторфованной породы эмбрионального аласного комплекса. Именно поэтому такие толщи очень долго считали в целом водными аллювиальными или озерно-аллювиальными отложениями [Попов, 1953]. В действительности это оказались золово-почвенные слои, изначально не отличавшиеся от ледово-лессовых микрошлировых криопедолитов верхнего яруса, но затем замокавшие и приобретающие при замерзании наложенную вторичную, то есть эпигенетическую толстошлировую пачечную, криотекстуру [Томирдиаро, 1980]. Важным подтверждением этому являются частые находки среди замокавших блоков с эпигенетической толстошлировой криотекстурой отдельных блоков криопедолита, сохранивших изначальную сингенетическую микрошлировую криогенную текстуру. По данным наших совместных исследований с Б. И. Черненьким и Д. К. Башлавиным, это наблюдается даже в столь высокольдистых едомах; как Оягосский яр (см. рис. 2). В лёссовых породах с микрошлировыми криотекстурами, а также в толщах толстошлировых едомных пачек совершенно отсутствуют остатки ихтиофауны при изобилии остатков сухолюбивой степной фауны животных и даже насекомых.

Двухъярусным строением едомных толщ — сверху микрошлировые, снизу толстошлировые — характеризуются все едомы материкового типа, от Мамонтовой горы на Алдане [Кузнецов, 1976] до Дуванного яра и Чукочьего мыса в низовьях Колымы [Томирдиаро, 1980; Путеводитель..., 1979].

В целом криолитологическое строение рассмотренных нами отложений позволяет конструировать следующие палеоландшафтные условия и природный процесс на Северо-Востоке Азии в позднем плейстоцене. На всех низменностях и в предгорьях в зырянское и сартанское время господствовали своеобразные арктические мамонтовые степи. Они были приурочены к толщам накапливавшихся в эти же эпохи золово-почвенных вечномерзлых толщ криопедолитов, т. е. едомных отложений ледово-лессового типа. Отсутствие облачности в условиях круглогодичного арктического антициклона тех эпох способствовало мощной инсоляции. Поверхностные слои едомного лёсса иссыхали и обеспечивали твердый грунт, необходимый для быстрого передвижения множества членик вымерших арктических степных копытных. В то же время нижние слои ночью покрывались водой за счет подземных льдов. Этого не хватало для ледной растительности, но было вполне достаточно для бурного роста трав, даже в глубине Арктики. Поэтому именно едомы этого (шельфового)

типа содержат такое исключительное множество костных остатков мамонтовой фауны. Очень малое количество минерального грунта в этих едомах (всего 5—7% их объема) позволяет считать, что минеральное вещество поступало сюда лишь из тончайшей взвеси очень дальнего заноса в верхних слоях атмосферы, имевшей в те лёссовые эпохи особое глобальное запыление. Поэтому гранулометрический состав едом шельфового типа отличается особой тонкодисперсностью и большим содержанием глинистых минералов [Томирдиаро, 1980], не образующихся в мерзлотных условиях. Южнее 72° с. ш. эти едомы резко сменяются ледово-лессовой породой с весьма грубым опесчаненным механическим составом и малым содержанием глин. Очевидно, где-то по этой широте и проходил фронт великого антициклона. Лёссово-ледовая толща шельфового типа покрывала весь обсыхавший в это время шельф, т. е. всю Арктическую Берингию. Однако в принципе арктическая мамонтовая лёссовая степь могла охватывать не только шельфы, но и глубинную Арктику того времени [Томирдиаро, 1980]. Мы называем эту огромную страну лёссово-ледовой Арктидой. Эпохи накопления едомных лёссовых толщ четко синхронизируются с глобальными эпохами лёссонакопления в зырянское (в основном толстошлировые толщи) и сартанское (в основном микрошлировые) время. В казанцевское и каргинское время, как и в голоцене, шло накопление почвенных слоев и торфяников.

ЛИТЕРАТУРА

- Арз Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975.
- Каплина Т. Н. Спорово-пыльцевые спектры осадков ледового комплекса при-морских низменностей Якутии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 2.
- Костюкевич В. В., Иванов И. Е., Нестеренко С. А. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Кузнецов Ю. В. Криолитологическое строение и гидрохимический состав верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Мамонтовой горы. — Тр. СВКНИИ АН СССР, 1976, вып. 74.
- Ложкин А. В. Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2.
- Ложкин А. В., Парий В. П., Такмазян Е. Д., Котова Л. Н. Радиоуглеродные датировки лаборатории Северо-Восточного комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР. Сообщение II. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Митт К. Л. К геолого-геоморфологической характеристике Анабаро-Оленёкской Приморской низменности. — В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. М.: Изд-во МГУ, 1959.
- Отчет о работе научного Совета по криолитологии Земли ООФАНГ Академии наук СССР за 1979 г. М.: ВИНТИ, 1979.
- Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2.
- Путеводитель научной экспедиции XI. Глобальная наука. М.: ВИНТИ, 1979.
- Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири. Связь с едом плейстоцена и голоцена. М.: Наука, 1980.

Н. А. ХОТИНСКИЙ

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ХРОНОСРЕЗЫ: ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОЛОЦЕНА

Исследование голоцена как возможного аналога межледниковой эпохи и одного из этапов продолжающегося четвертичного периода позволит найти переходы от развития природы прошлых эпох к настоящему времени, выявить древние корни современных природных процессов и подойти на этой основе к осуществлению прогнозных построений. При таком подходе возникли некоторые общие проблемы палеогеографии голоцена, требующие специального рассмотрения. К их числу относится проблема определения сущности и хронологического диапазона климатического оптимума голоцена, проблема определения динамики растительных зон на равнинах и вертикальной поясности в горах, проблема выявления синхронных и метасинхронных тенденций в развитии природных процессов на территории СССР в голоцене и проблема осуществления палеоклиматических построений и моделей. Остановимся на некоторых из этих проблем, связанных с климатической характеристикой голоцена.

В обширном потоке информации по палеогеографии четвертичного периода все явственнее выявляется главное, стержневое направление научного поиска, выраженное в стремлении исследователей концентрировать своё внимание на палеоклиматических реконструкциях. Это стремление вполне понятно, так как именно климат, определяющий ход большинства физико-географических процессов на Земле, включает в себе наиболее интегральную характеристику развития природной среды в прошлом.

Фокусирование результатов самых разнообразных палеогеографических методов в направлении палеоклиматических реконструкций позволило установить две главные закономерности в природно-климатических изменениях четвертичного периода: их ритмичность и направленность. Ритмичность выражалась в климатических колебаниях, приводивших к сменам ледниковых эпох межледниковыми, перестройкам зонально-провинциальной структуры ландшафтов и т. д. Направленность выражалась в уменьшении теплообеспеченности на нарастании похолодания, достигшем экстремального значения в конце плейстоцена, на его «криогенном этапе» [Величко, 1973].

Установление глобального характера этих направленно-ритмических изменений позволило, в частности, приступить к расчленению четвертичного периода на основе климато-стратиграфических принципов, более универсальных, чем биостратиграфические. Дальнейшее изучение палеоклиматов четвертичного периода открывает путь к более глубокому пониманию современных климатических тенденций и к осуществлению прогнозных построений — главной цели палеогеографических исследований.

Особый интерес в этом плане представляет изучение климатов голоцена, занимающего ключевые позиции в цепи ретроспективно-прогнозных построений от прошлого к настоящему и к будущему. Многочисленные палеогеографические данные определенно указывают на то, что голоцен отвечает глобальному улучшению климата, трактуемому в последнее время как потепление межледникового ранга.

Генеральная тенденция климата этого времени была выявлена еще в начале текущего столетия Р. Сернандером [Sernander, 1908, 1910], показавшим переход от холодных арктических и субарктических условий конца последнего оледенения к послеледниковому потеплению климата и к последующему похолоданию. Все более поздние крупнорегиональные (Поста, Фирбаса, Нейштадта) и глобальные (Хавстена, Мёрнера) схемы голоцена отражают, по существу, аналогичную тенденцию. Одновременно сложилось представление о наличии «внутри» послеледниковья еще более теплого этапа, который чаще всего сопоставляется со средним голоценом М. И. Нейштадта и охватывает атлантический и суббореальный периоды (2500—8000 лет назад).

Наряду с этим часто употребляется термин «климатический оптимум голоцена», содержание и хронологические рамки которого трактуются по-разному. Первоначально климатический оптимум определялся в Швеции как наиболее «благоприятный этап в развитии растительного и животного мира» и идентифицировался со временем наибольшего послеледникового потепления (Rudolf, Firbas, 1924). Однако положение самого термического максимума голоцена не было четко установлено: одни зарубежные исследователи (Сернандер, Фегри) относили его к суббореальному периоду, другие (Андерсон, Гамс) — к атлантическому.

В СССР климатический оптимум часто сопоставляется с наиболее теплыми этапами голоцена и относится к атлантическому и суббореальному периодам или к бореальному и атлантическому периодам [Кинд, 1974]. И, наконец, шведский исследователь Мёрнер отнес климатический оптимум ко всему голоцену [Mögner, 1973].

Наряду с этим существует мнение, что климатическим оптимумом следует обозначать не просто кульминацию тепла, а оптимальное соотношение между теплообеспеченностью и увлажненностью, приводившее к максимальному расцвету растительного и животного мира всей лесной зоны Северной Евразии. Полученные в последнее время палинологические, радиоуглеродные и другие данные позволяют уточнить представление о термическом режиме голоцена и о хронологических рамках климатического оптимума.

Выявилось, что климатические колебания имели сложный, пульсирующий и неоднородный характер для различных районов Северной Евразии [Хотинский, 1977]. Климат не всегда менялся плавно и постепенно, но часто скачкообразно: резкие переломы чередовались с относительно стабильными фазами. Так, в рамках единого и теплого, как считали ранее, среднего голоцена выявляются переломы в сторону интенсивного похолодания на бореально-атлантическом, атлантско-суббореальном рубежах, а также при переходе к последней трети суббореала и в начале фазы SB-3).

В результате средний голоцен Северной Евразии распадается на три

термических максимума: бореальный (8300—8900 лет назад), позднеатлантический (4700—6000 лет назад) и среднесуббореальный (3200—4200 лет назад). Бореальный термический максимум наиболее четко проявился в Сибири и на Дальнем Востоке, среднесуббореальный — на севере Русской равнины, а позднеатлантический — в большинстве районов лесной зоны Северной Евразии. Только позднеатлантическая фаза (АТ-2) может рассматриваться как всеобщий климатический оптимум голоцена в масштабах Северной Евразии.

В Сибири оптимальные климатические условия создавались также в бореальном периоде, на севере Русской равнины — в среднесуббореальное время. Таким образом, климатический оптимум голоцена в региональном плане приходится на различные этапы голоцена, а в общерегиональном масштабе — ограничивается позднеатлантической фазой.

Для пространственной характеристики было выбрано три хронологических среза. Они относятся к экстремальным фазам трех указанных выше термических максимумов: бореальный срез (8500 лет назад), позднеатлантический (5000 лет назад) и среднесуббореальный срез (3500 лет назад). Для первого среза ошибка в определении его возраста (временной «люфт») принимается примерно в ± 200 лет, для второго — в ± 150 лет, для третьего — в ± 100 лет. Эти срезы относятся не к переломным природно-климатическим рубежам, когда природная обстановка находилась в крайне неустойчивом состоянии, а к относительно стабильным этапам, когда последствия предшествовавшего климатического перелома сказались уже в полной мере и растительность пришла в состояние относительного равновесия с новой климатической ситуацией. Это обстоятельство позволяет частично снять известный эффект запаздывания реакции растительного покрова на климатические колебания, что позволяет более уверенно осуществлять палеоклиматические построения.

Кратко остановимся на характеристике голоценовых хроносрезов на основе предварительного анализа и обобщения региональных материалов.

Бореальный срез (8500 ± 200 лет назад) показывает один из первых этапов формирования зональной структуры ландшафтов на территории СССР. К этому времени окончательно завершается распад гиперзонального растительного комплекса верхнего плейстоцена и происходит образование тундровой, лесной и степной зон. Выявляются значительные различия в природной обстановке относительно океанических и континентальных районов территории СССР.

В Сибири и на северо-востоке Русской равнины отмечается продвижение лесов в зону современной тундры, значительное развитие темнохвойной еловой тайги, что указывает на значительное потепление и смягчение континентальности климата этих районов по сравнению с настоящим временем.

Потепление бореального периода ясно выявляется и на Дальнем Востоке: на Сахалине, в Приморье в это время интенсивно развивается термофильная растительность, в частности, широколиственные леса. Вместе с тем, на большей части Русской равнины в бореальном периоде господствовали березовые и отчасти сосновые леса, развивавшиеся в условиях относительного сухого и прохладного климата. Это удивитель-

ное явление сухости относительного океанического района Северной Евразии мы объясняем существованием над Северо-Западной Европой устойчивого антициклона, связанного с остатками ледникового покрова в Скандинавии и блокировавшего привычную нам западную циркуляцию атмосферы. Специфика циркуляции атмосферы в бореальном периоде определялась также возникновением мощного потока теплых и влажных воздушных масс, отгибавших с севера Фенноскандию и отеплявших Сибирь.

Бореальный термический максимум завершается похолоданием на бореально-атлантическом рубеже. К этому времени относится похолодание вискан в Швеции, возвратная подвижка ледника Венедигер в Альпах и ледниковая стадия кокран-кюкборн в Северной Америке, отнесенная к интервалу 8000—8300 лет назад [Möner, 1973].

На северо-востоке Русской равнины на рубеже бореального и атлантического периодов отмечается резкий сдвиг границы «тундра—лес» в южном направлении. В Сибири Н. В. Кинд [1974] выделяет новосанчуговское похолодание (7900—8300 лет назад), синхронное глубокой температурной депрессии на Сахалине [Хотинский, 1977].

Позднеатлантический срез (5000±150 лет назад) выявляет наибольшее усложнение и дифференциацию растительных зон, расширение зоны лесов (особенно в северном направлении) и всеобщий расцвет теплолюбивых компонентов растительности. На Русской равнине и на Дальнем Востоке широколиственные леса достигают максимального развития, а во многих горных районах верхняя граница леса достигает наивысшего положения. Наряду со значительной мобильностью границы лес — тундра, выявляется довольно парадоксальное явление относительной стабильности южной границы лесной зоны на Русской равнине и в Западной Сибири, которая, достигнув во второй половине атлантического периода положения, близкого к современному, в дальнейшем почти не менялась.

Характер растительности в позднеатлантическую фазу определялся установлением господства западного переноса воздушных масс из Атлантики, проникавших в глубь Северной Евразии значительно дальше, чем в предшествовавшее и последующее время. Для этого времени характерно установление ярко выраженной зональной системы циркуляции атмосферы. Увеличение океаничности климата в конце атлантического периода сопровождалось потеплением, которое многими оценивается как максимальное в голоцене¹. В целом для большинства районов Северной Евразии позднеатлантическая фаза характеризуется оптимальным соотношением теплообеспеченности и увлаженности, что позволяет рассматривать этот этап как климатический оптимум голоцена².

Верхняя граница атлантического климатического оптимума определяется по похолоданию, отмеченному во многих районах Северной

¹ На наш взгляд потепление в бореальном периоде было не менее значительным, но не везде проявилось и было менее продолжительным.

² В это время взаимодействие тепла и влаги было максимумом, так как испарение достигало наибольших за весь голоцен величин. В этот период формировались ландшафты с максимальной биологической продуктивностью.

Евразии в начале суббореального периода (фаза SB-1, 4100—4600 лет назад). Это похолодание положило предел распространению широколиственных лесов на север Русской равнины и привело к сокращению роли *Ulmus* во всей средней полосе Европейского континента. В Сибири в это время происходит деградация лесной растительности у северного предела ее распространения. Во многих внутренних районах Сибири отмечается сокращение или исчезновение еловых лесов, что указывает на усиление континентальности климата этих территорий.

На Камчатке, Сахалине и в других районах Дальнего Востока и Восточной Сибири в это время происходит снижение границы леса в горах и широкое распространение холодостойких кустарниковых формаций подгольцового пояса.

Среднесуббореальный срез (3500 ± 100 лет назад) относится к среднесуббореальной фазе, которая ранее особо не выделялась, и суббореальный период часто объединялся с атлантическим в единый этап послеледникового потепления климата. Однако новые данные указывают на то, что суббореальный период, в основном по материалам по Русской равнине, может быть разделен на три фазы: SB-1 — раннесуббореального похолодания, SB-2 — среднесуббореального потепления и SB-3 — позднесуббореального похолодания.

Фаза среднесуббореального потепления наиболее ярко зафиксирована на северо-востоке Русской равнины, где по палинологическим и радиоуглеродным данным Л. Д. Никифоровой (см. ее статью в настоящем сборнике) выявляется более значительный сдвиг зональных ландшафтов в северном направлении, чем даже в конце атлантического периода.

В Сибири среднесуббореальное потепление выразилось, видимо, слабее, и некоторые исследователи [Кинд, 1974] рассматривают суббореальный и субатлантический периоды этой территории как более или менее единый этап похолодания климата.

Дальнейшее накопление и изучение регионального материала по этому срезу позволит более точно установить степень выраженности этапа в восточных районах СССР.

Фаза среднесуббореального потепления около 3200 лет назад завершается похолоданием, относящемуся к позднесуббореальному времени. На Русской равнине оно отмечено частичной деградацией широколиственных лесов и интенсивным расширением в южном и юго-западном направлении темнохвойной еловой тайги. Темнохвойные леса широко распространяются на Дальнем Востоке, тогда как во многих районах Сибири эти леса, деградировавшие еще в начале суббореального периода, больше не восстанавливаются.

Последние 3200 лет рассматриваются как более или менее единый этап в развитии природных условий Северной Евразии с общей климатической тенденцией в сторону похолодания и, в частности, со спадами температур около 2200 лет назад, а также во время малой ледниковой эпохи (вторая половина XVI—XIX в.). Эти и другие похолодания чередуются с потеплениями, которые, однако, по своим масштабам не сопоставимы с тремя рассмотренными термическими максимумами голоцена.

Сопоставление голоцена с общей схемой климатического исторического ритма показывает, что наше время относится к концу термического

тической стадии межледникового, закономерно сменявшейся в прошлом криогигротической стадией — начальной стадией нового оледенения.

Имеющиеся данные позволяют сделать следующие выводы.

1. На общем фоне ритмики природных условий четвертичного периода голоцен явно выступает как потепление межледникового ранга, и в наше время, вероятно, относится к концу этого потепления.

2. Внутриголоценовое теплое время Северной Евразии охватывает бореальный и атлантический периоды и большую часть суббореального периода (в интервале примерно 3200—9200 лет назад). Это время складывается из трех термических максимумов: бореального, позднеатлантического и среднесуббореального.

3. Только позднеатлантическая фаза, отмеченная оптимальным соотношением теплообеспеченности и увлажненности, а также максимально выраженной зональной системой циркуляции атмосферы, может рассматриваться как климатический оптимум голоцена всей Северной Евразии. В Сибири к климатическому оптимуму может быть отнесен бореальный термический максимум, а на севере Русской равнины — среднесуббореальный термический максимум.

4. Изменения температурного режима Северной Евразии в голоцене имели в основном синхронный, однонаправленный, хотя и разномасштабный, характер. Процессы же увлажненности климата имели асинхронный и разнонаправленный характер в океанических и континентальных районах Северной Евразии.

5. Степень изменения природных ландшафтов, сдвигов зональных границ была неоднородной в различных частях Северной Евразии. Выявляется более динамичный север и относительно консервативный юг, более динамичные океанические районы и более консервативные континентальные районы.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Mörner N.-A.* Climatic changes during the last 35 000 years as indicated by land, sea and air data. — *Boreas*, 1973, vol. 2.
- Rudolf K., Firdas F.* Paläofloristische und stratigraphische Untersuchungen Böhemischer Moore. — *Beih. Bot. Centralbl.*, 1924, Bd 41, Abt. 2, H. 1/2.
- Sernander R.* On the evidences of postglacial changes of climate furnished by the peat mosses of Northern Europa. — *Geol. fören.*, 1908, bd. 30.
- Sernander R.* Die schwedischen Torfmoore als Zeugen postglazialer Klimaschwankungen. — In: *Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit*. 11th Internat. Geol. Congr. Stockholm, 1910.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Карелия и Кольский полуостров своеобразны не только по характеру современной растительности, но и по динамике ее в течение голоцена. Значительная меридиональная протяженность и специфические физико-географические условия определили наличие здесь двух растительных зон: тундровой и таежной. Зона тундры протягивается узкой полосой вдоль северо-западного побережья Кольского полуострова, расширяясь на северо-востоке до 60—100 км. Ширина лесотундровой подзоны на северо-западе полуострова — 50—60 км, на северо-востоке — 150—200 км. В растительном покрове тайги преобладают северо- и средне-таежные сосновые и елово-сосновые формации. Северотаежные еловые леса встречаются значительными массивами на юге Кольского полуострова и на северо-западе Карелии. Среднетаежные ельники типичны для юго-востока Карелии: они образуют сплошные массивы к северу, западу и востоку от Онежского озера. Современная граница между северной и средней подзонами тайги проходит примерно по 63° с. ш.

Северотаежная подзона Кольского полуострова в условиях среднего рельефа осложнена интразональной растительностью тундрового типа. В северо- и среднетаежной подзонах Кольского полуострова и Карелии широко распространены болота. Степень заболоченности и доминирование тех или иных типов болот значительно колеблется и определяется в основном климатическими, орографическими и эдафическими факторами. Наибольшая заболоченность присуща равнинам морского и озерного генезиса (до 80%), наименьшая — крупному грядовому денудационно-тектоническому рельефу (до 10%). Для тундры и лесотундры характерны болота плоско- и крупнобугристого типа, для северной тайги (во внутренней материковой части) — аапа; для Прибеломорской низменности — южноприбеломорские олиготрофные грядово-мочажинные и грядово-озерковые. Средняя тайга не имеет географически обусловленного типа болот. С севера на ее территорию заходят болота типа аапа, с юга — сфагновые олиготрофные и мезотрофные [Кац, 1948; Юрковская, 1975].

В голоцене растительность претерпела здесь ряд существенных перестроек. Каждый из климатических периодов голоцена характеризовался своими закономерностями сукцессионных смен, приводившими к образованию тех или иных устойчивых типов растительности. При изменении природно-климатической обстановки происходили эндодинамические смены, дающие новое направление экзодинамическим сукцессиям. В целом же смены в течение всего голоцена представляли непрерывный ряд, приведший к современному состоянию растительности.

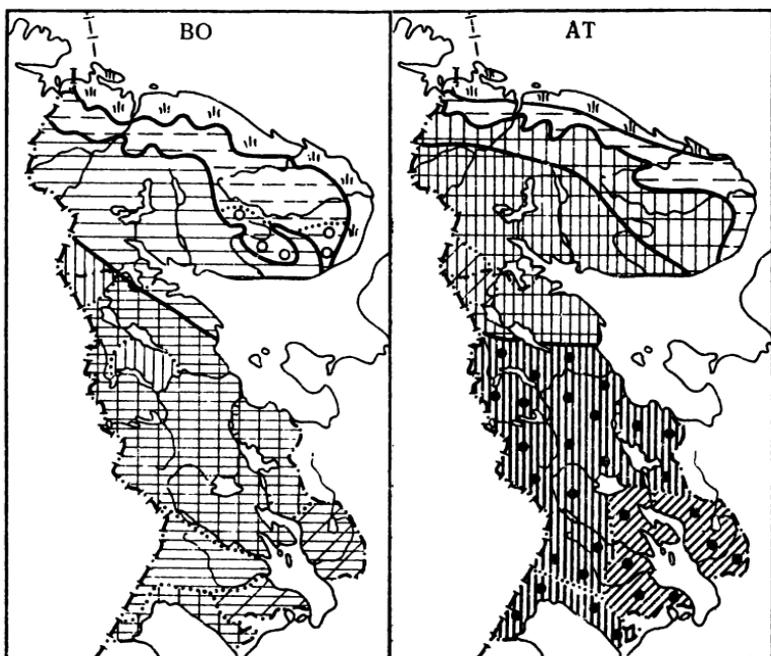
При выполнении работы по реконструкции древней растительности, с учетом зонально-подзональных и формационных особенностей, мы столкнулись с целым рядом не решенных до последнего времени методических вопросов, что усложнило эту проблему даже на таком ширококорреляционном уровне. Оказалось, что обширный новый фактический материал, которым мы располагали (свыше 100 спорово-пыльцевых диаграмм и

около 100 датировок по С¹⁴) не обеспечивал полностью решения поставленной задачи. И если принципы установления границ между средней и южной тайгой в период климатического оптимума не вызывает среди палинологов особенных сомнений и разногласий, то этого нельзя сказать о реконструкции средне-северотаежной границы. В первом случае критерием служит определенное присутствие в спектрах пыльцы широколиственных пород деревьев. Во втором случае достаточно надежный критерий отсутствует, несмотря на имеющиеся детальные проработки особенностей формирования субрецентных спектров для северной и средней тайги северо-востока Европейской части СССР [Прохорова, 1965; Никифорова, 1978]. Анализ этих материалов показал, что экстраполировать их данные на соседнюю, но коренным образом отличную по природным условиям, а следовательно, и формированию ландшафтных зон, территорию, невозможно. В результате, достоверность северо- и среднетаежных границ находится под сомнением; можно говорить лишь о предполагаемых границах, тем более, что в природе континиум представляет широко распространенное явление.

Ниже приводятся наши обобщенные представления о формационно-подзональных сукцессиях на северо-западе Европейской части СССР по четырем временным срезам, по которым под руководством М. И. Нейштадта и Н. А. Хотинского составляются голоценовые карты растительности территории СССР.

Зональность на исследованной территории впервые проявилась в *бореальный период* (рисунок). Как свидетельствуют данные палинологического анализа, подзона лесотундры в то время была значительно шире современной. Редкостойные березовые леса, типичные для нее, занимали полосу материковой части Кольского полуострова, значительно расширяющуюся на востоке. Березовые редколесья по долинам рек и склонам гор распространялись далеко на север. На востоке подзоны лесотундры с ними сочетались открытые пионерные (травяные, моховые) сообщества, особенно характерные для междуречья рек Варзуга и Поной. Далее, к югу от лесотундры, следовала северотаежная подзона, южная граница которой на западе проходила примерно по современному северному полярному кругу, на востоке — опускалась к югу, вдоль побережья Кандалакшской губы Белого моря. Остальная, большая часть территории Карелии была занята среднетаежными лесами. Господствующими формациями в северной и средней подзонах тайги были в первую половину бореального периода березовые леса: зеленомошные, крупнотравные, реже сфагновые. В середине бореального времени распространились сосново-березовые и отчасти сосновые леса.

Переменное состояние природно-климатической обстановки и особенность бореальных сукцессий, имевших преимущественно эндодинамический характер, определили преобладание неустойчивых лабильных группировок. Бореальным периодом датируется появление и распространение болот в Карелии. В начале этого времени заболачиваются котловины в условиях сильной размещенного рельефа, причем почти одновременно на юге и на севере Карелии, вследствие чего представляется север Западно-Карельской возвышенности. Здесь, к западу от Ковчечно-моренных гряд, формирование которых относится к раннему бореальному

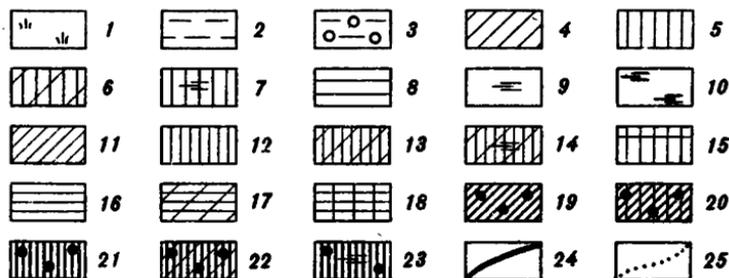
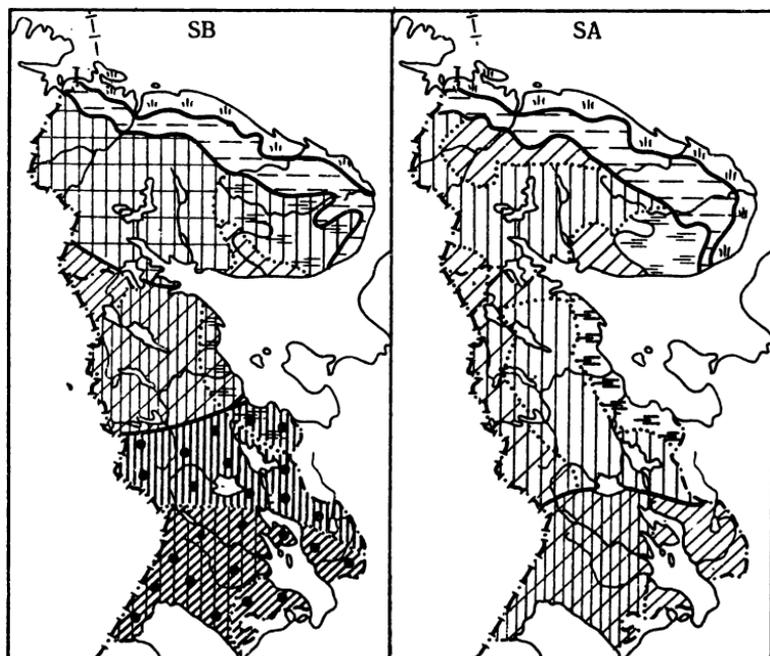


Растительность Кольского полуострова и Карелии в отдельные периоды голоцена

BO — бореальный (9000-8000 лет назад), AT — атлантический (6000-5000 лет назад), SB — суббореальный (4000-3000 лет назад), SA — субатлантический (1500-1200 лет назад)

1 — кустарничковая, лишайниково-вороничная, лишайниково-ерниковая тундра; 2, 3 — лесотундра; 2 — березовые редколесья, 3 — то же, в сочетании с открытыми пионерными (травяными, моховыми) сообществами; 4-10 — северная тайга, леса: 4 — еловые, 5 — сосновые, 6 — елово-сосновые, 7 — сосновые в сочетании с мезотрофными болотами, 8 — березовые, 9 — ландшафты с преобладанием мезотрофных травяных и травяно-моховых болот, 10 — то же, с олиготрофными сфагновыми болотами; 11-18 — средняя тайга, леса: 11 — еловые, 12 — сосновые, 13 — елово-сосновые, 14 — елово-сосновые в сочетании с олиготрофными сфагновыми болотами, 15 — березово-сосновые, 16 — березовые, 17 — елово-березовые, 18 — сосново-березовые, 19-23 — южная тайга, леса: 19 — еловые, 20 — сосново-еловые, 21 — сосновые, 22 — елово-сосновые, 23 — елово-сосновые в сочетании с олиготрофными сфагновыми и мезотрофными травяно-сфагновыми болотами; 24, 25 — границы: 24 — зон и подзон, 25 — растительных формаций

периода [Ильин и др., 1978], возникновение болот приходится уже на вторую половину периода. Многочисленные определения абсолютного возраста по C^{14} , выполненные в Институте зоологии и ботаники АН ЭстССР, показывают, что разница во времени заболачивания на этих территориях составляет не менее 1000 лет. На севере Западно-Карельской возвышенности возраст наиболее старых органогенных отложений не превышает 8000 лет: 7400 ± 100 (ТА-738); 8000 ± 60 лет назад (ТА-730); на остальной территории Карелии, включая самую северо-западную ее окраину, — возвышенность Маанселькя, — максимальный возраст савропелой и торфа приближается к 10 000 лет (9480 ± 150 лет назад (ТА-535а) — южная Карелия, 9230 ± 80 (ТА-1129) — центральная Карелия, 8695 ± 100 лет назад (ТА-1026) — возвышенность Маанселькя. Последняя дата фиксирует, вероятно, не самые древние



органические отложения в Маанселькя, поскольку в соседней с ней финской провинции Куусамо, сходной по природным условиям, Ю. Васари [Vasari, 1963] приводит датировки для гиттии $10\ 210 \pm 150$ и $11\ 790 \pm 150$ лет назад.

Вторая половина *атлантического периода* на северо-западе СССР может расцениваться как наиболее четко выраженный климатический оптимум, сопровождающийся продвижением зональных границ далеко на север (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977). Тайга почти вплотную приблизилась к побережью Баренцева моря на Кольском полуострове. У северного предела леса была распространена береза извилистая (*Betula tortuosa* Ldb.) Зона тундров сохранилась лишь на п-вах Рыбачий, а также на северо-восточном побережье и к востоку от озера р. Воронья. Полоса лесотундры, в целом такая же узкая, поскольку распространилась к востоку от бассейна р. Воронья и к северу и северо-востоку от Кейв. Подзоны северной и средней тайги были предельно сдвинуты. Вдоль южной

с доминированием светлохвойных сосновых лесов с примесью широколиственных пород (близких к сложным соснякам В. Н. Сукачева [1934]) занимала большую часть территории Карелии. Ее северная граница проходила примерно по 65° с. ш., т. е. более чем на 500 км севернее современной. Южнотаежные леса имели существенные различия в составе и структуре на севере и юге подзоны. На территории, ограниченной 63° и 65° с. ш., доминировали леса березово-сосновые с елью, в древостое которых широколиственные породы присутствовали в небольшом количестве, преимущественно во втором ярусе и подлеске. На остальной части территории (63—61° с. ш.), в наиболее благоприятных биотопах, вяз, дуб и липа входили в первый ярус древостоя, где составляли до 10% его состава. Типичные южнотаежные леса могли здесь сочетаться с лесами, близкими к подтаежным широколиственно-хвойным. Существенную роль в южных и юго-восточных районах Карелии приобретает ель, становясь здесь эдификатором или создателем.

Таким образом, сосновые леса, сформировавшиеся на большей части территории Карелии и Кольского полуострова уже в начале атлантического времени и доминировавшие в течение всего периода, можно определенно расценить как устойчивые коренные.

В атлантическом периоде значительно увеличивается роль болот, и к концу его они занимали уже около 50% своей современной площади, т. е. примерно 1 млн. га. На Кольском полуострове с начала периода происходит интенсивное заболачивание территории и формирование мезотрофных травяных и травяно-сфагновых болот. К концу периода здесь, так же, как и в Карелии, некоторые болота вступали в олиготрофную фазу развития.

В *суббореальный период* границы подзон несколько сдвигаются к югу. Особенно заметен сдвиг на юг северной границы южнотаежной подзоны (примерно на 1°). Вновь несколько увеличивается за счет северотаежной подзоны площадь лесотундры и тундры. Последняя по своим очертаниям приближается к современной (см. рисунок). На Кольском полуострове в среднегорных условиях формируется вертикальная поясность, а сосновые формации занимают все большие площади, поселяясь на песчаных и торфяных грунтах. В Карелии широко распространяется ель, образуя на территории средней подзоны тайги значительные массивы елово-сосновых лесов. В южнотаежной подзоне ель становится основной лесобразующей породой, формируя сосново-еловые или еловые зеленомошные и крупнотравные типы леса. Примесь широколиственных пород несколько уменьшается по сравнению с атлантическим периодом, но все же в южной Карелии они могли входить в первый ярус древостоя. Наиболее обычными, как и раньше, были вяз, дуб и липа. Заметно, примерно наполовину по сравнению с предыдущим периодом, уменьшилось количество березы бородавчатой и ольхи черной (*Betula verrucosa* Ehrh., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.).

Болота становятся существенным элементом ландшафтов, особенно на юго-востоке Кольского полуострова и в Прибеломорской низменности. На этой низменности в суббореальном периоде сформировались совершенно своеобразные ландшафты, в которых равнозначно сочетались еловые и сосновые леса с олиготрофными болотами, занимавшими здесь

уже около 50% территории. В центральной части средней Карелии по-прежнему преобладали евтрофные и мезотрофные травяные и травяно-сфагновые болота. К концу периода начинается расчленение микро-рельефа и формирование грядово-мочажинных болот, близких к современному типу аапа. Возраст озерков в грядово-озерковых аапа комплексах, определенный по C^{14} , оценивается в 4000—3000 лет назад.

Итак, в суббореальном периоде на большей части территории коренными продолжают оставаться сосновые среднетаежные и замещающие их южнотаежные леса. Еловые, сосново-еловые и елово-сосновые леса сформировались на территории южной и средней Карелии, в пределах южнотаежной подзоны.

Со второй половины *субатлантического периода* растительность, так же, как и ее подразделение на подзоны, приобретает характер, близкий к современному (см. рисунок). Но в пределах подзон продолжается перераспределение внутренних контуров сосновых и еловых лесов, связанное в основном с постепенным продвижением ели на север. Распространяясь по Кольскому полуострову, ель доходит до бассейна р. Тулома и верховой р. Воронья. В результате, здесь формируются значительные массивы северотаежных ельников. В подзоне средней тайги, территориально занявшей место южной тайги, доминируют сосновые и елово-сосновые леса. Ельники среднетаежные сосредоточились на юго-востоке Карелии. По данным ботаников, здесь дольше, чем в других местах, сохранялись элементы южнотаежных ельников: примесь отдельных деревьев вяза, липы, клена (*Ulmus laevis* Pall., *U. scabra* Mill., *Tilia cordata* Mill., *Acer platanoides* L.), обилие неморальных трав (*Aegopodium podagraria* L., *Viola mirabilis* L., *Orobus vernus* L., *Hepatica nobilis* (L.) Schreb., *Pulmonaria obscura* Dum., *Asarum europaeum* L.) и папоротников [Яковлев, Воронова, 1959]. Этому способствовали специфические орографические и эдафические природные факторы данной территории.

С начала субатлантического периода резко возросла роль болот. Увеличившийся прирост торфа — результат распространения сфагновых формаций — привел к горизонтальному «расползанию» болот и резкому повышению заболоченности территории. К середине субатлантического периода суммарная площадь болот уже была близка к современной, а болота приобрели черты, характерные для болот выделяемых в настоящее время типов. Формируются такие ландшафты, где болота занимают большую часть территории, а леса, располагаясь по долинам рек, имеют подчиненное положение. Среди крупных заболоченных ландшафтов особенно выделяются Прибеломорская низменность и юго-восточная часть Кольского полуострова. Такое резкое увеличение площади болот в субатлантическом периоде могло быть результатом усиления влажности климата [Хотинский, 1977], вследствие чего повысилась базис эрозии на всей территории и началось заболачивание всех, даже самых незначительных депрессий. Это привело к общему подъему уровня грунтовых вод на болотах и, вероятно, было одной из причин формирования комплексов растительного покрова на мезотрофных и олиготрофных болотах (комплексы грядово-мочажинных и грядово-озерковых) — распространения регрессивных явлений в депрессивных сфагново-озерковых комплексах.

возраста различных типов комплексов на южноприбеломорских болотах показало, что мочажины разновозрастны, причем многие из них возникли совсем недавно [Елина, 1971]. На болотах этот процесс также продолжается непрерывно с суббореального периода и до начала последнего тысячелетия: в интервале от 3000 до 1000 лет назад.

Таким образом, в отличие от современной растительности, во второй половине субатлантического периода, на Кольском полуострове несколько меньше, а в Карелии несколько больше, были распространены еловые леса. В Карелии, в подзоне средней тайги, они занимали территории современных вторичных мелколиственных (березовых и осиновых) лесов, а в подзоне северной тайги они образовали отдельные островные леса на озерных равнинах, сложенных супесями и суглинками. Пожары и рубки в историческое время значительно сократили площади еловых лесов и, в целом, способствовали сдвигу северного предела леса на юг.

ЛИТЕРАТУРА

- Елина Г. А. Типы болот Прибеломорской низменности. — В кн.: Болота Карелии и пути их освоения. Петрозаводск: 1971.
- Ильин В. А., Лукашев А. Д., Экман И. М. Краевые ледниковые образования западной Карелии и их корреляция с грядами финских Салпаусселькя. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений: Материалы V Всесоюз. совещ. Киев: Наук. думка, 1978.
- Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М.: Географгиз, 1948.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. — М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никифорова Л. Д. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги северо-востока Европейской части СССР. — Ботан. журн., 1978, т. 63, № 3.
- Прохорова К. В. Сравнение состава современной растительности с субфоссильными спорово-пыльцевыми спектрами (в условиях северной тайги). — Ботан. журн., 1965, т. 50, № 5.
- Сукачев В. Н. Дендрология с основами геоботаники. Л.: Гослестехиздат, 1934.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Юрковская Т. К. География растительного покрова типов болотных массивов Европейской части СССР. — Ботан. журн., 1975, т. 60, № 9.
- Яковлев Ф. С., Воронова В. С. Типы лесов Карелии и их природное районирование. Петрозаводск, 1959.
- Vasari Y. Studies on the vegetational history of the Kuusamo district (North East Finland) during the Late Quaternary period: Radiocarbon datings. — Prelim. rep. Arch. Soc. "Vanamo", 1963, vol. 8, N 2.

Л. Д. НИКИФОРОВА

ДИНАМИКА ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Сведения по палеогеографии голоцена северо-востока Европейской части СССР немногочисленны и связаны с именами М. И. Нейштадт [1930, 1940, 1957], А. П. Жузе [1939], Н. И. Пьявченко [1949, 1952, 1954]. В последние годы в основном по смежным районам появились ряд работ с детальными спорово-пыльцевыми диаграммами [Девятова, 1969; Пле-

шивцева, 1973] и единичными радиоуглеродными датировками [Сурова, Троицкий, 1971; Кошечкин и др., 1976; Барановская и др., 1976]. Эти данные свидетельствуют о многократных изменениях в характере растительного покрова, обусловленных интенсивными климатическими колебаниями. Вместе с тем, несмотря на наличие хорошо исследованных разрезов, многие вопросы палеогеографии голоцена Европейского севера остаются дискуссионными и неразработанными.

Полученные нами материалы по стратиграфии, палинологии (более 60 диаграмм) и радиоуглеродной хронологии (более 70 дат) голоценовых отложений северо-востока Европейской части СССР позволили воссоздать более детальную картину развития природных условий и разработать палеогеографическую схему деления голоцена на периоды и зоны (таблица), хорошо сопоставимую с модифицированной схемой Блитта—Сернандера [Хотинский, 1969]¹.

Эта схема отражает представление о значительной разнородности каждого из периодов и фаз голоцена, связанной с перестройками растительного покрова, обусловленными многочисленными климатическими пульсациями. Основными палеогеографическими рубежами на данной территории, имеющими синхронный и однонаправленный характер во всей Северной Евразии, являются поздне-последледниковая граница, датируемая около 10 500—10 200 лет назад и атлантико-суббореальный рубеж около 5000 лет назад.

В рамках позднеледниковой времени выделяются две стадияльные (средний и поздний дриас) и две межстадияльные (бёллинг и аллерёд) эпохи. Растительный покров этого времени характеризовался сочетанием лесных, тундровых и степных сообществ. В этом характерном в целом для позднеледниковья растительном комплексе с эпохами потепления связано преобладание лесных элементов (ель — в аллерёде, сосна и береза в бёллинге), а с эпохами похолодания — тундровых и степных (особенно в позднем дриасе) сообществ.

В последледниковой истории развития природной среды выделяются три интервала с теплыми климатическими условиями, когда лесные формации занимали почти всю территорию. Это раннебореальное (BO-1), позднеатлантическое (AT-3) и среднесуббореальное (SB-2) время. Эти интервалы именуется нами как термические максимумы, главным из которых является позднеатлантический.

Методическими предпосылками для восстановления растительности прошлого послужило изучение более 310 поверхностных проб, в результате чего были получены зональные типы спектров для тундры, лесотундры, северной и средней тайги [Никифорова, 1978]. Помимо этого использовались вспомогательные признаки изменения ландшафтной обстановки, такие, как наличие реликтовых почв, присутствие в современной флоре реликтовых элементов, не свойственных современной растительности, и др.

Пребореальный период (10 300—9200 лет назад) выделяется как неустойчивый этап в рамках которого выделяются периоды бореального по-

¹ За начало голоцена принимается чёткая граница межстадия бёллинг датируемая около 13 000 лет назад.

Схема зонального деления голоцена северо-востока Европейской части СССР

Лет тому назад	Зоны	Возраст границ зон и периодов	Время	Период	
				современный	
1000	SA-R	200 ?	последнеднниковое	субатлантический	поздний
	SA-3	1200			средний
	SA-2				ранний
2000	SA-1	1800		суббореальный	поздний
	SB-3	2300			средний
3000	SB-2				3200
	4000	SB-1		4300	атлантический
AT-3		5000		средний	
AT-2				ранний	
6000	AT-1	6000 ?		бореальный	поздний
	BO-2	8000	ранний		
8000	BO-1		8300		пребореальный
	PB-2	9200	ранний		
9000	PB-1		9900	поздний дриас	
	DR-3	10300	ранний		
11000	AL	11000 ?	последнеднниковое	поздний дриас	
	DR-2	11800		аллерд	
	BO	12300		средний дриас	
		12700 ?		бёллинг	

тепление (зона PB-1) и позднепребореальное похолодание (зона PB-2) — аналоги половецкого потепления и переславского похолодания на Русской равнине [Хотинский, 1977].

Переход к последнедниковому лесному этапу (зона PB-1) происходит в различных частях территории по-разному: наиболее быстро в старейшей части равнины средней тайги (бассейн Северной Двины в Вытеке) и менее интенсивно в более северных и северо-восточных районах. В долинах

Вычегды и Пинеги широкое распространение получают сосновые леса с примесью ели и березы. В устье Северной Двины господствуют березняки с примесью ели и сосны и значительным участием кустарниковых видов берез. В среднем течении Печоры с началом пребореального периода связано распространение ели.

В более северных районах и на побережье Баренцева моря преобладали тундровые элементы и сообщества из злаков, полыней и маревых (среди последних отмечены ксерофиты и ксерогалофиты), то-есть растительный покров еще сохранял черты перигляционного комплекса.

Вторая половина пребореального периода (зона РВ-2) отмечена похолоданием и восстановлением на большей части территории позднеледникового комплекса растительности. Похолодание привело к некоторому уменьшению облесенности территории за счет распространения зарослей, состоящих из кустарниковых берез и полынно-маревых ксерофитных группировок. Особенно четко этот процесс проявился на севере территории.

Бореальный период (9200—8000 лет назад) отмечен на северо-востоке широким распространением лесных формаций и характеризуется двухфазным развитием растительности.

Раннебореальное потепление (зона ВО-1) проявилось особенно интенсивно на севере региона, где оно выразилось в продвижении границы лесной растительности на 100—200 км к северу по сравнению с ее современным положением. Формируется зона таежных еловых лесов, в пределах которой выделяются подзоны средней и северной тайги. На побережье Баренцева моря существовала лесотундра.

Значительное содержание пыльцы ели (30—80%) в осадках раннебореального времени (в разрезах, расположенных сейчас в подзоне средней тайги), указывает на то, что темнохвойные леса играли здесь роль господствующей зональной формации. Идентичность раннебореальных спектров этих районов субректным среднетаежным спектрам позволяет сделать вывод, что уже в начале бореального периода темнохвойные леса в долинах Вычегды, Пинеги и верховьев Печоры носили среднетаежный облик. Северная граница этих лесов располагалась около 64° с. ш., то-есть практически совпадала с современной. Время максимального расцвета темнохвойных лесов датируется около 8700 лет назад.

В пределах средней тайги с востока на запад намечаются некоторые провинциальные различия в растительном покрове. Наиболее типичные среднетаежные леса были развиты в среднем течении Печоры, где в составе древостоев абсолютно господствовала ель с примесью пихты и кедра. В бассейне Вычегды преобладали еловые и березовые леса. Впервые в отложениях голоцена на юго-западе территории (р. р. Вага, Пинега, Иксинская депрессия) появляется пыльца вяза, липы и лещины, что указывает на приближение их ареалов.

Севернее 64° с. ш. леса, видимо, имели осветленный северотасажный облик. По составу основных породообразователей подзона северной тайги подразделялась с юга на север на две полосы: еловых лесов на юге и березовых — на севере. Пинега была, по-видимому, наиболее широко распространена по долинам Мезени и Печоры. В южной части северной тайги господствовали злетье березняки почти без примеси хвойных пород. Судя по их составу, древесина безъягодных берез, в разрезах,

расположенных за Полярным кругом, березовые леса в раннебореальное время занимали всю современную лесотундру и частично тундру.

На побережье Баренцева моря к востоку от Чешской Губы березовые и еловые леса, видимо, носили островной характер, а господствующими формациями были ерниковые и моховые тундры. Важная особенность раннебореальных березовых лесов и редколесий — значительное участие в них травянистых сообществ из польней и маревых, что указывает на сохранение перигляциального растительного комплекса в этой части территории. Южнее, в области развития темнохвойных лесов, роль польней и маревых в это время была уже ничтожно мала.

Таким образом, палинологические и радиоуглеродные данные показывают, что в раннебореальное время на юге территории *сформировалась зона темнохвойных лесов*, которая через систему сквозных долин Урала [Сурова, Троицкий, 1971], вероятно, смыкалась с темнохвойными лесами Сибири, где в это время они достигали своего максимального развития в голоцене [Хотинский, 1977]. Итак, можно говорить о раннебореальном периоде как о теплом этапе голоцена (*бореальный термический максимум*).

В конце бореального периода (зона ВО-2) на северо-востоке выделяется кратковременное, но довольно сильное похолодание, вызвавшее значительную перестройку растительного покрова. Темнохвойные леса в бассейне Северной Двины, Вычегды и Средней Печоры приобрели осветленный северотаежный облик. Из состава древостоев выпадала пихта, сократилась роль ели и увеличилось количество древовидной и кустарниковой берез. В травянистом покрове этих лесов широкое распространение получают папоротники, которые в силу изреживания и осветления лесов стали продуцировать большое количество спор.

В полосе березовых лесов значительно увеличилось участие тундровых группировок из ерника и ив. Ель и сосна здесь по-прежнему отсутствовали в составе лесов, за исключением восточной части территории (именно с этой зоной связана на диаграммах рациональная граница пыльцы ели).

На побережье Баренцева моря впервые в голоцене формируется зона тундры, южная граница которой совпадает на западе территории с современной. На востоке она, по-видимому, занимала более северное положение. В составе растительного покрова господствовали ерниковые, ивнячковые, кустарничковые, травянистые и моховые тундры.

Резкое похолодание в интервале 8300—7900 лет назад также зафиксировано на Севере Сибири (новосанчуговское похолодание), в течение которого во многих северных районах таежные ландшафты временно сменяются лесотундровыми, а в более южных происходит вытеснение хвойных пород березой [Кинд, 1976].

Атлантический период (8000—5000 лет назад) отмечен значительным сдвигом природных зон к северу. При этом для бассейна Северной Двины и Онеги, как и для центра Русской равнины, характерно двухфазное развитие растительности. На востоке же территории (Печора, Ома, Мезенско-Вычегдское междуречье) отчетливо выделяются три фазы, аналогичные фазам Полярного Урала [Сурова и др., 1975]. В этом, видимо, проявились провинциальные различия в развитии растительного покрова.

На юго-западе и юге района с самым началом атлантического периода связано широкое распространение сосны, что также характерно для западных и центральных районов Русской равнины [Хотинский, 1969, 1977]. Несколько позже произошло увеличение роли еловых лесов. Присутствие единичных зерен пыльцы вяза, липы, лещины говорит о близости границ их ареалов. В долине Онеги лещина уже, видимо, принимала участие в составе растительности [Девятова, 1969]. Во второй половине атлантического периода увеличивалось значение березняков. Вяз и лещина, судя по значительному количеству их пыльцы в спектрах (в сумме 5%), в виде примеси в елово-березовых лесах продвинулись до 64° с. ш.

В восточной и северной частях района, в раннеатлантическое время (зона АТ-1) широкое развитие получили еловые леса. При этом четко проявляется широтная зональность. Если на Мезенско-Вычегодском междуречье и в среднем течении Печоры господствовали темнохвойные леса среднетаежного типа, то в нижнем течении Печоры, Колвы, Море-Ю они имели северотаежный облик. На западе современной лесотундры, в долине Омы, еловые леса, видимо, носили редкостойный характер, а значительные площади были покрыты ерниковыми тундрами.

В целом для раннеатлантического времени характерно широкое распространение на исследуемой территории лесных формаций, причем граница лесной зоны в северо-восточной части территории (бассейн Печоры) была смещена к северу от современной на 100—150 км.

В середине атлантического периода (зона АТ-2) в составе лесов увеличилась роль березняков за счет сокращения площадей, занятых еловыми лесами. На юго-востоке территории произошло перераспределение роли основных пороодообразователей и уменьшилось значение широколиственных пород, а в бассейнах рек Омы и Печоры, а также на Мезенско-Вычегодском водоразделе возросло значение ерниковых зарослей. Эти изменения в растительности были вызваны похолоданием, которое, однако, не было значительным и проявилось, в основном, на севере и северо-востоке.

Позднеатлантическое время (зона АТ-3) — *атлантический термический максимум* — отмечено максимальным за весь голоцен сдвигом растительных зон на север. На месте современной средней тайги были развиты южнотаежные леса с устойчивой примесью дуба, вяза, клена и лещины. Границы ареалов этих пород проходили на 200—300 км к северу от современных.

На месте лесотундры и частично тундры (долина р. Море-Ю) располагалась подзона средней тайги. Ее северная граница, по сравнению с современной, была на 450—550 км севернее. На побережье Баренцева моря леса носили северотаежный облик. Вероятно, именно в это время под средне- и северотаежными лесами формировались мощные подзолы [Пьявченко, 1955].

Значительное потепление на северо-востоке, как и во многих других частях Северной Паралии, в атлантический период было вызвано перестройкой атмосферной циркуляции [Тэм, 1974; Хотинский, 1977] в результате которой над Европой начал господствовать западный тип циркуляции с преобладанием в южных и теплых воздушных массах

Суббореальный период (5000—2300 лет назад) выделяется как сложный и неоднородный этап в развитии растительности и подразделяется на три крупные зоны.

Раннесуббореальное похолодание (зона SB-1, 5000—4300 лет назад) очень четко проявилось на всей территории. Оно привело к выпадению из древостоев широколиственных пород и сокращению роли еловых лесов. Тундровые группировки существенно потеснили лесную растительность, став на севере господствующими формациями. В конце раннесуббореального похолодания северная граница лесной зоны была сдвинута на 100—200 км к югу по сравнению с позднеатлантическим временем (зона AT-3).

Среднесуббореальное потепление (зона SB-2, 4300—3200 лет назад) — *суббореальный термический максимум* — это время повторного расцвета темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород. Так, общая сумма пыльцы широколиственных пород для полосы 61—64° с. ш. достигает 5—17%, то-есть в 2—3 раза больше, чем в атлантическом периоде. Можно полагать, что южная тайга простиралась до 64—65° с. ш., а северная, возможно, достигала побережья Баренцева моря. На юге территории, в долине р. Виледь, в это время, судя по количеству пыльцы широколиственных пород (до 17%), развивались подтаежные широколиственно-хвойные леса.

Северная граница распространения вяза проходила примерно по долине Пезы и широтному колену Печоры, то-есть на 400—500 км к северу от современной. Дуб, липа и лещина продвигались, видимо, до 64° с. ш., а клен принимал участие в древостоях Вычегды, Виледи, верховьев Пинеги и Мезени.

На значительное распространение неморальной флоры в это время указывает присутствие в составе современной флоры неморальных, неморально-бореальных и южнобореальных видов, некоторые из которых сохранились даже в южной тундре и в лесотундре. Вторичный расцвет широколиственных пород в середине суббореального периода, безусловно, был связан с новым значительным улучшением климата.

В конце суббореального периода (зона SB-3) отмечается сокращение роли еловых древостоев и увеличение площадей, занятых ерниковыми зарослями. В таежной зоне с этим же временем связано уменьшение примеси широколиственных пород. Граница между средне- и поздне-суббореальными зонами (SB-2/SB-3) датируется около 3200 лет назад. Представляется, что этот рубеж в изменении природной обстановки более существенный, чем суббореально-субатлантическая граница, проведение которой часто условно и не отражает коренной перестройки растительности. Последовавшее затем похолодание в начале субатлантического периода явилось лишь продолжением похолодания в конце суббореального периода.

Субатлантический период (последние 2300 лет) делится на четыре зоны. Пыльцевые спектры зоны SA-1 указывают на дальнейшее расширение тундровой зоны. Граница лесной растительности, вероятно, была сдвинута к югу на 150 км от современной. В составе лесов уменьшалась роль ели и возросло значение сосняков и березняков. Последовавшее затем потепление (зона SA-2) способствовало новому расцвету темнохвойных лесов.

Зона SA-3 отвечает новому похолоданию, когда в составе древо-

стов стала преобладать береза. Севернее широтного колена Печоры господствовали ерниковые тундры и сообщества из ольховника, папоротников и тундровых видов плаунов. Это похолодание, видимо, можно сопоставить с «малой ледниковой эпохой» XVI—XIX вв.

Зона SA—R, соответствующая примерно последним 100—150 годам, подразделяется на две подзоны. Подзона SA—Ra связана с потеплением и увеличением роли еловых лесов. Это потепление, наиболее сильно проявившееся в 30-х годах, выразилось в продвижении границы лесов к северу. В районах безлесной южной тундры появились лесные островки из ели и березы, которых только в Малоземельской тундре насчитывается около 1000. Полоса очагов леса за этот период расширилась к северу на 25—30 км [Андреев, 1956].

Последнее внутривековое похолодание (с 40-х годов) зафиксировано в приповерхностном слое пойменного аллювия и выразилось в уменьшении содержания в спектрах пыльцы ели, что связано с ухудшением ее лесорастительных условий (подзона SA-Rb).

Выявленные на северо-востоке Европейской части СССР неоднократные смещения границ природных зон были вызваны значительными климатическими изменениями в течение голоцена.

Наибольшая зональная мобильность отмечена на территории, занятой сейчас тундрой, лесотундрой и крайнесеверной тайгой. В подзоне современной средней тайги эти колебания имели меньшую амплитуду. Быстрые изменения природных зон и подзон трудно объяснить только миграцией растений. Например, за время раннесуббореального похолодания, продолжительностью около 700 лет, граница тундры и леса сместилась на 200—300 км к югу от ее предыдущего положения, а затем во время среднесуббореального потепления вернулась в первоначальное положение. Скорость смещения лесной границы на западе достигала 0,5 км/год, а на востоке — 1,0 км/год. Отсюда необходимо сделать вывод о преобладании автохтонной линии развития растительности над миграционной.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. Н. Заселение тундры лесом в современную эпоху. — В кн.: Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение. М. Л.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 1.
- Барановская О. Ф., Плешивцева Э. С., Травина М. А. Стратиграфия морских отложений позднего плейстоцена и голоцена низовьев р. Северной Двины. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1976.
- Жузе А. П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. — Тр. Верхневолж. экспедиции. 1939, вып. 4.
- Девятова Э. И. Развитие поздне- и послеледниковой растительности в районе Иксинской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии голоцена Архангельской области. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Кинд Н. В. Палеоклиматы и природная среда голоцена. — В кн.: История биогеноценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Кочеткина Б. И., Девятова Э. И., Кача Н. Я., Пунякин Я. М. К. Подледниковые морские трансгрессии в северном Восточном Арктике. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1976.

- Лэм Х. Х.* Климаты и циркуляционные режимы в северном полушарии во время последнего ледникового периода и после него. — В кн.: Физическая и динамическая климатология. Л.: Гидрометеониздат, 1974.
- Нейштадт М. И.* К познанию болот Шенкурского района. — Тр. Центр. торф. станции, 1930, вып. 3.
- Нейштадт М. И.* Роль торфяных отложений в восстановлении истории ландшафтов СССР. — Пробл. физ. географии, 1940, вып. 8.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Никифорова Л. Д.* Субрецентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги северо-востока Европейской части СССР. — Ботан. журн., 1978, т. 63, № 6.
- Плешивцева Э. С.* Палинологическая характеристика поздне- и послеледниковых отложений Северо-Двинской впадины. — В кн.: Палинология и маринопалинология. М.: Наука, 1973.
- Пьявченко Н. И.* О генезисе бугристого рельефа в северо-восточной части Европейской России. — Почвоведение, 1949, № 6.
- Пьявченко Н. И.* О перемещении растительных зон на севере Восточной Европы и Западной Сибири в послеледниковое время. — Докл. АН СССР, 1952, т. 8, № 1.
- Пьявченко Н. И.* О природе нижнего максимума пыльцы ели в торфяниках. — Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 5.
- Пьявченко Н. И.* Бугристые торфяники. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Сулова 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.: 1971.
- Сулова Т. Г., Троицкий Л. С., Пуннинг Я.-М. К.* Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала. — Изв. АН ЭССР. Химия — геол., 1975, № 2.
- Хотинский Н. А.* Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

А. А. СЕЙБУТИС

ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПРИБАЛТИКЕ

Советская Прибалтика в климатическом отношении занимает переходное положение между океанической Западной Европой и более континентальной Русской равниной. Влияние неоднородных климатических условий четко прослеживается в ее современной флоре и растительности. Соответствующие «переходные» черты имелись и в растительном покрове прошлого.

М. И. Нейштадт [1957] подразделяет территорию СССР по характеру пыльцевых диаграмм на 26 районов. В этой схеме Советская Прибалтика чрезвычайно удачно охватывается двумя районами: Калининградским и Прибалтийским. Пыльцевые диаграммы этих двух районов имеют много общих черт, а различия гораздо менее существенны. Таким образом, рассматриваемая в данной статье территория представляет собой единый природный регион.

Советская Прибалтика — один из наиболее детально изученных спорово-пыльцевым методом регионов СССР. Для Эстонской ССР имеется

много радиоуглеродных датировок [Сарв, Ильвес, 1971; и др.], весьма ценные данные получены при комплексном исследовании пресноводных известковых отложений Латвийской ССР и сопредельных областей [Бартош, 1976], в Литовской ССР началось изучение былой синантропической растительности [Савукинене, Сейбутис, 1976].

Рассмотрим теперь основные этапы истории растительности Советской Прибалтики в голоцене по хроносрезам, предусмотренным для создания общесоюзных карт голоценовой растительности.

Растительность бореального хронологического среза (9000—8000 лет назад). Для этого времени выделено пять типов лесной растительности¹. Наиболее распространенными были березовые леса, которые занимали большую часть суглинистых равнин и все моренные возвышенности. В составе этих лесов значительную роль играла сосна, так что точнее было бы их именовать сосново-березовыми лесами.

Однако интерпретация смешанных сосново-березовых пыльцевых спектров, столь характерных для бореальных отложений Прибалтики, еще недостаточно ясна. Во многих районах повышенное содержание пыльцы сосны наряду с пыльцой березы действительно отражает мозаичность почвенного покрова. При этом сосняки располагались на песчаных речных террасах, камах, береговых образованиях приледниковых водоемов, тогда как береза господствовала на суглинистых равнинах. Однако иногда пыльца сосны явно преобладает и там, где поблизости нет песчаных почв. Сопоставление пыльцевых спектров бореального периода с почвенным покровом наводит на предположение, что на размещение березовых и сосновых лесов важное влияние оказывало содержание карбонатов в почвообразующих породах. В то время выщелачивание почвенного покрова только начиналось, поэтому на территориях, освободившихся от последнего оледенения, реакция почв была несравнимо менее кислой, чем сейчас. В бореальном периоде, вероятнее всего, сосна расселялась только на кисловатых почвах, а более пластичная береза могла занимать и участки с повышенным содержанием карбонатов.

В районах распространения песков водно-ледникового и морского генезиса преобладали сосновые леса. Наибольшие площади они занимали в юго-восточной Литве, в приморской полосе Латвии и на возвышенностях Эстонии. На юго-восточной окраине Литвы выделяются широколиственно-еловые леса, которые были более значительно распространены в Белоруссии. Крайнюю юго-восточную полосу Латвии в бореальном периоде покрывали елово-сосновые леса. Небольшими участками елово-сосновые формации встречались и в других местностях рассматриваемого региона.

В Советской Прибалтике известен феномен голоценовых отложений Северо-Западной Европы — бореальный максимум пыльцы орешника. Районы обильного распространения этой породы здесь выделены как сосновые леса с орешником. Они занимали почти всю Калининградскую область. Судовскую низменность и юго-западное побережье Жемайтийской

¹ Для характеристики палеораствительности автор использовал следующие опубликованные карты для Эстонской ССР, составленные Э. В. Вильсон и Х. И. Кесслер

возвышенности в Литве, большую часть района Курземе, в Латвии. Многие исследователи утверждают, что во время упомянутого максимума существовали чистые орешниковые заросли, не прикрытые ярусом древесных пород [Firbas, 1949; Нейштадт, 1953; Зеликсон, 1977]. Причины образования самостоятельных орешниковых сообществ объясняются по-разному. Э. М. Зеликсон [1977] считает, что орешниковые заросли могли распространяться на стыке основных лесообразующих пород вследствие изменения физико-географических условий. Некоторые английские ученые предполагают, что бореальный максимум орешника отражает антропогенное воздействие, когда мезолитический человек сознательно поджигал леса с целью получения более щедрого урожая орехов [Smith, 1970, Hicks, 1973].

При более подробном рассмотрении бореального максимума орешника на территории Литвы, выявляется одна заслуживающая внимания деталь: в одинаковых почвенно-климатических условиях величина пика кривой орешника бывает различной. Высокий пик этой пыльцы прослеживается только в том случае, когда кривая орешника начинает интенсивно подниматься до массового появления пыльцы ольхи и смешанного дубового леса. Когда подъем кривой орешника опаздывает, совпадая с быстрым увеличением пыльцы широколиственных пород, тогда этот пик орешника не достигает более значительной величины. Такая закономерность говорит о том, что распространению орешника на общем благоприятном климатическом фоне содействовал какой-то неизвестный фактор. Причастность мезолитического человека к интенсивному распространению орешника в бореальном периоде следует считать вполне вероятной.

В рассматриваемом промежутке времени активизировались болотообразовательные процессы. Быстрому заторфовыванию в основном подвергались малые мелководные озера. В бореальном периоде некоторые болота начали вступать в олиготрофную фазу развития.

Растительность атлантического хронологического среза (6000—5000 лет назад). В этом промежутке времени выделено четыре типа лесной растительности, в размещении которых ведущую роль играли почвенные условия. Наиболее распространенными были ольхово-широколиственные леса, которыми покрывались все суглинистые равнины Прибалтики. Тогда большинство древостоев, особенно на лимногляциальных равнинах, составляла черная ольха. Черноольшаники были представлены *Alneta urticosa*, *A. filipendulosa*, *A. caricosa* [Kabailiene, 1979]. В ареале ольхово-широколиственных лесов, по-видимому, наблюдалась мозаичность древостоев. В самых низких местообитаниях, несомненно, преобладала черная ольха, а на холмистых возвышенностях господствовали широколиственные породы: вяз, дуб, липа и, вероятно, ясень.

Типичные дубовые, вязовые и липовые леса существовали на моренных возвышенностях Прибалтики. В пыльцевых диаграммах этого района в большом количестве присутствует пыльца сосны, ольхи, березы, что бесспорно отражает историю форм рельефа и почвенного покрова. В виде исключения широколиственных лесов был сильно развит ярус орешника, огражденный на пыльцевых диаграммах вторым последнедевическим максимумом пыльцы этих пород.

В районах с мощными песчаными отложениями, как и в бореальном периоде, явно преобладали сосновые боры. Однако в отличие от предыдущего периода в их составе отмечается значительная примесь широколиственных пород. В Восточной Латвии и в прилегающих районах Эстонии и Литвы господствовали елово-широколиственные леса. Небольшие участки этих лесов встречались и в других районах, в первую очередь в Курземе.

В рассматриваемое время продолжали развиваться образовавшиеся ранее болота, среди которых преобладали низинные. Образование новых болот было незначительным.

Растительность суббореального хронологического среза (4000—3000 лет назад). Для этого среза выделено шесть типов лесной растительности. Рассматриваемый хронологический интервал охватывает конец неолита и первую половину бронзового века. В это время уже полным ходом развивались животноводство и земледелие. А. А. Гарункштис [1975] указывает, что приблизительно с началом бронзового века (около 3500 лет назад) совпадает усиление биологической седиментации в озерах на фоне слабого проявления механического осадконакопления. При более подробном сопоставлении компонентного состава озерных отложений с пыльцевыми спектрами синантропической растительности выясняется, что в бронзовом веке уже возникла почвенная эрозия, которая свидетельствует о значительном антропогенном воздействии на лесную растительность в условиях подсечного земледелия [Савукинене, Сейбутис, 1975]. Е. Ланге подчеркивает, что древний человек оказывал более существенное воздействие на растительный покров, чем обычно сейчас предполагают [Lange, 1976b].

Пыльцевые диаграммы синантропической растительности суббореального периода как на северо-востоке Польши, так и в Литве [Савукинене, Сейбутис, 1976] довольно сходные. Есть основания думать, что аналогичное развитие земледелия происходило и на территориях Латвии и Эстонии. Такое предположение хорошо подкрепляет и обобщающая работа Е. Ланге по синантропической растительности ряда стран Балтийского региона [Lange, 1976a]. Приведенные соображения указывают на необходимость учета антропогенного фактора при рассмотрении истории растительного покрова земледельческих эпох.

На суглинистых равнинах в рассматриваемое время значительно распространилась ель, обилие которой закономерно увеличивалось с юга на север. Равнины Калининградской области и южной половины Литвы покрывались елово-широколиственными лесами, а северные районы Литвы и Латвии — широколиственно-еловыми. Еще обильнее ель распространилась на территории Эстонии, на большей части суглинистых равнин которой преобладали елово-сосновые леса, а на самом северо-востоке (в окрестностях г. Нарва) существовали даже еловые леса. Антропогенное воздействие на леса суглинистых равнин было крайне незначительным, так как первобытный человек в начальной стадии земледелия еще был не в силах обрабатывать почвы из-за их механического состава.

Моренные возвышенности отличались исключительно густым растительным покровом. На суглинистых частях, по видимому, преобладали

хвойно-широколиственные леса, а на песчаных почвах продолжали существовать сосновые боры. Площади супесчаных почв тогда чаще всего отводились под пашню. В условиях подсечного земледелия на заброшенных полях стали преобладать временные мелколиственные леса, в первую очередь, березняки.

На песчаных зандровых и морских равнинах господствовали сосновые формации с участием широколиственных элементов. Отдельные участки песчаных равнин в условиях применения подсечного земледелия могли лишиться лесной растительности. В некоторых местностях, по-видимому, происходило образование дюн.

Подавляющее большинство лугово-пастбищных угодий в Прибалтике имеет антропогенное происхождение. Образование таких угодий на месте травянистых лесов и болот усилилось в суббореальное время.

Рассматриваемый отрезок суббореального периода отличался сухим климатом, вследствие чего уменьшилась увлажненность болот, создались благоприятные условия для развития древесных ярусов. Многие верховые болота покрылись сосновыми, сосново-пушицевыми, сосново-сфагновыми, пушицевыми фитоценозами, образовавшимися в дальнейшем пограничный горизонт торфяных залежей.

Растительность субатлантического хронологического среза (1500—1200 лет назад). В этом промежутке времени выделено четыре типа лесной растительности. Он совпадает с очень важным моментом развития сельского хозяйства — повсеместным распространением пахотного земледелия. Происходило более строгое разграничение пахотных угодий и лесов. В связи с существенным уменьшением роли подсечного земледелия почти прекратились периодически повторявшиеся подсечка и выжигание древостоев. Все это способствовало стагнации смен лесных формаций, обеспечивало относительное увеличение распространения еловых сообществ¹. Одновременно несколько снизилась роль мелколиственных пород, в первую очередь березы.

На зандровых и приморских песчаных равнинах продолжали господствовать сосновые леса. Сравнительно влажный климат, по-видимому, способствовал лучшему развитию кустарникового и травяного ярусов в этих лесах. В Восточной Латвии и на о. Сааремаа преобладали елово-сосновые леса. Небольшие участки таких лесов встречались и на остальной территории Прибалтики, особенно на холмистых равнинах. Большая часть суглинистых равнин и моренных возвышенностей Прибалтики покрывалась смешанными мелколиственно-хвойными лесами. Местами еще сохранились черноольшаники и широколиственные леса.

Мелколиственно-хвойные леса с грабом существовали на территории Калининградской области и в сопредельных районах Литвы. В этих лесах довольно обильно произрастали граб и отчасти бук. Значительное их распространение явилось результатом океанизации климата [Gains,

¹ По мнению редакции, здесь, как и в некоторых других местах своей статьи, А. А. Сойбуше преувеличивает роль антропогенного фактора в голоцене в истории растительного покрова. Так, интенсивное распространение сосны в суббореальном периоде отмечается не только в Прибалтике, но и в большинстве районов Русской равнины в связи с общим увеличением увлажненности климата, а не из-за активизации хозяйственной деятельности человека.

Ruoff, 1929]. В условиях развития пахотного земледелия и скотоводства увеличивались площади лугово-пастбищных угодий. Имеется основание полагать, что в это время человек приступил к примитивному осушению избыточно увлажненных территорий.

Рассматриваемый интервал отличался наиболее благоприятными за весь голоцен условиями для накопления торфа. На болотах преобладали травяные, травяно-моховые и моховые сообщества. Многие крупные верховые болота вступили в грядово-мочажинную и грядово-озерную фазу развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартош Т. Д.* Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Рига: Зинатне, 1976.
- Гарункшис А. А.* Седиментационные процессы в озерах Литвы. Вильнюс: Минтис, 1975.
- Данилс И. Я., Стелле В. Я.* О пыльцевых зонах голоцена и некоторых региональных их особенностях на территории Латвии. — В кн.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига: Зинатне, 1971.
- Зеликсон Э. М.* О палеогеографической интерпретации спорово-пыльцевых спектров с большим содержанием пыльцы орешника. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 2.
- Нейштадт М. И.* Расселение лещины обыкновенной по территории Европейской части СССР в послеледниковое время. — Ботан. журн., 1953, т. 38, № 3.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Пьявченко Н. И.* «Нижняя» ель в торфяниках. — Тр. Ин-та леса АН СССР, 1957, т. 36.
- Савукиене Н. П., Сейбутис А. А.* Начальный этап антропогенного воздействия на развитие озер Литвы. — В кн.: История озер в голоцене: IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.: 1975.
- Савукиене Н. П., Сейбутис А. А.* Основные фазы развития земледелия в Литве по палинологическим данным. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976.
- Сарв А. А., Ильвес Э. О.* Геохронология и стратиграфия голоценовых озерно-болотных отложений Эстонии. — В кн.: Палинология голоцена. М.: 1971.
- Серебрянный Л. Р.* Динамика распространения некоторых древесных пород на северо-западе СССР в послеледниковое время. — В кн.: Палинология голоцена. М.: 1971.
- Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Firbas F.* Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena: Gustav Fischer, 1949, Bd. 1.
- Galenieks M.* Latvijas purvu un mežu attīstība pēcdauļsāimmeta. Rīga: Latvijas Universitāte, 1935.
- Gams H., Ruoff S.* Geschichte, Aufbau und Pflanzendecke des Zehlaubruches. — Schr. hys.-ökon. Ges. Königsberg in Preussen, 1929, Bd. 66, H. 1.
- Hicks Sh. P.* The impact of man on the East Moor of Derbyshire from Mesolithic times. — Archaeol. J., 1973, vol. 129.
- Kabailiene M.* Taikomosios palinologijos pagrindai. Vilnius: Mokslas, 1979.
- Lange E.* Grundlagen und Entwicklungstendenzen der frügeschichtlichen Agrarproduktion aus botanischer Sicht. — Ztschr. Archäol., 1976, Nr. 10.
- Lange E.* Zur Entwicklung der natürlichen und anthropogenen Vegetation in frögeschichtlicher Zeit — Feddes report 1976b, bd 87, 11-6.

Seibutis A., Sudnikavicienè F. Apie holoceniniu pelkiu susidarymo pradzia Lietuvos TSR teritorijoje. — *Geogr. metraštis*, 1960, t. 11.

Smith A. G. The influence of Mesolithic and Neolithic man on British Vegetation: A discussion. — In: *Studies in the vegetational history of the British Isles*. Cambridge: University Press, 1970.

О. Ф. ЯКУШКО, Н. А. МАХНАЧ, И. И. БОГДЕЛЬ

ЗОНАЛЬНЫЕ И ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА БЕЛОРУССИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Изучение формирования современного облика растительного покрова на территории Белоруссии проводится на основании палинологических исследований отложений современных озер и торфяников. Несмотря на сравнительно небольшие размеры территории, Белоруссия — один из ключевых районов для разрешения вопросов развития растительного покрова Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене и голоцене. Расположенная на западе региона, она испытала активное воздействие всех плейстоценовых оледенений, оказавших влияние на формирование современных ландшафтов.

В позднеледниковое время равнинность территории способствовала проявлению здесь законов зональности.

При осуществлении реконструкции растительного покрова в голоцене возникает вопрос о необходимости учета преемственности в развитии растительности в пространстве и во времени. В пределах Белоруссии эта преемственность прослеживается с позднеледникового времени. Уже во время бёллинского и аллерёдского потеплений Белоруссия покрывалась типичными для таежной зоны сосновыми и березово-сосновыми, а на севере республики — еловыми лесами. Во время похолоданий среднего и позднего дриаса таежная растительность уступала место разреженным хвойно-мелколиственным лесам лесотундрового облика [Махнач, 1971; Якушко, Махнач, 1973, 1976]. В составе пыльцы трав преобладали полыни (до 65%) и маревые (до 30%).

Изменение физико-географических условий при переходе к послеледниковью, выразившееся в потеплении климата, привело к тому, что уже в пребореальном периоде голоцена по всей территории Белоруссии получили распространение лесные ассоциации из сосны и березы [Якушко, Махнач, 1976; Хотинский, 1977]. Это подтверждается резким сокращением роли травянистых растений в спорово-пыльцевых спектрах и абсолютным господством в них пыльцы сосны (до 90%) и березы (до 70%). Возросло значение древовидных форм березы (*Betula verrucosa* и *B. pubescens*) и сократилась роль кустарниковых форм (*B. nana* и *humilis*). Резко уменьшилось по сравнению с аллерёдом и поздним дриасом содержание пыльцы ели (1—3% в спорово-пыльцевых спектрах Северной Белоруссии и единичные зерна — на остальной территории). Широколиственные породы, вяз, липа, дуб, а также ольха в лесах этого времени образовывали очень незначительную примесь (пыльца их встречается единичными зёрнами). В подъяске появилась лещина.

Резкое сокращение количества пыльцы травянистых растений в

спорово-пыльцевых спектрах сопровождалось коренными изменениями состава травяных сообществ. Господствовавшие в позднеледниковые польни и маревые сменились злаками и луговым разнотравьем. Исчезли из спектров споры *Selaginella selaginoides*, широко встречающиеся в позднеледниковых отложениях Северной Белоруссии.

Анализ более 30 спорово-пыльцевых диаграмм из разных частей республики позволяет сделать вывод об однородности растительного покрова на территории Белоруссии в пребореальное время. Зональные различия растительности в этот период только намечаются. Полесье было покрыто сосновыми лесами (на возвышенностях — с примесью широколиственных), а на остальной территории получила распространение таежная растительность: березово-сосновые, сосново-березовые и березовые леса с очень незначительной примесью широколиственных пород и ольхи, а в Поозерье — ели (рис. 1).

Потепление в бореальное время вызвало существенные изменения в растительном покрове Белоруссии. В это время началась дифференциация растительности, обусловленная не только зональными, но и провинциальными различиями. Последние обусловлены заметным влиянием рельефа и преобладающих почв. На моренных возвышенностях крайнего севера (Браславская, Освейская, Городокская) были распространены елово-сосновые леса с очень небольшой примесью вяза, липы и дуба (сумма пыльцы *Quercetum mixtum* 1-2%). Таким образом, крайний север Белоруссии имел черты южной тайги.

К югу от границы браславской (померанской) стадии валдайского оледенения роль широколиственных пород в составе лесов на возвышенностях заметно увеличилась (количество пыльцы *Quercetum mixtum* возросло до 7—8%), что позволяет говорить о широком распространении здесь широколиственно-хвойных, а на возвышенностях Полесья — широколиственно-сосновых лесов, весьма характерных для зоны смешанных лесов.

Водно-ледниковые и озерно-ледниковые низины Северной и Центральной Белоруссии были покрыты сосново-березовыми, березово-сосновыми и березовыми лесами с небольшой примесью вяза, липы и дуба (сумма их пыльцы в спектрах не превышает 2—3%). Водно-ледниковые, аллювиальные и озерные песчаные равнины Полесья и Припечанья были заняты сосновыми борами (количество пыльцы сосны на диаграммах данных регионов составляет 70—85%). Следует отметить, что бореальный период — время широкого распространения в лесах Белоруссии ольхи и лещины. Во многих разрезах максимум лещины служит временным индикатором этого периода [Нейштадт, 1957; Якушко, Махнач, 1973].

Дифференциация растительного покрова, начавшаяся в бореальное время, наибольшее развитие получила в климатический оптимум голоцена — в атлантическом периоде. Теплый, влажный климат этого времени благоприятствовал широкому распространению мезо- и термофильных широколиственных пород. На моренных возвышенностях Белорусского Припечья в это время произрастали весьма широколиственные леса (содержание пыльцы ели и липы в спектрах достигало до 30%, *Quercetum mixtum* — до 40%), на низинах — широколиственные леса с преобладанием в составе широколиственных пород вяза и липы.

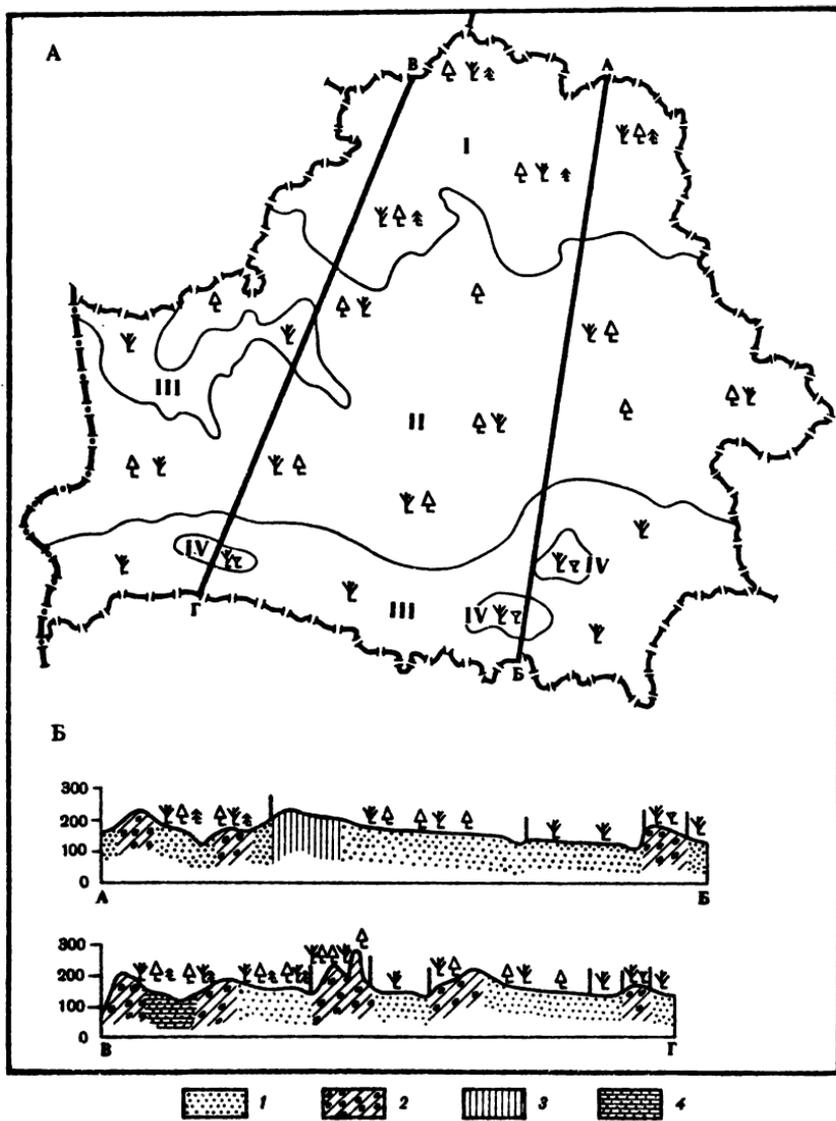


Рис. 1. Растительность Белоруссии в пребореальном периоде

А — схема; Б — ландшафтные профили. I—IV — леса: I — березово-сосновые и сосново-березовые с примесью ели, II — березово-сосновые, сосново-березовые и березовые, III — сосновые, IV — сосновые с примесью широколиственных пород

1 — песок; 2 — морена; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — песчано-глинистые отложения

В Центральной Белоруссии в атлантическое время наблюдались значительные различия между западом и востоком, что связано с широким развитием на востоке лёссовидных пород, явившихся основой для развития специфических дерновых и дерново-подзолистых почвы. Здесь был обычен смешанный дубовый лес, типичный для зоны широколиственных лесов.

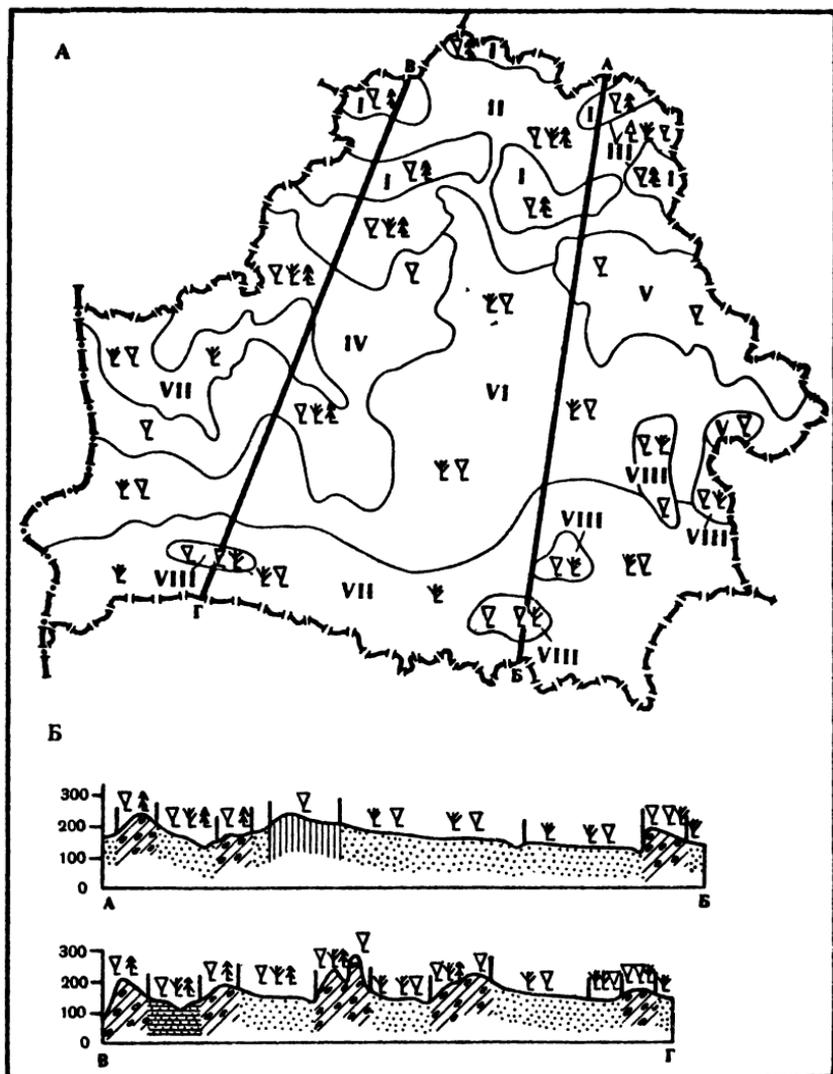


Рис. 2. Растительность Белоруссии в атлантическом периоде

А — схема; Б — ландшафтные профили. I—VIII — леса: I — елово-широколиственные, II — хвойно-широколиственные, III — сосново-березовые с примесью широколиственных пород, IV — хвойно-широколиственные и широколиственные, V — широколиственные, VI — широколиственно-сосновые, VII — сосновые и широколиственно-сосновые, VIII — широколиственные и сосново-широколиственные

Условные обозначения см. рис. 1

На возвышенностях запада широколиственные леса перемежались с хвойно широколиственно-сосновыми лесами с большим участием ольхи что связывал с широким развитием пород с мелкой листвой [Якушко, Махвиц, 1973]. Среди широколиственных пород в центральной Белоруссии господствовал дуб, а на западе замечен бук. В сосновых борах преобладали сосны Полявья и Пондальма. В южной

дуб, граб, ольха (сумма пыльцы широколиственных пород в спектрах 6—7%, ольхи — до 30%), а на возвышенностях Полесья произрастали широколиственные и сосново-широколиственные леса с преобладанием дуба и граба (рис. 2).

Уменьшение влажности климата в суббореальное время привело к нивелировке сложившегося разнообразия в растительном покрове Белоруссии. Повсеместно уменьшилась роль широколиственных пород в составе лесов, возросло значение сосны и березы. На возвышенностях господствовали хвойно-широколиственные, а на низменностях получили распространение широколиственно-хвойные леса. На моренных возвышенностях Поозерья елово-широколиственные леса сменились широколиственно-еловыми с большой примесью сосны и березы. В сосновых борах низкой части Полесья и Принеманья значительно сократилась примесь широколиственных пород и ольхи, а на возвышенностях Полесья в составе лесов главную роль стала играть сосна.

Снижение температуры с одновременным увеличением влажности в субатлантическое время привело к дальнейшему сокращению роли широколиственных пород в лесах [Якушко, Махнач, 1973, 1976; Хотинский, 1977]. Одновременно возросло значение ольхи. Изменения растительных ценозов все в большей степени стали обуславливаться хозяйственной деятельностью человека, которая приводит к нарушению первичного лесного покрова и появлению вторичных лесов из березы, ольхи, осины, расширению безлесных пространств.

Таким образом, растительный покров Белоруссии на протяжении голоцена прошел длительный и сложный путь развития, приведший в конечном итоге к формированию его современного облика.

В целом можно отметить, что развитие растительного покрова Белоруссии в голоцене отражает общие законы природной зональности, свойственные зонам тайги, смешанных и широколиственных лесов.

Зональные черты природы утвердились в раннем голоцене (бореальный период). При этом на севере республики получила распространение таежная зона (подзона южной тайги), а на остальной территории — зона смешанных лесов.

Провинциальные различия в составе лесов достаточно четко проявились в атлантическое время, когда на территории Белоруссии, находящейся в пределах зоны широколиственных лесов, сформировался ряд провинций: северная — хвойно-широколиственная с преобладанием вяза и липы; восточная — в центральной части хвойно-дубовая и на западе — хвойно-грабово-дубовая; южная (Полесская) — сосновая и сосново-дубово-грабовая.

Современный характер растительность приобрела в субатлантическое время, при этом за последние столетия он заметно изменился под влиянием хозяйственной деятельности человека: сократилась доля широколиственных пород и ели в составе лесов, появились вторичные леса из мелколиственных пород и ольхи, резко увеличилась площадь безлесных пространств.

Дальнейшие палеоботанические исследования озерно-болотных отложений Белоруссии с параллельным их радиоуглеродным датированием позволят получить более детальные представления о характере растительности в разные периоды голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Якушко О. Ф., Махнач Н. А. Основные этапы позднеледниковья и голоцена Белоруссии. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973.
- Якушко О. Ф., Махнач Н. А. Основные черты палеогеографии конца позднего плейстоцена и голоцена Белоруссии. — В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976.

А. Т. АРТЮШЕНКО, Р. Я. АРАП, Л. Г. БЕЗУСЬКО, Э. О. ИЛЬВЕС,
Т. М. КАЮТКИНА, Н. Н. КОВАЛЮХ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСТИТЕЛЬНОСТИ УКРАИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

В настоящее время на Украине начато проведение спорово-пыльцевых исследований отложений голоцена с применением радиоуглеродного метода. Авторами статьи впервые в республике проведены комплексные исследования трех опорных разрезов голоценовых отложений с использованием спорово-пыльцевого, радиоуглеродного и ботанического анализов.

Болото Гельмязевское находится в левобережной лесостепи. Оно расположено в Бахмачско-Кременчугском геоботаническом округе террасовых луговых степей, террасовых дубово-сосновых лесов, пойменных лугов, эвтрофных болот и лугово-галофитной растительности (Европейско-Сибирская лесостепная область) [Геоботаничне районування..., 1977]. Болото приурочено к долине р. Супой, вблизи с. Гельмязев Золотоношского района Черкасской области. Площадь болота около 150 га. Мощность исследованной толщи торфа составляет 4,50 м. Полученные результаты представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 1).

Болото Заложцы II расположено в правобережной лесостепи в Тернопольском (Западноподольском) геоботаническом округе дубово-грабовых, дубовых лесов и луговых степей (Европейско-Сибирская лесостепная область). Оно находится в пойме р. Серет, у с. Городище Зборовского района Тернопольской области. Площадь болота около 289 га. Мощность исследованной залежи торфа достигает 4,00 м. Результаты палеоботанического и радиоуглеродного анализов отображены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2).

Болото Стоянов II расположено на территории лесной зоны в Малополесском геоботаническом округе сосновых и дубово-сосновых лесов (Европейская широколиственно-лесная область). Оно находится у с. Стоянов Радеховского района Львовской области. Площадь болота около 3296 га. Результаты проведенных исследований показаны на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3; рис. 1, 2, 3 — вклейка).

При расчленении болотных отложений исследованных разрезов использовалась схема Д. К. Зерова [1950, 1952], в которой хорошо сопоставляются с подразделениями земли расчленения голоцена М. И. Нейштадта [1952, 1957]. В пределах рассматриваемого голоцена

схемы Д. К. Зерова нами выделен этап, соответствующий суббореальному периоду. Выделение его стало возможно в свете новых данных о достаточно прохладном и влажном климате этого этапа голоцена [Хотинский, 1977]. Отрицание наличия сухого и теплого (ксеротермического) суббореального периода или его следов на Украине содержится в работах В. Тымракевича [Tymrakiewicz, 1931], Д. К. Зерова [1938, 1946], А. Т. Артюшенко [1970], Л. Г. Безусько [1977] и др. В данной работе авторы провели корреляцию выделенных этапов голоцена с основными периодами палеогеографической схемы Н. А. Хотинского [1977], построенной с учетом радиоуглеродных датировок.

Из анализа палеоботанических и радиоуглеродных данных (см. рис. 2, 3, 4) следует, что все три торфяника начали свое образование в раннем голоцене (бореальный период).

В спорово-пыльцевых комплексах из отложений раннего голоцена доминирует пыльца сосны с участием березы и ольхи. Встречается пыльца широколиственных пород (не более 4%). Единично отмечена пыльца темнохвойных пород (пихты и ели). Наличие пыльцы пихты зафиксировано только в спорово-пыльцевых комплексах из отложений болота Заложцы II. Кустарники представлены незначительными количествами пыльцы *Juniperus*, *Salix*, *Corylus* и др. Характерно наличие в составе спорово-пыльцевых комплексов этого периода голоцена пыльцы представителей семейства *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia*. Наиболее высокое содержание пыльцы *Chenopodiaceae* (10%) отмечено в спорово-пыльцевом комплексе из отложений болота Гельмязевское. Для спорово-пыльцевого комплекса из отложений болота Стоянов II свойственны сравнительно высокие проценты пыльцы *Artemisia* (7,6%). В спорово-пыльцевых комплексах из отложений болот Стоянов II и Гельмязевское максимум участия пыльцы маревых и полыней приходится на ранний голоцен. Достаточно высокие проценты пыльцы представителей семейств *Roaceae* и *Syringaceae* во всех спорово-пыльцевых комплексах исследуемых разрезов объясняются узколокальными условиями. Основная масса пыльцы представителей этих семейств продуцировалась растениями, непосредственно произраставшими на болоте. Этот вывод подтверждается и ботаническим составом торфа.

Можно сделать вывод, что в лесах раннего голоцена на территории исследуемых районов господствующее положение занимала сосна с примесью березы. В небольших количествах в состав этих лесов входили широколиственные породы. Изредка встречались темнохвойные породы. Ель участвовала в составе древесной растительности в Левобережной лесостепи и Малом Полесье, ель и пихта — в Подолье.

По берегам рек, водоемов, на окраинах болот произрастала ольха. В это время она была распространена довольно ограниченно. Небольшие участки травянистых ценозов ксеротического типа существовали в раннем голоцене в Малом Полесье. На последующих этапах голоцена на территории этого района в составе травяных ценозов преобладали представители разнотравья. В Левобережной лесостепи группировки с участием *Carex flacca* встречались на протяжении всего голоцена, достигая максимума в распространении в раннем голоцене. Некоторое увеличение площадей занятых степной растительностью, зафиксировано также в конце позднего голоцена (фаза SA-2). Для территории Подолья характерно постоянное

появление в составе растительного покрова остепненных участков. Полученные данные свидетельствуют, что площади, занятые степной растительностью в Подолье, были больше в раннем и в конце позднего голоцена.

Границы между основными периодами голоцена проводились по характеру спорово-пыльцевых комплексов с учетом имеющихся радиоуглеродных датировок. Так, граница между ранним и средним голоценом (бореально-атлантический рубеж) проведена на уровне, выше которого отмечается падение количества пыльцы сосны, увеличение содержания пыльцы широколиственных пород, уменьшение участия пыльцы маревых и полыней. Максимум пыльцы сосны приходится чаще всего на ранний голоцен. Возраст бореально-атлантической границы, наиболее четко выраженной в разрезе болота Гельмязевское, определяет дата 7930 лет назад, полученная путем интерполяции двух дат, — 8210 ± 100 (Ки-1291) и 7650 ± 90 лет назад (Ки-1290). Эта дата хорошо согласуется с многочисленными данными, свидетельствующими, что граница между бореальным и атлантическим периодами относится приблизительно к 8000 лет назад [Сарв, Ильвес, 1971; Ильвес и др., 1974; Хотинский, 1969; 1977].

В спорово-пыльцевых комплексах первой половины среднего голоцена (атлантический период) при господствующей роли пыльцы сосны отмечается увеличение количества пыльцы широколиственных пород и ольхи. В спорово-пыльцевых комплексах второй половины атлантического периода (АТ-2) во всех исследованных разрезах зафиксирован первый максимум пыльцы широколиственных пород (болота Гельмязевское — 15%, Заложцы II — 13%; Стоянов II — 17,6%). К отложениям этого времени относится максимальное количество пыльцы ели (Заложцы II — 10%, Стоянов II — 4,4%) и появление пыльцы пихты и бука (Стоянов II). В составе пыльцы трав уменьшается участие маревых и полыней. Наиболее четко это проявляется в разрезе Стоянов II.

Сосновые леса в атлантическом периоде обогатились широколиственными породами. Увеличилась роль дубово-сосновых лесов. На плодородных почвах в это время существовали дубовые леса. В западных районах республики в составе лесов этого периода принимали участие граб, бук, существовали участки лесов из ели и пихты. В левобережной лесостепи достаточно заметную роль в составе широколиственных лесов играла липа, первый максимум которой приходится на вторую половину атлантического периода. В Малом Полесье, начиная с атлантического времени, почти полностью исчезают травяные ценозы ксеротического типа. В составе травянистой растительности господствующее положение занимают представители лугового разнотравья. В Подолье площади остепненных участков несколько сократились. В Левобережной лесостепи травяные ценозы с участием полыней и маревых играли заметную роль на протяжении всего атлантического периода.

Для отложений атлантического периода получены следующие радиоуглеродные датировки по болотам: Гельмязевское — 6310 ± 85 (Ки-1289); Заложцы II — 5180 ± 80 (Ки-1279); Стоянов II — 6280 ± 70 лет назад (ТА-1217). Явно «омоложеная» радиоуглеродная датировка 3785 ± 60 лет назад (Ки-1278) получена для отложений позднеатлантического времени на болоте Заложцы II. В целом же радиоуглеродные датировки характеризуют возраст отложений атлантического

периода. Не расходится с ними и радиоуглеродная датировка 5100 ± 95 лет назад, полученная Г. А. Пашкевич [1973] для отложений атлантического периода на болоте Копиевка в Винницкой области (лесостепь).

Спорово-пыльцевые комплексы второй половины среднего голоцена (суббореальный период) характеризуются увеличением количества пыльцы сосны и уменьшением содержания пыльцы широколиственных пород. Несколько снижается количество и разнообразие пыльцы представителей кустарничкового яруса. В разрезах Стоянов II и Заложцы II постоянно и в заметных количествах присутствует пыльца ели и пихты.

В лесах суббореального периода сократилось участие широколиственных пород. Расширились площади, занятые сосновыми лесами. Наиболее четко эти тенденции проявляются в начале суббореального периода (фаза SB-1). На протяжении всего периода в Малом Полесье и особенно в Подолье получили дальнейшее распространение участки темнохвойных лесов. В Подолье времени расцвета пихтово-еловых лесов был суббореальный период. В составе травянистой растительности левобережной лесостепи и Подолья полыни и маревые играли довольно заметную роль, отражая лесостепной характер исследуемых территорий. Однако не происходило увеличение площадей, занятых степной растительностью, в конце среднего и начале позднего голоцена, что хорошо согласуется с многочисленными материалами А. Т. Артюшенко [1960, 1970; Артюшенко и др., 1964, 1965]. В связи с этим особый интерес вызывает вывод Т. А. Серебрянной, восстановившей историю развития растительности Среднерусской возвышенности в голоцене, что наиболее явно лес надвигался на степь во вторую половину суббореального периода. Материалы Т. А. Серебрянной не подтверждают также представление о ксеротермическом характере суббореального периода на территории Среднерусской возвышенности [Серебрянная, 1978].

Возраст границы атлантического и суббореального периодов точнее всего определяет радиоуглеродная датировка 4730 ± 80 лет назад (Ки-1288), полученная на болоте Гельмязевское, так как возраст этого важного рубежа голоцена колеблется в пределах 4500—5000 лет назад. Для разрезов средней полосы Русской равнины Н. А. Хотинский [1977] определяет возраст этой границы в 4600 лет назад.

Спорово-пыльцевые комплексы отложений позднего голоцена (субатлантический период) характеризуются наибольшим участием пыльцы широколиственных пород (Гельмязевское — до 26%, Заложцы II — до 19%, Стоянов II — до 30,4%). Причем максимальное количество пыльцы дуба, липы и граба относится к первой половине этого периода (фаза SA-1). В спорово-пыльцевых комплексах из отложений второй половины позднего голоцена (фаза SA-2) отмечается увеличение количества пыльцы сосны и уменьшение содержания пыльцы широколиственных пород. В спорово-пыльцевых спектрах из самых верхних горизонтов исследуемых разрезов наблюдается некоторое увеличение участия пыльцы маревых и полыней, наиболее четко проявляющееся в разрезе Гельмязевское.

В первой половине позднего голоцена (фаза SA-1) максимум расцвета достигли леса с участием широколиственных пород, тогда как площадь сосновых лесов сократилась. В Малом Полесье и Подолье

продолжали сохраняться участки лесов из темнохвойных пород. Влаголюбивые широколиственные породы (граб, бук) принимали участие в составе лесов субатлантического периода. В Малом Полесье в это время произрастали грабово-дубово-сосновые, грабово-сосновые леса. В Подолье граб и бук входили в состав широколиственных лесов. В Левобережной лесостепи в составе дубово-сосновых лесов встречался граб и заметно участвовала липа. Подлесок лесов этого периода был довольно разнообразен (лещина, крушина, калина, бересклет и др.). Во второй половине позднего голоцена (фаза SA-2) сокращаются площади, занятые широколиственными и березовыми лесами, увеличивается роль сосны в составе древесной растительности. Увеличение площади травянистой растительности на последних этапах субатлантического периода, вероятно, отражает влияние хозяйственной деятельности человека.

Возраст отложений субатлантического периода определяется многочисленными радиоуглеродными датировками в интервале 3470 ± 75 лет назад (Ки-1287) — 600 ± 70 лет назад (ТА-1214).

Граница между фазами SA-1 и SA-2 проводится выше основного (субатлантического) максимума пыльцы широколиственных пород. Выше этого уровня наблюдается увеличение количества пыльцы сосны и уменьшение содержания широколиственных пород. Возраст этой границы определяет радиоуглеродная датировка 2250 ± 60 лет назад (Ки-1275) в разрезе болота Заложцы II, которая занижена. Возраст SB/SA контакта определяет датировка 3470 ± 75 лет (Ки-1287) для отложений болота Гельмязевское.

Особо следует отметить, что максимальное развитие широколиственных лесов с участием влаголюбивых пород на исследуемых территориях (Малое Полесье; Подолье, Левобережная лесостепь) приходится на первую половину позднего голоцена. Новые материалы по Малому Полесью и Подолью служат подтверждением предположения В. Тымракевича, что временем расцвета лесов с наибольшим участием широколиственных пород в западных районах республики был период позднего голоцена [Тымракевич, 1931]. Результаты исследований в Левобережной лесостепи согласуются также с материалами, полученными в последние годы рядом исследователей при изучении отложений голоцена на юге лесной и в лесостепной зонах Русской равнины. Эти данные свидетельствуют о наличии позднесуббореального или субатлантического максимумов широколиственных пород [Серебряная, Ильвес, 1974; Серебряная, 1976; Хотинский и др., 1979].

Изложенные материалы носят предварительный характер и определяют начало нового этапа в изучении истории развития растительного покрова УССР в голоцене. Полученные радиоуглеродные данные о возрасте границ между различными периодами голоцена достаточно фрагментарны, но в целом хорошо сопоставимы с возрастом этих рубежей в современных палеогеографических схемах [Сарв, Ильвес, 1971; Ильвес и др., 1974; Хотинский, 1969, 1977], построенных с учетом радиоуглеродных дат.

Потребуется еще дополнительные палеоботанические исследования, которые позволят уточнить основные критерии перехода с одного спорыно-пыльцевых комплексов при переходе от одного этапа голоцена к другому. А новые данные радиоуглеродного анализа должны в обязательном количестве использоваться для проверки, подтверждающих или опровергающих

рубежей. Результаты работ такого направления позволят составить новую палеогеографическую схему отложений голоцена Украины с учетом абсолютных дат. Создание такой схемы обусловлено необходимостью детальной корреляции многочисленных данных по истории развития растительного покрова УССР в голоцене с основными подразделениями этого важнейшего этапа четвертичного периода на сопредельных территориях.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшенко О. Т.* До історій розвитку рослинності Лівобережного Лісостепу УРСР в пізньо- та післяльодовикові часи. — Укр. ботан. журн., 1960, т. 17, № 3.
- Артюшенко А. Т.* Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде (по данным спорово-пыльцевого анализа). Киев: Наук. думка, 1970.
- Артюшенко О. Т., Кучерява Л. Ф.* Стратиграфія і спорово-пилкові дослідження відкладів болота Плав. — Укр. ботан. журн., 1964, т. 21, № 2.
- Артюшенко О. Т., Карева О. В.* Развитие растительности Черкащины в пізньо- та післяльодовиковий час за матеріалами спорово-пилкових досліджень. — Укр. ботан. журн., 1965, т. 22, № 3.
- Безусько Л. Г.* Історія рослинності північно-західної частини Малого Полісся в голоцені. — Укр. ботан. журн., 1977, т. 34, № 3.
- Геоботаничне районування Української РСР. Київ: Наук. думка, 1977.
- Зеров Д. К.* Болота УРСР, рослинність і стратиграфія. Київ: Изд-во АН УССР, 1938.
- Зеров Д. К.* Учение о ксеротермических периодах в ботанической географии. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М. Л.: Изд-во АН ССР, 1946, вып. 2.
- Зеров Д. К.* Основные черты послеледниковой истории растительности Украинской ССР. — В кн.: Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. М.: Изд-во МГУ, 1950.
- Зеров Д. К.* Нарис розвитку рослинності на території Української РСР у четвертинному періоді на основі палеоботаничних досліджень. Ботан. журн. АН УРСР, 1952, т. 9, № 4.
- Ильвес Э., Лийва Л., Пунинг Я.-М.* Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин: 1974.
- Нейштадт М. И.* О подразделениях позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. В кн.: Материалы по четвертич. периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 2.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Пашкевич Г. А.* Основные этапы развития растительности степи и лесостепи в голоцене и некоторые радиоуглеродные датировки: Тез. докл. V Делегат. съезда ВБО. Киев: 1973.
- Сарв А. А., Ильвес Э. О.* Геохронология и стратиграфия голоценовых озерно-болотных отложений Эстонии: (По данным радиоуглеродного метода). — В кн.: Палинология голоцена. М.: 1971.
- Серебрянная Т. А.* Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Серебрянная Т. А.* Развитие растительности Среднерусской возвышенности в голоцене. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1978.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.* Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1971, № 42.

- Хотинский Н. А.* Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Хотинский Н. А., Фоломеев Б. А., Гуман М. А.* Археолого-палеогеографические исследования на Средней Оке. — Сов. археология, 1979, № 3.
- Tymrakiewicz W.* Stratigraphie des Niederungsmoores von Dublany und einiger Torfmoore aus Süd Wolhynien. — Bul. Acad. pol. sci. lettr., Krakow, 1931.

Т. А. СЕРЕБРЯННАЯ

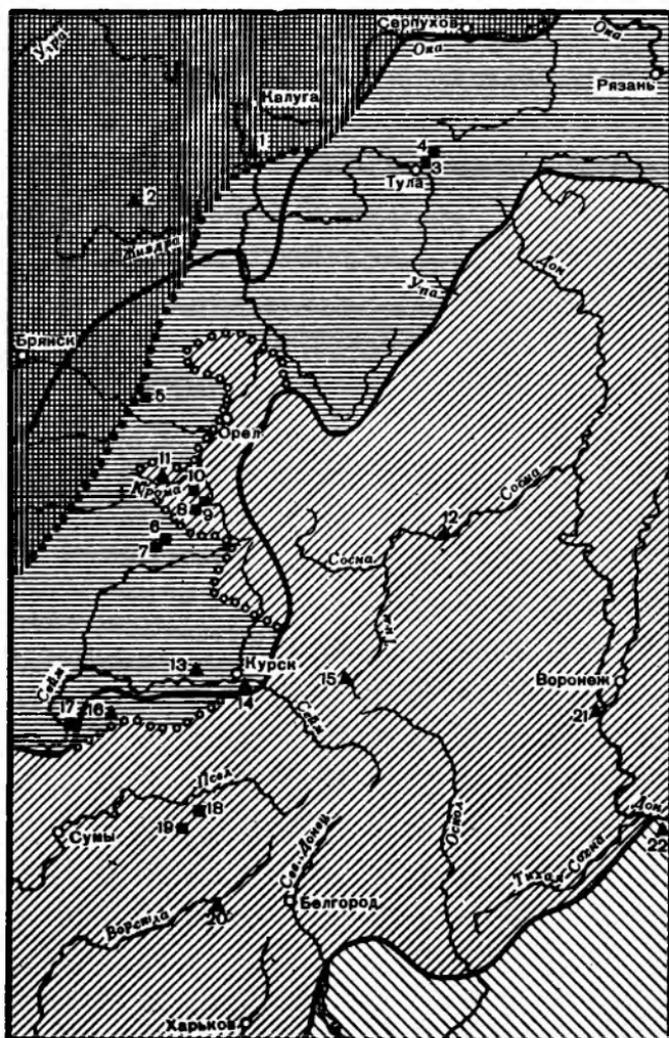
О ДИНАМИКЕ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ В ЦЕНТРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Проблема взаимоотношения леса и степи в голоцене давно привлекала внимание естествоиспытателей разного профиля. Наиболее значительный вклад в изучение эволюции растительного покрова лесостепи в голоцене на основе систематического использования палеоботанических данных внесли В. Н. Сукачев [1951; Сукачев и др., 1960] и Н. И. Пьявченко [1958; и др.].

Нами была предпринята первая попытка сопряженного анализа палеоботанических материалов и серийных радиоуглеродных датировок для лесостепной зоны в пределах Среднерусской возвышенности и сопоставления этих результатов с появившимися в последние годы спорово-пыльцевыми данными как для самой возвышенности, так и для прилежащих к ней с востока и запада лесостепных районов Русской равнины. Изученные нами разрезы были заложены по меридиональному профилю, пересекающему с севера на юг Среднерусскую возвышенность, как на плакорах, так и в долинах рек. Основное внимание в настоящей статье уделено эволюции растительности собственно лесостепной современной зоны, а также процессам, происходящим на контакт с лесной зоной на севере и со степной — на юге (рисунок).

Поскольку территория Среднерусской возвышенности находилась далеко за пределами распространения последнего ледникового покрова, то современная ее растительность имеет довольно древние корни. В настоящее время мы располагаем более или менее непрерывной палеоботанической информацией, начиная с позднеледниковья. Так, по данным изучения позднепалеолитической стоянки Авдеево в долине р. Рогозна [Губонина, 1977] и нашим материалам из скважины в долине р. Песочня (на водоразделе Оки и Свапы) следует, что в центре Среднерусской возвышенности в конце плейстоцена преобладали перигляциальные степи и лесостепи из поlynно-злаковых группировок, чередовавшихся с зарослями кустарниковых берез, ольховника и ивы.

С переходом к древнему голоцену характер растительности несколько изменился. Так на севере Среднерусской возвышенности (в районе Тулы) в аллереде по долинам рек распространились березово-сосновые редколесья, а на плакорах — перигляциальные травянистые сообщества с обилием маревых и незначительным участием ивы. В позднем драке облесенность уменьшилась. Сначала преобладали группировки с возросшим участием маревых, а затем — злаково-разнотравные сообщества более богатого флористического состава. Только на долинном талике могли сохраняться березовые и сосновые редколесья. По мнению



Растительные зоны, реконструированные по геоботаническим данным, и местоположение палинологически изученных разрезов голоценовых отложений Среднерусской возвышенности

1 — смешанные хвойно-широколиственные леса; 2 — широколиственные леса; 3 — лесостепь; 4 — степь; 5 — граница растительных зон по Геоботанической карте СССР под редакцией Е. М. Лавренко [1954]; 6 — граница растительных зон по другим источникам [Хитрово, 1925; Прозоровский, 1949]; а — южная граница зоны смешанных широколиственных лесов; б — южная граница зоны широколиственных лесов; 7 — разрезы, изученные автором; 8 — разрезы, изученные другими исследователями. Цифры на карте — разрезы: 1 — Гремичево [Сукачев и др., 1960]; 2 — Басовское [Иванов, др., 1933]; 3 — № 37 на р. Тулица, 4 — № 38 на р. Тулица, 5 — Шалышский скв. С — шурф Б на р. Песочня; 7 — скважина А на р. Песочня, 8 — Рязань; 9 — Рязань; 10 — Диния; 11 — р. Крома [Крученина, 1974]; 12 — Ямское [Визинская,

В. Н. Сукачева [Сукачев и др., 1960], в древнем голоцене в районе с. Гремячево на Оке росли березовые леса с примесью ели и участием сосны. Вероятно, этот район был облесен больше, чем окрестности Тулы. Основную же часть возвышенности занимала перигляциальная лесостепь, о чем свидетельствуют данные по разрезам Авдеево и Песочня. На между-речьях распространились перигляциальные травянистые сообщества с обилием полыни и маревых, однако по долинам рек концентрировались парковые сосновые и березовые леса. Эта перигляциальная лесостепь, по выражению Г. И. Дохман [1968], послужила «исходным уровнем» для формирования современной лесостепи.

С переходом от древнего голоцена к раннему перигляциальный растительный комплекс разрушился и уступил место сообществам современного типа. Данные по разрезам в районе Тулы свидетельствуют, что в раннем голоцене последовательно расширялись лесопокрываемые площади. В бореальном периоде здесь доминировали березово-сосновые леса с незначительным участием широколиственных пород (липа и вяз), а на северо-западе Среднерусской возвышенности в районе Гремячево — сосново-березовые леса без примеси широколиственных пород (Сукачев и др., 1960). Таким образом, в бореальный период северные границы ареалов липы и вяза располагались между Тулой и Калугой.

По результатам изучения разреза Песочня можно судить, что в раннем голоцене в центральных районах Среднерусской возвышенности распространилась лесостепная растительность, в составе которой большое участие принимали осветленные березовые и сосновые леса с незначительной примесью широколиственных пород. На наш взгляд, на спорово-пыльцевой диаграмме пойменного торфяника у с. Сафоновское южнее г. Льгов в бассейне Сейма [Нейштадт, 1957] представлены отложения раннего голоцена. Судя по палинологической характеристике, в это время там также существовала лесостепь, состоявшая из березово-сосновых лесов в сочетании с поlynно-злаковыми группировками, а в поймах рек росли ольшаники.

Раннеголоценовый этап развития растительности прослежен также при изучении базальных суглинков разреза Синдеевское, расположенного в пойме р. Бобрава (бассейн р. Псел). В бореальное время здесь широко распространились ксерофильные степные сообщества с участием полыньи, маревых и эфедры. Их наиболее близкий современный аналог — восточный вариант дерновинно-злаковых степей [Динесман, 1977; Исаева-Петрова, 1976]. Однако, судя по палинологическим данным, в более увлажненных местообитаниях по поймам рек и днищам балок могли произрастать, хотя и в небольшом количестве, липа, дуб и лещина.

На основании имеющихся в нашем распоряжении палеоботанических материалов можно наметить определенную зональность растительного покрова Среднерусской возвышенности в бореальном периоде. На севере в это время произрастали березово-сосновые леса с незначительной примесью широколиственных пород, а на северо-западе — без нее. В центральной полосе были распространены лесостепные ландшафты,

Окончание подписи

1 — Губонина, 1973; 13 — Авдеево [Губонина, 1973]; 14 — р. Сейм под Калугой [Губонина, 1973]; 15 — Бердянка [Былянская, Губонина, 1973]; 16 — Сафоновское [Мещеряков, 1957]; 17 — Пышкаринское; 18 — Синдеевское; 19 — Бобрава; 20 — Березовое [Губонина, 1973]; 21 — Косельево [Федорова, 1976]; 22 — Песочня [Григорьев, 1976].

где в составе березово-сосновых лесов принимали участие широколиственные породы. Эти леса чередовались с довольно значительными участками луговых степей. В южных районах возвышенности основной фон растительности составляли дерновинно-злаковые степи. В более сухих местообитаниях и на эродированных субстратах здесь изобиловали полыни и маревые, что могло быть связано и с унаследованностью от предшествовавшей перигляциальной растительности. Во всяком случае, по сравнению с последующими этапами голоцена эти два компонента в составе растительности характеризуются наибольшим обилием в бореальное время.

Для среднего и позднего голоцена мы располагаем большей информацией. Так, на севере Среднерусской возвышенности, судя по результатам исследований в окрестностях Тулы, в атлантический период окончательно сформировалась широколиственно-лесная подзона. С этого времени основной лесобразующей породой становится липа, сопутствующими — вяз и дуб. В подлеске важную роль стала играть лещина. На песчаных террасах произрастали сосновые боры.

Палеоботанические материалы по разрезам Синдеевское, Ретяжи 8, Песочня и др. [Серебрянная, 1976; Серебрянная, Ильвес, 1973, 1974] свидетельствуют о том, что в атлантический период степная зона занимала значительно более северное положение, чем в настоящее время и, возможно, приближалась к верховьям Оки. В бассейне Верхней Оки преобладали лесостепные ландшафты; причем открытые участки были заняты злаково-разнотравными степями с большим участием маревых (Ретяжи 8) или полыни (Песочня). О характере растительности степной зоны можно, например, судить по результатам пыльцевого анализа разреза Синдеевское. В этом районе доминировали дерновинно-злаковые сообщества с участием полыней и маревых (но уже в меньшем количестве, чем в бореальное время).

Исследования Л. А. Крупениной [1974] пойменные осадки р. Сейм в окрестностях Курска в интервале глубин 2,0—2,5 м сходны по палинологической характеристике с отложениями атлантического периода в разрезах Ретяжи 8 и Синдеевское. Под Курском в ландшафте фон составляли разнотравные степи со значительным участием полыней. Сходный облик имела растительность района с. Ямское на р. Сосна, судя по результатам палинологического изучения осадков высокой поймы [Былинская, Губонина, 1973], которые можно отнести к атлантическому периоду. В этом районе, однако, полыни играли большую роль в травостое.

Хотя основной фон растительного покрова в центральных и южных районах Среднерусской возвышенности в атлантический период составляли степи, палинологические данные не исключают возможности существования небольших лесов по долинам рек. В составе их преобладали широколиственные породы: в долине Сосны, главным образом, липа, а в долине Сейма — вяз. К югу древостой пойменных лесов изреживались, а в некоторых южных районах, как, например, в верховьях Ворсклы, эти леса вовсе отсутствовали.

В суббореальный период на севере Среднерусской возвышенности произрастали широколиственные леса с преобладанием липы и во второй половине этого периода липняки стали наиболее распространенным типом лесов.

В суббореальное время в центральных районах возвышенности происходило активное распространение лесной растительности. Материалы палинологического изучения разрезов Ретяжи 8, Песочня и пойменных отложений р. Сейм под Курском в интервале глубин 1,65—2,00 м показывают, что в раннесуббореальное время важную лесообразующую роль играла береза и гораздо меньшую — липа, дуб и вяз. Лесные массивы перемежались с участками дерновинно-злаковых степей. Следовательно, несмотря на расширение лесопокрытой площади, ландшафт оставался лесостепным.

Во вторую половину суббореального периода, после 3700—3800 лет назад, облесенность центральных районов Среднерусской возвышенности постепенно увеличивалась: широколиственные леса распространялись по крупным речным долинам и постепенно проникали на плакоры, вытесняя злаково-разнотравные группировки. Однако и в это время ландшафт сохранял лесостепной облик. Для позднесуббореального времени характерно наибольшее за весь голоцен участие липы в составе древостоев, в подлеске и по опушкам одновременно возросла роль лещины; максимальное распространение получили пойменные ольшаники, а местами — ивняки и осоковые луга.

Судя по материалам изучения разреза Синдеевское, здесь в суббореальное время тоже были распространены лесостепные ландшафты, в составе которых особенно выделялись злаково-разнотравные степи с обилием сложноцветных. Облесенность была гораздо меньшей, чем в центральных районах, а древостои были приурочены исключительно к долинам рек (ольшаники, ивняки, пойменные дубравы с участием липы).

К сходным заключениям об эволюции растительности в среднем голоцене пришел М. И. Лопатников [1960], изучавший пойменные террасы Среднего Дона на юге лесостепи. Слои с остатками неолитической культуры, приуроченные к основанию разреза низкой поймы, судя по обилию пыльцы трав, накапливались во время распространения степных ландшафтов. Во время формирования верхних слоев этой террасы, вмещающих многочисленные памятники бронзового века, значительно расширилась площадь лесов с участием широколиственных пород. Следовательно, в долине Среднего Дона также в позднесуббореальное время произошло расширение площади лесов.

По данным М. Н. Грищенко [1976], в районе с. Щучье на Среднем Дону, южнее г. Георгиу-Деж (на границе современных лесостепной и степной зон), в слоях, археологически датированных переходом от неолита к бронзе, установлено значительное увеличение содержания пыльцы широколиственных пород, орешника и ольхи. Вероятно, здесь в середине суббореального периода по долине распространялись широколиственные леса и ольшаники.

Интересные материалы по палинологии пойменных отложений Дона в окрестностях с. Костенки (на юге лесостепи) получила Р. В. Федорова [1976]. Анализ образцов из пористых коричневых глин, залегающих непосредственно под культурным горизонтом бронзового века, привел к заключению о развитии в этом районе во второй половине суббореального периода сосновых лесов с примесью дуба, а местами — липы и березы. По мнению Р. В. Федоровой, на окружающих междуречьях в это время преобладали травянистые сообщества, а в целом ландшафт обладал лесостепной характер

Таким образом, приведенные палеоботанические данные, имеющие радиоуглеродное и археологическое возрастное обоснование для территории Среднерусской возвышенности и сопредельных районов Окско-Донской равнины, вполне определенно свидетельствуют о том, что суббореальный период в этом регионе отличался большей увлажненностью по сравнению с атлантическим.

В субатлантический период в северной части Среднерусской возвышенности продолжалось развитие широколиственных лесов с господством липы. Кроме того, в составе древостоев значительную роль играли вяз, дуб и клен, а в более влажных местообитаниях преобладала ольха. Во второй половине субатлантического периода в лесах распространилась ель, а участие термофильных пород несколько сократилось.

Признаки широкого распространения лесов в субатлантический период отчетливо проявились в центральных районах Среднерусской возвышенности. В начале этого периода дубравы проникли на плакоры, где чередовались с участками разнотравно-злаковых степей. В лесах, кроме господствовавшего дуба, в незначительной примеси росли липа и вяз. Примерно в начале нашей эры произошло кратковременное сокращение площади дубрав, вероятно, под влиянием земледельческих культур. Однако примерно в середине первого тысячелетия нашей эры дубравы опять стали играть большую роль в ландшафтах.

В бассейне р. Псёл в субатлантический период были распространены злаково-разнотравные степи, а по долинам рек многоярусные широколиственные леса (липо-дубравы с участием вяза, береста и ясеня), которые лишь местами выходили на водоразделы.

О широком распространении лесов в субатлантический период свидетельствуют также палинологические данные по сопредельным районам Окско-Донской равнины. Так, спорово-пыльцевой анализ торфяника в Уманском бору (близ г. Воронеж) показал, что в это время существовали сосновые и березовые леса при значительном участии пород — дуба, липы, вяза и клена [Нейштадт, 1954]. Наряду с лесными существовали разнотравно-степные и луговые фитоценозы.

Только в самое последнее время появились подкрепленные радиоуглеродными данными палеоботанические материалы по голоцену Украины (см. статью А. Т. Артюшенко и др. в этой книге). Для сопоставления с нашими данными наибольший интерес представляют результаты изучения голоценовых отложений болота Гельмязевское (Черкасская область), которое находится в лесостепной зоне. Судя по палеоботаническим и радиоуглеродным данным, осадконакопление здесь началось в раннем голоцене. В общем составе спорово-пыльцевых спектров постоянно преобладает пыльца древесных пород, что может быть связано с положением разреза поблизости от долины Днепра, где произрастали пойменные леса и сосновые боры. Уместно отметить, что в этом районе максимальное развитие ольхи приходится на середину суббореального периода, а широколиственных пород — на субатлантический период, что согласуется с данными по Среднерусской возвышенности. Вместе с тем намечаются и определенные различия, например более раннее появление пыльцы широколиственных пород (большая представительность липы, граба и др. К сожалению, разрез Гельмязевское пока единственный, снабженный серией радиоуглеродных датировок на территории Левобережной Украины, и на территории Окско-Донской равнины таких

разрезов пока нет, что осложняет корреляцию палинологических данных по Среднерусской возвышенности с таковыми по сопредельным территориям.

В итоге наших исследований на территории Среднерусской возвышенности установлено, что к бореальному периоду относится распространение на большей ее части довольно холодостойкого лесостепного комплекса, состоявшего из массивов березовых и сосновых лесов в сочетании с разнотравно-злаковыми степными сообществами. Этот своеобразный комплекс, значительно отличавшийся от современной лесостепи, занимал неширокую полосу в центре возвышенности, примыкая к сформировавшейся лесной зоне. В южных районах Среднерусской возвышенности в это время широко распространялись ксерофильные степные сообщества с участием полыней, маревых и эфедры. Северная граница дерновинно-злаковых степей доходила, по крайней мере, до верховьев р. Псёл.

В атлантический период степи составляли основной фон растительности в центральных и южных районах Среднерусской возвышенности, а состав их изменился, главным образом, за счет увеличения роли мезофильного разнотравья. В лесостепной зоне продолжалось расселение широколиственных пород с запада. Эти же породы в небольшом количестве проникали и в пойменные местообитания степной зоны.

С суббореальным периодом связан резкий перелом в развитии растительности. В центральных районах возвышенности возрастает удельный вес лесов. В древостое на раннем этапе преобладала береза, которая после 3700—3800 лет назад уступила место дубу и липе. С этого времени фактически началось формирование лесостепного ландшафта современного облика — дубовой лесостепи. Лесостепь довольно быстро продвинулась в южном направлении, достигнув к концу периода, по крайней мере, верховьев р. Ворсклы. Эта тенденция сохранилась и в субатлантический период. По нашим оценкам, в пределах изученного меридионального профиля южная граница лесостепной зоны за суббореальный и раннесубатлантический периоды сместилась к югу примерно на 250 км, а положение северной границы лесостепи менялось относительно мало. Последующие изменения растительности отражают прогрессивно возрастающее антропогенное влияние.

Намеченные тенденции развития растительности в лесостепной зоне установлены на региональном материале по Среднерусской возвышенности. Правомочность их распространения на соседние лесостепные районы непосредственно зависит от получения сопоставимых результатов сопряженного палеоботанического и радиоуглеродного анализов.

ЛИТЕРАТУРА

- Былинская Л. Н., Губонина З. П. О возрасте высокой поймы в бассейне р. Сосны. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 5.
- Грищенко М. Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976.
- Губонина З. П. Предварительные результаты палинологического изучения Авдеевской позднелевосточной стоянки. — В кн.: Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977.
- Динсбург Л. Г. Введение в историю степей и лугов. М.: Наука, 1977.
- Докман Г. И. Лесостепь Европейской части СССР. М.: Наука, 1976.
- Исаева-Петрова Л. С. Растительность Стерляжской степи в плейстоцене. Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1976, № 2.

- Крупенина Л. А.* Возраст и условия осадконакопления пойменных отложений рек Сейм и Крома. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 2.
- Лопатников М. И.* Некоторые вопросы палеогеографии бассейна Среднего Дона. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М.: 1960, вып. 3.
- Нейштадт М. И.* К истории Усманского бора в позднем отрезке голоцена (последнедикумового времени). — Тр. Воронеж. гос. заповедника, 1954, вып. 5.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Пьявченко Н. И.* Торфяники Русской лесостепи. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Серебрянная Т. А.* Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.* Последний лесной этап в развитии растительности Среднерусской возвышенности. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 2.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.* Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41.
- Сукачев В. Н.* К истории растительного покрова европейского лесостепья. — Вопросы географии, 1951, сб. 24.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Недосеева А. К.* К истории лесного покрова центральной части Русской равнины в голоцене. — Бюл. Моск. о-ва испыт. прир.: Отд. биол., 1960, т. 65, вып. 2.
- Федорова Р. В.* Природные ландшафты голоцена и их изменения под влиянием деятельности человека. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.

В. С. ВОЛКОВА, Т. П. ЛЕВИНА

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В настоящее время на территории Западно-Сибирской равнины имеется более 200 разрезов голоценовых отложений, изученных спорово-пыльцевым методом. Из них около 50 разрезов имеют радиоуглеродные датировки. Наиболее полные разрезы озерных, озерно-болотных и частично аллювиальных отложений имеются для таежной зоны [Волков, Гуртовая и др., 1973; Нейштадт, 1957, 1976; Глебов, Толейко и др., 1974], для лесотундровой [Левина, Никитин, 1973; Левковская, 1977; Левковская и др., 1970; Кинд, 1974] и, в меньшей степени, для лесостепной [Хотинский, 1977]. В последние годы И. А. Николаева изучала разрез аллювиальных и озерно-болотных отложений близ пос. Мамоново в Новосибирской области. Т. П. Левиной получен также большой новый материал из торфяника, развитого на I надпойменной террасе Оби в окрестностях Новосибирска. Абсолютный возраст основания торфяника, по сообщению В. А. Панычева, около 8800 лет.

Исследования последних лет показали, что возраст оснований торфяников, венчающих разрезы первых надпойменных террас, и на водоразделах определяется, примерно, в близких пределах: от 10 585 до 8626 лет назад. Возраст погребенной голоценовой почвы, залегающей под суглинками на I надпойменной террасе р. Бегдь у с. Маслянино, равен

8700 ± 50 лет назад (СОАН-838), а пробы сапропеля под почвой — 9200 ± 100 лет назад — (СОАН-839 [Панычев, 1979]).

Палинологические данные свидетельствуют, что резкие изменения климатической обстановки на территории равнины как на севере, так и на юге произошли на рубеже 10 000 лет назад. В. А. Панычев [1979] установил для предальтайской части низменности резкие изменения климата на границе юрма и голоцена, после 10 950 ± 150 лет назад. В целом палинологические и геологические данные позволяют проводить нижнюю границу голоцена на уровне 10 000 лет назад. Этот рубеж хорошо устанавливается по палеоботаническим данным и выражается в смене перигляциальных формаций лесотундровыми и лесными.

Особенно отчетливо история развития растительных формаций и изменение климатической обстановки голоцена устанавливаются по палинологическим данным торфяников, развитых в таежной зоне. Установлено пять этапов, соответствующих предбореальному, бореальному, атлантическому, суббореальному и субатлантическому периодам схемы Блитта—Сернандера.

Предбореальный период (10 000—9000 лет назад). Природная обстановка этого периода была неоднородной. Палинологические данные из отложений с датами в разрезах у г. Игарка 9480 лет назад [Кинд, 1974], Лукашкин Яр на Средней Оби — 9200 [Глебов, Толейко и др., 1974], Большое Першино на Иртыше — 9280 [Нейштадт, 1967], Мамоново — 9930 ± 60 и в разрезе у руч. Янтарный (Средняя Обь) — 9920 лет назад указывают на распространение в начале этого периода елово-березовых редколесий, широко расселившихся на территории современной лесной и лесостепной зон. Лишь на севере (севернее 66° с. ш.) располагались тундровые формации. Елово-березовые редколесья пришли на смену перигляциальным ландшафтам позднезырянского времени. Для первой половины предбореального времени характерно расселение ели, сокращение доли участия маревых, полыней, арктических плаунов. Для северных широт равнины характерна большая роль березы, причем большая часть ее принадлежала кустарничковым формам. Среди травянисто-кустарничковых растений господствующее положение занимали злаковые и осоковые ассоциации.

Появление древесной растительности, расселение ели, сокращение перигляциальных ассоциаций свидетельствуют о потеплении и увлажнении климата по сравнению с климатом позднего дриаса, однако климат был холоднее и влажнее современного.

Климатические условия изменились во вторую половину предбореального времени. Наступило кратковременное похолодание. Оно обусловило увеличение роли перигляциальных формаций, в составе которых получили господство полынно-маревые группировки с арктическими плаунами, кустарничковой березой, ольховником. По-прежнему большая роль принадлежала березе. Роль ели, судя по содержанию ее пыльцы в отложениях, сократилась. Ель была распространена только на территории современной лесотундры и северотайжы, но только на участках в долинах рек. Север равнины был занят тундровыми формациями. Южнее 66° с. ш. и до границ Северного Казахстана были распространены лесотундровые ландшафты. Как и сейчас, был сдвиг в южную сторону

Возможно, это похолодание по времени отвечает переславскому похолоданию на Русской равнине [Хотинский, 1977].

Бореальный период (9000—8000 лет назад) на территории равнины проявился довольно ярко. Радиоуглеродные датировки отложений, формировавшихся в бореальный период около 8500 лет назад, получены для разрезов у мыса Каргинского на Енисее [Левина, Никитин, 1973], на р. Малая Хета у г. Игарка [Кинд, 1974]. В северо- и среднетаежных зонах представление о растительности бореального периода дают разрезы на Оби у пос. Нижневартовское [Нейштадт, 1976], Лукашкин Яр [Глебов, Толейко и др., 1974], на Иртыше близ пос. Комарица [Волков, Гуртовая и др., 1973], на средней Оби близ пос. Карасино [Левина, Сухорукова, 1976].

С бореальным периодом связано широкое расселение древесной растительности, которая пришла на смену перигляциальным формациям. С севера на юг установлена следующая смена растительности: на территории современной тундровой зоны выделяются арктическая пустыня, типичная тундра и ерниковая тундра в сочетании с полярно-маревыми группировками. Территория современной лесотундры была занята предтундровыми лиственнично-еловыми редколесьями, которые к югу от 66° с. ш. сменялись березово-еловыми разреженными лесами (редколесьями) с лиственницей и кустарничковой березой. Более сухие придолинные участки (в пределах Сибирских Увалов и территории, прилегающей к Уральским горам) были заняты еловыми лесами. Разреженные леса из березы и ели занимали весь юг Западно-Сибирской равнины. Большие пространства занимали сосново-березовые леса с елью. Таким образом, вся территория Западной Сибири, включая современную лесотундровую зону, была покрыта разреженными лесами. Климат бореального периода в целом был более теплый, чем климат предбореального периода, но значительно холоднее современного. Относительное улучшение климатических условий в бореальном периоде, по-видимому, обусловило продвижение разреженных березово-еловых лесов с лиственницей на территорию современной лесотундровой зоны. Следует отметить, что лесостепная и степная зоны в бореальное время располагались за пределами Западной Сибири. С бореальным временем (по мнению Г. М. Левковской [1977]) связано становление современных ботанико-географических провинций в Северной Азии.

Атлантический период (8000—5000 лет назад). Отложения, атлантический возраст которых подтвержден радиоуглеродными датировками, изучены в разрезах на Енисее (Каргинский мыс — Игарка), на Оби (Нижневартовское, Янтарное, Лукашкин Яр, Ларь-Еган и др.), на юге равнины в бассейне р. Томь, близ Мамоново и Маслянино. В большом количестве разрезов отложения атлантического периода можно сопоставить по палинологическим данным с осадками, датированными по радиоуглероду.

Атлантический период характеризуется резкой экспансией лесной растительности на север. Даже в зоне современной тундры, в районе мыса Каргинского, существовали ельнично-березовые леса. В зоне современных северотаежных лесов на Оби, у Тугиян-Югана, и на Енисее, у пос. Карасино, были широко распространены почти чистые еловые леса. Ель в этих лесах играла большую роль, чем в настоящее время.

В зоне современных среднетаежных лесов в районе Верхневартовска росли сосново-березовые леса, в которых довольно много было пихты и, возможно, встречался вяз. Все это свидетельствует о том, что климат атлантического времени был теплее современного, но не был однородным. Об этом свидетельствуют палинологические данные по разрезу у пос. Карасино. На диаграмме этого разреза, выше фазы еловых лесов отмечено распространение кустарничковых берез и ольховника, наряду с елью широкое распространение приобрела береза. Еще севернее, в зоне современной тундры, у мыса Каргинский, росли только береза и кустарники. Видимо, это было связано с незначительным похолоданием на рубеже около 7200 лет назад.

Примерно 7000—6000 лет назад на севере снова широкое распространение приобрела ель. Вместе с лиственницей она продвинулась далее, в зону современной тундры, к мысу Каргинский. Для средней Оби характерно появление в лесах кедра. В кедрово-сосново-березовых лесах встречались вяз и липа. Видимо, во вторую половину атлантического времени климат стал еще более теплым и влажным, чем в первую. В юго-западной части равнины характерно появление в сосново-березовых лесах пихты, а из широколиственных пород — вяза. Пыльца вяза встречена только в разрезах торфяника, расположенного в южнотаежной зоне.

На Русской равнине с этим периодом уже было связано развитие многоярусных широколиственных лесов, которые достигли своего максимума [Хотинский, 1977]. По материалам, полученным в южных районах Западной, Средней и Восточной Сибири, максимальное распространение широколиственных элементов установлено для конца второй половины атлантического периода — в интервале 6500—5000 лет назад.

В конце атлантического периода, на который приходится климатический оптимум (6000—5500 лет назад) вновь отмечается вспышка распространения еловых лесов, увеличение роли пихты, а в центре равнины — роли сосны и кедра. Травянистый покров был предельно разнообразен и злаками. Большое значение имели осоково-злаковые ассоциации. В юго-западной части равнины ареал *Ulmus* расширился. В составе растительности этого района произрастали *Quercus*, *Tilia sibirica* Baueg. По составу флоры и характеру растительности резкой границы между концом атлантического и первой половиной суббореального периодов нет.

Таким образом, для атлантического периода характерны следующие особенности в размещении растительных формаций: произошло расширение площади лесов и дальнейшая дифференциация их состава. Леса продвинулись далеко на север, заняв всю лесотундровую зону и большую часть тундры. В центре равнины произрастали елово-березовые леса с кедром. Появились чистые сосновые и кедрово-березовые формации с примесью широколиственных пород. Юго-западная часть равнины южнее 66° с. ш. была занята березово-сосновыми лесами с примесью темнохвойных и широколиственных пород. На болотах по-прежнему размещались сосново-березовые леса с елью. Подзоны тундрового распространения лесостепь и степь, как зональные стадии растительности. Состав флоры и характер размещения растительности — признаки, говорящие о климате значительно более теплом, чем современном.

Суббореальный период (5000—3000 лет назад). В первую половину суббореального времени (5000—4000 лет назад) климатические условия не были однородными. На рубеже 4500 лет назад на севере равнины, в зоне современной тундры, у мыса Каргинский, леса исчезли и распространились березовые редколесья, в которых существенную роль играли кустарничковые березы, ольховник и верескоцветные. Лесная растительность сократилась на территории современных северотаежных лесов. В центральной части равнины продолжали существовать леса, однако в их составе резко уменьшилось участие кедра, исчезла пихта.

Позднее, вследствие улучшения климатических условий, вновь широкое распространение получила пихта, которая по долинам рек продвинулась далеко на север, почти до 66°30' с. ш. С этим временем связан новый расцвет широколиственных пород — вяза, липы, дуба. Судя по находкам пыльцы липы и вяза на широте г. Салехард, можно допустить, что они по долине Оби заходили на территорию современной лесотундры. Уменьшение роли широколиственных пород приходится на конец первой — начало второй половины суббореального периода.

Во вторую половину суббореального периода (4000—3000 лет назад) широкое распространение получили северотаежные еловые леса. Они занимали всю территорию современной северной и большую часть средней тайги. Южная граница их проходила примерно по широте 63° с. ш.

Южнее еловых лесов располагались березово-сосновые леса. Небольшие массивы формаций сосновых лесов были развиты в Приуральской части равнины по правобережью р. Тавда и по правобережью широтного отрезка Иртыша. Кедровые формации разместились в предгорьях Салаира и Алтая. Лесостепь заняла современную зону степей, последняя располагалась за пределами Западной Сибири, в Казахстане.

К концу суббореального периода в лесах южных районов равнины сократилась роль широколиственных пород. Содержание пыльцы широколиственных деревьев в разрезах юго-западной части равнины уменьшилось от 4,5% в оптимуме голоцена до 0,5% в суббореальный период. Примесь вяза и дуба в лесах бассейна нижнего Иртыша значительно сократилась. Однако липа продолжала занимать тот же ареал, что и в атлантический период. В самом конце суббореального периода в лесах к северу от Сибирских Увалов возросла роль кустарничковой березы. Состав и размещение растительных формаций указывает на постепенное похолодание и увлажнение климата.

Субатлантический период (3000—1000 лет назад) также был неоднородным. Вначале (2500 лет назад) широкое развитие получили сосново-березовые леса с елью. Роль пихты была невелика. Леса Западной Сибири изменились. Из состава растительности южных районов почти полностью исчезли широколиственные породы. Похолодание обусловило прежде всего выпадение таких широколиственных элементов, как *Quercus* и *Tilia*. Резко сократилась доля участия в лесах вяза. В спектрах горфяников таежной зоны возросло содержание пыльцы верескоцветных.

Ухудшение климата вызвало обеднение состава древесной растительности на севере равнины. Процесс деградации древесной растительности был окончим и продолжался на всем протяжении субатлантического периода. Позднее (2000 лет назад) здесь вновь широко распространились

леса. На севере равнины, на территории современной тундры, произрастали березовые редколесья, которые в южном направлении постепенно замещались еловыми лесами. В центре Западно-Сибирской равнины и на юге ее были развиты сосново-березовые леса.

В интервале 1500—1000 лет назад началось новое ухудшение климатических условий. Расположение растительных зон было близко к современному, но по структуре флоры формации отличались от современных. Север равнины был занят тундровыми формациями. На территории современной северотаежной зоны были развиты сосново-березовые леса с елью. В бассейне рек Пур и Таз размещались елово-березовые леса с кедром. Значительную площадь они занимали и в Приенисейской части равнины. Сибирские Увалы были заняты сосновыми формациями, южнее которых размещались березово-сосновые леса. В южной части Обь-Иртышского междуречья произрастали осиново-березовые леса. Вся Приуральская часть равнины и восточные склоны Урала были заняты сосновыми формациями. Кедр сократился в Приуральской и Приалтайской частях равнины. К югу осиново-березовые и березово-сосновые формации сменились лесостепной растительностью. Граница лесостепной зоны была близка к современной.

По смене растительности можно наметить изменения климата на протяжении голоцена. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в предбореальное и бореальное время на территории Западной Сибири климат был достаточно холодным. По имеющимся материалам даже в бореальное время были широко развиты редколесья на всей территории Западной Сибири. Только в атлантическое время климат становится более теплым. Однако около 7200 лет наступило незначительное похолодание. Оно особенно четко проявилось в разрезах, расположенных в переходной зоне от лесов к тундре [Архипов и др., 1980].

Климат второй половины атлантического периода был, видимо, самым теплым и влажным на протяжении голоцена. В это время ель продвигалась далеко на север, в зону современной тундры. С суббореального периода намечается значительное похолодание, о чем свидетельствует смена лесов редколесьями, а на севере — даже кустарничковой тундрой. Однако климат суббореального периода не был постоянным. Начавшееся похолодание в начале периода сменилось затем потеплением. В конце суббореального периода вновь началось похолодание и увлажнение климата.

Климат субатлантического времени также не был однородным. Относительное похолодание в начале субатлантического периода сменилось потеплением. В лесах Прииртышья продолжали расти липа и вяз. Однако 1000 лет назад широколиственные породы исчезли из состава лесов средней Оби. Это, по-видимому, было обусловлено начавшимся похолоданием климата, который был уже близок к современному.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А., Левина Т. И., Паньчев В. А. Палинологическая характеристика двух 10-метровых торфяников из долины Средней и Нижней Оби. В кн.: Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980
- Валков И. А., Гуртовая Е. Е., Фирсов Л. В., Паньчев В. А., Орлова В. П. Старейшие возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Гроби, Новосибирск.

- на Иртыше. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Глебов Ф. З., Толейко Л. С., Стариков Э. В., Жидовленко В. А. Палинологическая характеристика и датирование по C^{14} торфяника в Александровском районе Томской области: (Среднетаежная подзона). — В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Левина Т. П., Никитин В. П. Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р. Енисей. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Левина Т. П., Сухорукова С. С. Палинологическая характеристика голоценового торфяника в районе пос. Карасино на р. Енисей. — В кн.: Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976.
- Левковская Г. М. История голоценового облесения Арктики в свете радиоуглеродных дат. — В кн.: Итоги биостратиграфических, литологических и физических исследований плейстоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа: Башкир. фил. АН СССР, 1977.
- Левковская Г. М., Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Форова В. С. Абсолютный возраст торфяников района г. Игарка и расчленение голоцена Западной Сибири. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1970, № 37.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. — М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Нейштадт М. И. Об абсолютном возрасте торфяных болот Западной Сибири. — Rev. roum. biol. Sér. bot. 1967, t. 12, № 23.
- Нейштадт М. И. Голоценовые процессы в Западной Сибири и возникающие в связи с этим проблемы. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М.: 1976.
- Паньчев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предальтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

М. В. НИКОЛЬСКАЯ, М. Н. ЧЕРКАСОВА

ДИНАМИКА ГОЛОЦЕНОВЫХ ФЛОР ТАЙМЫРА

**(по палеофитологическим
и геохронологическим материалам)**

Исследования сотрудников «Аэрогеологии» и Геологического института АН СССР под руководством Н. В. Кинд на территории Северо-Сибирской низменности позволили получить для 60 разрезов голоценовых отложений (аллювиальных, озерно-болотных и болотных) более 70 радиоуглеродных датировок. Более 20 разрезов содержат ископаемую пыльцу и споры, в семи разрезах выделены макроостатки растений¹, в восьми — изучены диатомеи. Во многих разрезах обнаружено обилие остатков древесины — пни, стволы, ветки (рис. 1, таблица). Специальные исследования древесных остатков не проводились. В подавляющем большинстве находки визуально относились к лиственнице, в ряде случаев определены кора белоствольной березы, стволы и ветки ольховника, ив. Все геохронологические определения выполнены в Геологическом институте АН СССР.

¹ А. А. Соколовской, В. Т. Соколовской, Е. И. Мегельцевой.

**Результаты геохронологического и палеофитологического
изучения голоценовых разрезов Таймыра**

№ разреза на карте	Автор сборов, адрес разреза	Радиоугле- родная дата (лет назад)	Датированный материал	Макроостатки и пыльца
1	2	3	4	5
1	Книд Н. В., р. Хета у устья р. Боярка	10860±80 ГИН-674	Растительный детрит	Пыльца кустар- ников
2	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	9660±100 ГИН-823	Древесина лиственницы	Пыльца кустар- ников
3	Романова Л. М., исто- ки р. Гусиха	9410±70 ГИН-1322а	Древесина лиственницы	Макроостатки ку- старников
4	Сердюк А. Н., р. М. Россомашья	9300±100 ГИН-1322	Торф	Пыльца кустар- ников
4а	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	9220±80 ГИН-1005	Древесина лиственницы	Пыльца кустар- ников
5	Книд Н. В., р. Б. Ро- маниха	9180±100 ГИН-791	Детрит	Пыльца кустар- ников
6	Сулержицкий Л. Д., за- п. побережье оз. Таймыр	9200±40 ГИН-679	Торф	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
7	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	9000±150 ГИН-680	Ствол листвен- ницы	Единично пыльца древесных пород и кустарников
8	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	8850±250 ГИН-1298	Ветки ольхов- ника	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
9	Сулержицкий Л. Д., р. Хета	8800±130 ГИН-820	Древесина лиственницы	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
10	Сулержицкий Л. Д., р. Хета	8760±150 ГИН-790	Древесина лиственницы	Пыльца древес- ных пород и ку- старников и кора березы
11	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	8600±70 ГИН-665	Ствол листвен- ницы	Пыльца древес- ных пород и ку- старников и кора березы
12	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	8490±40 ГИН-659	Древесина лиственницы	Единичные зерна пыльцы деревьев и кустарников
13	Романов Е. Г., оз. Сахыр	8440±210 ГИН-789	То же	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
14	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	8310±70 ГИН-774	Торф	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
15	Иваненко Г. В., к зап. от зал. Байку- рохеру оз. Таймыр	8280±60 ГИН-1159	Древесина лиственницы	Кора березы и еди- нично пыльца дре- весных пород
		8250±100 ГИН-812	То же	Макроостатки ку- старников и пыль- ца древесных по- род и кустарни-
		8220±120 ГИН-1198	» »	

1	2	3	4	5
16	Сулержицкий Л. Д., устье р. Б. Балахня	7830+80 ГИН-807	Пень листвен- ницы	
17	Сулержицкий Л. Д., Кивд Н. В., устье р. Б. Балахня	7620+40 ГИН-804	Древесина лиственницы	
18	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	7600+100 ГИН-814	То же	
19	Андреева С. М., р. Мойка-Юрях	7510+120 ГИН-1475а	Древесина лиственницы	
20	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	6580+100 ГИН-777	Ствол листвен- ницы	
21	Лаушкин В. И., р. М. Балахня	6580+100 ГИН-1158	Древесина лиственницы	
22	Андреева С. М., р. Баты-Сала	6180+150 ГИН-1328	Торф	
10	Сулержицкий Л. Д., р. Хета	6120+60 ГИН-658	Древесина лиственницы	
5	Кивд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Б. Романиха	6120+70 ГИН-682	То же	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
23	Кивд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., зап. побережье оз. Тай- мыр	6110+50 ГИН-1294	Ствол листвен- ницы	
24	Кивд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Ха- танга	6110+50 ГИН-1295	То же	
25	Сулержицкий Л. Д., водораздел рек Но- вая и М. Балахня	6110+50 ГИН-1243	Древесина лиственницы	
26	Сулержицкий Л. Д., водораздел рек Но- вая и М. Балахня	6050+50 ГИН-1318	Пень листвен- ницы	
26	Кивд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Шренк	5870+90 ГИН-951	Ветки кустар- никовой ивы диаметром 2,5— 3,0 см	
27	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	5770+40 ГИН-798	Древесина лиственницы	
28	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	5650+130 ГИН-781	Древесина лиственницы	
29	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	5520+50 ГИН-779	То же	
30	Гильденблат В. С., истоки р. Ладонях	5500+100 ГИН-979	» »	
31	Сулержицкий Л. Д., оз. Мосун	5470+120 ГИН-1314	» »	Макроостатки и пыльца древес- ных пород и ку- старников
32	Исаева Л. Л., р. Б. Россомашьа	5430+150 ГИН-1185	» »	
28	Сулержицкий Л. Д., р. Б. Балахня	4660+30 ГИН-782	» »	
30	Сулержицкий Л. Д., р. Верхняя Таймыра	4450+160 ГИН-1281	Плавняк	

1	2	3	4	5
34	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	4430 ± 30 ГИН-816	Древесина лиственницы	
35	Кинд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Верхняя Таймыра	4320 ± 200 ГИН-1271	Ствол листвен- ницы	
36	Сулержицкий Л. Д., р. Логата	4150 ± 50 ГИН-1285	Ствол листвен- ницы из ча- вала	
37	Бардеева М. А., Мас- сонов руч.	4080 ± 220 ГИН-1204	Древесина лиственницы	Пыльца древес- ных пород и ку- старников
38	Лопатина Л. В., р. Логата	4150 ± 100 ГИН-763	То же	
39	Крауш М. А., истоки р. Дудынта	3970 ± 300 ГИН-1206	Древесина лиственницы	
40	Ляпина Г. Г., р. Но- вая	3950 ± 50 ГИН-757	То же	
32	Исаева Л. Л., р. Б. Россошья	3860 ± 300 ГИН-1186	» »	
41	Красильников А. Н., оз. Арылах	3790 ± 50 ГИН-1154	» »	Пыльца кустар- ников
42	Сулержицкий Л. Д., р. Боярка	1900 ± 100 ГИН-669	» »	
7	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	1865 ± 40 ГИН-820	» »	
43	Сулержицкий Л. Д., р. Боганида	1860 ± 40 ГИН-817	» »	
24	Кинд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Ха- танга	1730 ± 50 ГИН-1243	» »	
44	Сулержицкий Л. Д., р. Хета	1410 ± 30 ГИН-652	Ствол листвен- ницы	
45	Кинд Н. В., Сулер- жицкий Л. Д., р. Ха- танга	980 ± 30 ГИН-927	Древесина лиственницы	

Большая часть материалов для радиоуглеродного датирования собрана Л. Д. Сулержицким и Н. В. Кинд, остальные сборы принадлежат геологам «Аэрогеологии».

Выше дается сводка фактического материала, полученного по району исследований. В таблице перечислены разрезы, нанесенные на карту (рис. 1), с указанием радиоуглеродной даты, адреса, наличия древесины, макроостатков растений, пыльцы и спор. Разрезы, содержащие палеоботанические характеристики, но не имеющие C^{14} -дат, не приводятся.

Исследования проводились в восточной части левого берега р. Хатанга до широты оз. Таймыр, за пределами ареала даурской лиственницы. В настоящее время растительный покров здесь представлен главным образом кустарниковой, мохово-лишайниковой и пушицево-котляничной тайгой. В защищенных местах встречаются мелкие кустарники *Betula glandulosa* Link. и *B. nana* L., травистые прерывистые заросли *Androsace* и *B. nana* L. В разрезах прерывистых зарослей достигают высоты

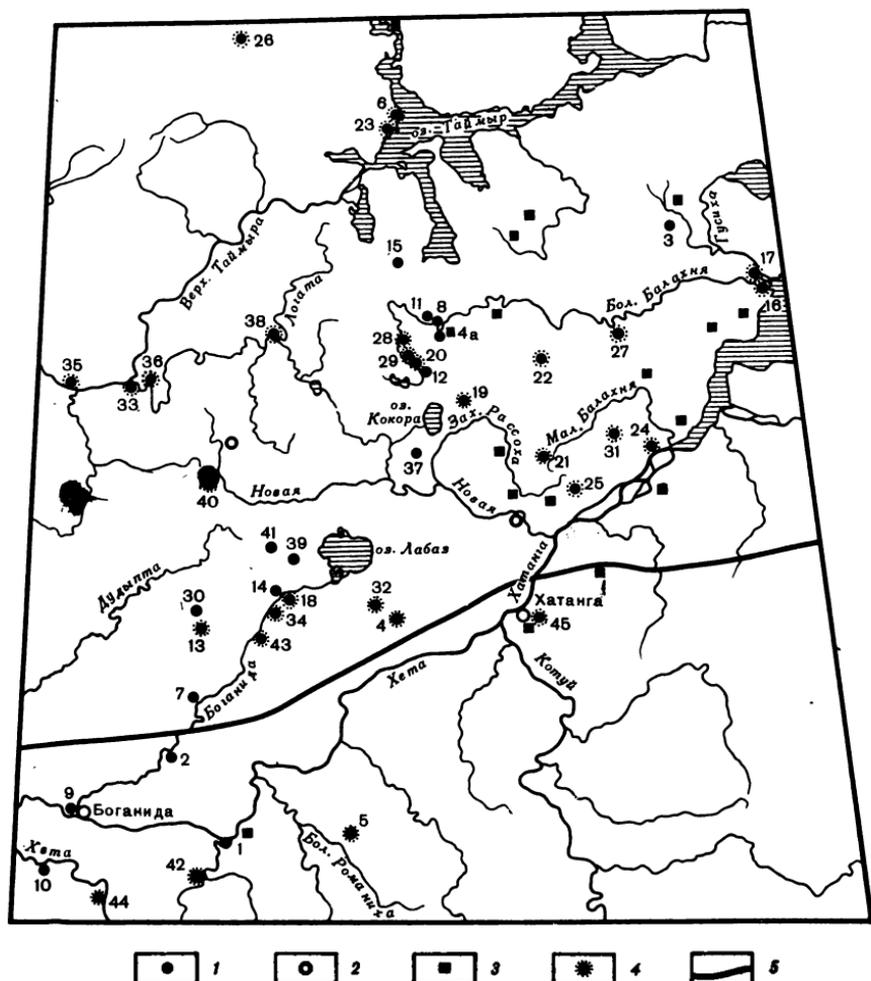


Рис. 1. Схема расположения разрезов

1 — разрезы, изученные авторами; 2 — разрезы, описанные в литературе; 3 — места отбора поверхностных и воздушных проб; 4 — места отбора остатков древесины, имеющих даты по C^{14} ; 5 — северная граница распространения даурской лиственницы

Цифры на карте — номера изученных разрезов

Бырранга. Северная граница ареала *Alnaster fruticosa* (Rupr.) L. совпадает с пределами распространения лиственницы, так что долина Хатанги служит рубежом, за который обе эти породы практически не заходят.

На правом берегу р. Новая, близ ее устья, в урочище Ары-Мас, расположен самый северный в мире реликтовый лесной остров. Здесь распространены лиственничные редколесья и редины из даурской лиственницы [Ары-Мас, 1978; Белорусова, Украинцева, 1980]. На правом берегу Хатанги, по долинам рек развиты предтундровые лиственничные редколесья (лесотундра) с подлеском из кустарниковых березок, ольховника,

ив. Водоразделы заняты заболоченными тундрами — моховыми, лишайниковыми, кустарничковыми. Основу современных спорово-пыльцевых спектров левобережья Хатанги составляет пыльца кустарников с примесью осок, злаков, небогатого разнотравья и спор. Среди кустарников доминирует березка, немного ив и ольховника [Никольская, 1980].

В современной диатомовой флоре термокарстовых озер отмечены многочисленные планктонные виды родов *Cyclotella* и *Melosira*; среди донных преобладают виды родов *Navicula* и *Pinnularia*. Речным отложениям присущи реофилы. В осадках старичных озер господствуют донные формы. Большинство видов — бореальные и космополиты. Холодноводные (арктические, аркто-бореальные и северо-альпийские) виды составляют от 10 до 25%.

Основная масса радиоуглеродных определений приходится на интервалы 9000—8000 и 6000—4000 лет назад; им соответствует и наибольшее количество палеофитологических характеристик.

Позднеледниковое время¹ на юге территории, в долине р. Хета, ниже устья р. Боярка (разрез 1; 10 860 ± 80 лет назад, ГИН-674), характеризовалось тундровой растительностью. Сейчас здесь развиты листовничные редколесья.

В предбореальное время на правобережье Хеты, по долине р. Б. Романиха (разрез 5; 9200 ± 40 лет назад, ГИН-679), заходила лесотундра. На севере, в бассейне р. Гусиха (разрез 3, 9300 ± 100 лет назад, ГИН-1322) и в верховьях р. Б. Балахня (разрез 4а, 9180 ± 100 лет назад, ГИН-791), в тундре появились березка и ольховник, тогда как сейчас кустарники представлены здесь только ивами, а единичные экземпляры карликовых березок необычайно редки. Предбореальные диатомеи состояли преимущественно из широко распространенных пресноводных форм (разрез 3).

В бореальное время произошло существенное улучшение природных условий. На юге по долинам рек в лесотундру левобережья Хеты — Хатанги единично проникали ель, древовидная береза, кедровый стланик² (разрез 9, 8600 ± 70 лет назад; ГИН-665; разрез 7, 8800 ± 130 лет назад, ГИН-820). Содержание холодноводных диатомей падало до 7%. На севере, в верховьях р. Б. Балахня (разрез 12, 8310 ± 70 лет назад; ГИН-774) и близ оз. Таймыр (разрез 15, 8220 ± 120 лет назад; ГИН-1198), кустарниковая тундра перемежалась с редколесьем, где наряду с ольховником росла лиственница и, возможно, единичные экземпляры ели. Холодноводные диатомеи в разрезе 15, близ оз. Таймыр, составляли не более 11% общего числа видов.

На исследованной территории отсутствуют находки пыльцы в осадках первой половины атлантического периода. В то же время по всему региону часты находки пней и стволов лиственницы [Сулержицкий, 1976]: разрезы 19 и 22 в бассейне р. Захарова Рассоха (7510 ± 120 лет назад, ГИН-1475А; 6180 ± 150 лет назад, ГИН-1328), разрез 31 в бассейне р. М. Балахня (5470 ± 120 лет назад, ГИН-1314). Растительность второй половины атлантического периода была близка к описанной выше для бореального

¹ Основой подразделения голоцена служит схема Н. А. Маринко-ва [1977].

² Анализы Р. Е. Гитерман.

времени. Возможно, ель заходила на левобережье Хатанги, принимая участие в составе редкостойных лиственничников на западе и юге исследованного района. На западе, в районе истоков р. Новая, в урочище Ары-Мас, в состав древостоя входила береза [Культина и др., 1974; Белорукова, Украинцева, 1980].

Суббореальный период ознаменовался началом обратной миграции лесотундры. Лиственница и ольховник, а на западе, вероятно, и береза постепенно отступали к югу, к долине Хеты—Хатанги. Общее похолодание в середине этого периода привело к дальнейшему сокращению ареала лиственницы, сохранившейся лишь по долинам рек (разрез 41, 3790 ± 50 лет назад, ГИН-1154), и увеличению площадей, занятых кустарниками. Флора диатомей в суббореальных отложениях у истоков р. Ладоннах содержит уже до 20% холодноводных форм.

В начале субатлантического периода лиственница еще встречалась по р. Боганида (разрез 7, 1865 ± 40 лет назад, ГИН-820; разрез 43, 1860 ± 40 лет назад, ГИН-817), а позже, к концу периода, лишь в пределах ее современного ареала — близ поселка Хатанга (разрез 45, 980 ± 30 лет назад, ГИН-927).

Самое раннее и самое северное местонахождение остатков древесины лиственницы отмечено на западном побережье оз. Таймыр (разрез 6, 8850 ± 250 лет назад). Кора древовидной березы достоверно обнаружена всего в двух местах — близ устья р. Боганида (разрез 9, 8600 ± 70 лет назад) и в ее верховьях, близ оз. Лабаз (разрез 14, 8250 ± 100 лет назад).

Из всех древесных пород наибольшую мобильность в течение голоцена обнаружила лиственница, заходившая в бореальное время в пределы современной арктической тундры (разрез 15), то есть примерно на 200 км севернее ее современного местообитания. Древовидная береза (*Betula pubescens?*), судя по находкам ее макроостатков в долине р. Боганида в отложениях бореального времени, проникала в современную кустарниковую тундру (разрезы 14 и 9). Амплитуда продвижения к северу, по сравнению с современной северной границей ее ареала, оценивается примерно в 100 км. Максимальное продвижение к северу ольховника (около 200 км) в бореальное время фиксируется находками его макроостатков на западном побережье оз. Таймыр (разрез 6). Самое северное местонахождение кустарниковой березки (разрез 3) отмечено для предбореального времени на пределе ее современного распространения. Наконец, ветки кустарниковой ивы (разрез 26), датированные второй половиной атлантического времени, обнаружены в границах современной арктической пустыни, где сейчас даже побеги ив в виде «рассады» чрезвычайно редки.

Анализ видового состава ископаемых микро- и макроостатков растений выявил их принадлежность к бореальным, аркто-альпийским, гипоарктическим и арктическим видам (см. текст ниже и рис. 2А) ¹. Наибольшую во времени мобильность обнаружили бореальные и арктические виды, наименьшую — гипоарктические и аркто-альпийские (рис. 2Б |

¹ Текст приводимы ниже, и рисунок составлены при участии М. С. Бошняк с использованием изданий «Флора СССР» — т. V, IX, XVII: «Арктическая флора» — т. V, VI, VII: «Флора северо-востока Европейской части СССР», с. 1. 4; О. В. Ребровская «Флора востока Большеземельской тундры»

II, III, IV). Распределение географических элементов в составе экологических групп представлено на рисунке 2Б, I—IV.

Экологические группы и географические виды в составе голоценовых флор Таймыра.

I. Бореальные виды (24):

североевропейский — 1: *Betula pana* L.;

евро-азиатские — 9: *Picea obovata* L., *Pinus silvestris* L., *Salix cinerea* L., *Salix polaris* Wahlb., *Coronaria flos-cuculi* (L.) A. Br., *Ranunculus sceleratus* L., *Rubus saxatilis* L., *Saxifraga officinalis* L., *Valeriana officinalis* L.;

евро-сибирские — 2: *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Viola palustris* L.;

сибирские — 2: *Alnaster fruticosa* (Rupr.) L., *Salix reptans* Rupr.;

восточноазиатские — 3: *Lloydia serotina* (L.) Reichb., *Oxytropis nigrescens* (Pall.) Fisch., *Sparganium hyperboreum* Laest.;

восточно-североазиатские — 3: *Pinus pumila* (Pall.) Rgl., *Larix dahurica* Turcz., *Betula exilis* Sukacz.;

циркумполярные — 3: *Salix reticulata* L., *Myriophyllum spicatum* L., *Rubus arcticus* L.;

азиатско-американские — 1: *Potentilla emarginata* Pursh.

II. Гипоарктические виды (8):

сибирский — 1: *Cerastium maximum* L.;

азиатско-американский — 1: *Ledum palustre* L.;

циркумполярные — 6: *Lycopodium annotinum* L., *Lycopodium clavatum* L., *Lycopodium complanatum* L., *Lycopodium pungens* La Pyl., *Lycopodium selago* L., *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

III. Аркто-альпийские виды (17):

евро-азиатские — 3: *Draba cinerea* Adam (L.), *Silene paucifolia* L., *Senecio resedifolius* Less.;

азиатские — 2: *Arabis septentrionalis* (N. Busch.) A. Tolm., *Poa arctica* R. Br.;

циркумполярные — 11: *Draba alpina* L., *Dryas octopetala* L., *Empetrum nigrum* L., *Lycopodium alpinum* L., *Polygonum viviparum* L., *Sagina nivalis* (Lindb.) Fries, *Saxifraga hieracifolia* Waldst. et Kit., *Saxifraga oppositifolia* L., *Thalictrum alpinum* L., *Vaccinium vitis-idaea* L., *Valeriana capitata* Pall.;

аркто-альпийский — 1: *Lycopodium appressum* (Desv.) V. Petrov.

IV. Арктические виды (11):

евро-азиатский — 1: *Draba glacialis* Adam;

сибирский — 1: *Minuartia macrocarpa* (Pursh) Ostenf.;

восточноазиатские — 3: *Papaver lapponicum* (Tolm.) Nordh., *Papaver pulminatum* Tolm., *Stellaria ciliatosepala* Trautv.;

азиатский — 1: *Rumex arcticus* Trautv.;

сибирско-американский — 1: *Ranunculus sabinii* R. Br.;

восточноазиатский-североамериканский — 1: *Papaver radicum* Röttb.;

арктический — 1: *Minuartia arctica* (Stev.) Aschers. et Graebn.

циркумполярные — 2: *Androsace trifoliata* Adam, *Ranunculus hyperboreus* Röttb.

Предбореальное время ознаменовалось проникновением бореальных североевропейских, евро-азиатских, евро-сибирских, сибирских, восточно-азиатских, азиатско-американских и циркумполярных видов. Среди гипоарктических, помимо циркумполярных видов, появились сибирские. Внутри аркто-альпийских доминировали циркумполярные виды с равной примесью сибирских и азиатских.

В бореальное время возросла доля участия евро-азиатских, восточно-азиатских и восточно-североазиатских бореальных видов в составе некото-



Рис. 2. Соотношение основных экологических и географических групп в голоценовых флорах Таймыра в предбореальное (ПБ), бореальное (БО), атлантическое (АТ), суббореальное (СБ), субатлантическое (СА) время

A — экологические группы: I — бореальные виды (включая гюларктические), II — гипоарктические, III — арктоальпийские, IV — арктические виды; Б — географические элементы в экологических группах: I — северо-европейские виды, 2 — евроазиатские виды, 3 — евросибирские виды, 4 — сибирские виды, 5 — азиатские виды, 6 — восточноазиатские виды, 7 — восточно-североазиатские виды, 8 — азиатско-американские виды, 9 — сибирско-американские виды, 10 — восточноазиатские — североамериканские виды, 11 — арктические виды, 12 — циркумполярные виды

рого сокращения североазиатских, евро-сибирских, сибирских и азиатско-американских видов. В пределах сократившихся гипоарктических видов сибирские сменились азиатско-американскими, а внутри арктоальпийских — евро-азиатскими. Наибольшие изменения произошли как в объеме, так и в составе арктических видов. Вместо восточноазиатских доминантов и наряду с ними появились в рав-

ных долях евро-азиатские, восточноазиатские, сибирско-американские, арктические и циркумполярные виды.

Атлантический период характеризовался сокращением бореальных видов возрастающей роли гипоарктических и аркто-альпийских. В составе бореальной группы исчезли североазиатские и сибирские виды, сократились восточноазиатские, но увеличилось содержание евро-сибирских, азиатско-американских и значительно — циркумполярных. Гипоарктические виды принадлежали только циркумполярным. Наибольшие перемены отмечены в арктической и аркто-альпийской группах. Среди арктоальпийцев вновь появились сибирские и азиатско-американские виды. В составе арктических форм произошла коренная перестройка: евро- и восточноазиатские виды уступили место сибирским, азиатским азиатско-американским, восточноазиатским-североамериканским.

Суббореальный и субатлантический периоды охарактеризованы исключительно скупо. Абсолютно доминируют бореальные виды (?), среди которых вначале преобладают сибирские и восточно-североазиатские, а в субатлантический период — только последние.

Сумма палеофитологических материалов, скорректированных радиоуглеродными датировками, выявила существенную перестройку голоценовых флор Таймыра, начиная с предбореального времени. Значительное улучшение климата началось в бореальную эпоху, когда в ныне безлесные тундры левобережья Хеты—Хатанги проникли лиственница, кедровый стланик, древовидная береза и, вероятно, ель. Амплитуда смещения их северных границ достигала сотен километров, при этом лиственница заходила на берега оз. Таймыр.

Анализ видового состава палеофлор обнаружил тенденцию постепенного увеличения во времени и пространстве доли участия азиатских, американских и циркумполярных видов. Подобные изменения установлены для севера Средне-Сибирского плоскогорья в плейстоцене и голоцене [Никольская, Пирумова, 1976; Бардеева и др., 1980]. Видимо, так проявлялась тенденция направленной дифференциации флор антропогена Средней Сибири.

Опыт изучения голоценовых флор Таймыра показал, что комплексное использование палеофитологических материалов, дополненных многочисленными радиоуглеродными определениями абсолютного возраста, дает надежные результаты. Их анализ не только может быть использован при палеогеографических реконструкциях, но, безусловно, должен способствовать выявлению «показательных видов» позднеплейстоценовых и голоценовых флор Средней Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Арктическая флора. Л.: Наука, 1966. Т. 5; 1971. Т. 6; 1975, Т. 7.
- Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность самого северного в мире лесного массива. Л.: Наука, 1978.
- Бардеева М. А., Исаева Л. Л., Андреева С. М., Кинд Н. В. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
- Белорусова Ж. М., Украинцева В. В. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена бассейна р. Новой на Таймыре. — Ботан. журн., 1980, т. 65, № 3.
- Культкина В. В., Ловелиус Н. В., Костюкович В. В. Палинологическое и геохронологическое исследование голоценовых отложений в бассейне р. Новой на Таймыре. — Ботан. журн., 1974, т. 59, № 9.
- Никольская М. В. Палеоботаническая характеристика позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Таймыра. — В кн.: Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980.
- Никольская М. В., Пирумова Л. Г. Холодные и теплые эпохи плейстоцена и голоцена севера Средней Сибири: (По результатам палеофитологических исследований). — В кн.: III Совещание по ритмам в природных явлениях. Л.: 1976.
- Никольская М. В., Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Черкасова М. Н. Геохронология и палеофитологические характеристики голоцена Таймыра. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
- Ребристая О. В. Флора востока Большеземельской тундры. Л.: Наука, 1977.
- Сулержицкий Л. Д. Радиоуглеродный метод и динамика распространения голоценовых лесов в тундровой зоне. — В кн.: История биосферы СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Холтинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Флора СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 5; 1939. Т. 6; 1947. Т. 7.
- Флора северо-востока Европейской части СССР. — Ботан. журн., 1976. Т. 61, № 2, 3, 1977. Т. 4.

**О РАЗВИТИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СССР В ГОЛОЦЕНЕ**

В настоящей статье рассматриваются материалы по голоценовой истории растительности четырех районов Тихоокеанского побережья: Чукотки, Западной Камчатки, Нижнего Приамурья и района шельфа Татарского пролива. Районы изучены неравноценно: наибольшее количество пыльцевых данных получено для территории Чукотки и Нижнего Приамурья. В общей сложности методом спорово-пыльцевого анализа изучено 48 разрезов голоценовых отложений. Абсолютные датировки получены в Лаборатории новейших отложений Географического факультета Московского государственного университета.

Чукотка. Палинологически исследованы разрезы из четырех районов: о. Айон, залив Креста, район м. Дионисия, долина р. Майн. Анализ пыльцевых данных показывает, что в начале голоцена происходило разрушение тундрово-степных ценозов, господствовавших в конце позднего плейстоцена. Доминирующим типом растительности стали тундры. О растительности предбореального периода можно судить лишь на основании палинологических данных, полученных для разреза 5—7-метровой террасы у м. Дионисия, нижняя часть которой датирована по C^{14} 9900 ± 500 лет назад (МГУ-478). Ранее развивалась растительность заболоченной кустарниковой тундры с березкой тощей и ольховником; кедровый стланник полностью отсутствовал. В наземном покрове отмечались лишь верескоцветные кустарнички и сфагновые мхи.

В первой половине бореального периода в районе м. Дионисия продолжала господствовать кустарниковая тундра, однако ее флористический состав несколько обогатился по сравнению с предыдущим периодом. Появление в небольшом количестве пыльцы кедрового стланника свидетельствует о приближении границы его ареала; увеличилось разнообразие травянистых растений. Климатические условия стали менее суровыми.

Во второй половине бореального периода (8470 ± 140 лет назад — МГУ 601; 8200 ± 100 лет назад — МГУ-342) климатические условия существенно улучшились. В спорово-пыльцевых спектрах появляется пыльца древесных пород (лиственницы, березы секции *Albae*, ольхи), отражающая продвижение лесной растительности в ныне безлесные тундровые районы.

Резкой границы между бореальным и атлантическим периодами, по нашим палинологическим данным, не намечается. Как во вторую половину бореального периода, так и в течение атлантического периода (7700 ± 320 лет назад — МГУ-394; 7010 ± 160 — МГУ-320; 6920 ± 110 — МГУ-596; 6120 ± 110 — МГУ-596; 6120 ± 220 — МГУ-398; 6000 ± 50 — МГУ-513; 5900 ± 110 лет назад — МГУ-393), в районе Чукотки древесная растительность играла существенную роль.

Намечаются некоторые различия в растительном покрове прибрежно-морских и континентальных районов. В самых северных прибрежных районах (о. Айон) господствовали кустарниковые тундры (ериковые, из ольховника и, возможно, кедрового стланника), существовали также участки разреженной древесной растительности с высокоствольной

березой и ольхой. Древесные породы — береза, ольха, лиственница проникали в район залива Креста. Еще южнее (м. Дионисия) наряду с кустарниковыми тундрами распространялись разреженные леса и лесотундры. Это были преимущественно лиственничные редколесья с примесью древовидных березы и ольхи. В подлеске этих редколесий росли кедровый стланик, береза Миддендорфа, ольховник и ивы. Вместе с древесными породами в приморские районы Чукотки проникали некоторые лесные виды плаунов и селлагинелл, встречаемые ныне значительно южнее. Травянистый покров отличался здесь богатым видовым разнообразием.

Еще более благоприятные условия для развития растительности складывались в континентальных районах (долина р. Майн). Основные лесообразующие породы — лиственница, высокоствольная береза и ольха — образовывали сомкнутые сообщества. Если в настоящее время в долине Майна распространены интразональные разреженные лиственничники, то в оптимальных условиях атлантического периода здесь развивались лиственничные леса, которые выходили на плакорные территории. Значительные площади занимали березово-ольховые леса. О продвижении лесотундры в более северные районы и проникновение древесных пород на территорию Чукотки в оптимум голоцена писали многие исследователи [Нейштадт, 1957; Гитерман и др., 1968; Петров, 1966; и др.]. Темнохвойные породы, вероятно, на Чукотку в течение голоцена не проникали. По единично встречаемым зернам пыльцы ели в некоторых разрезах можно предполагать о продвижении границы ареала ели в северо-восточном направлении.

В конце атлантического периода и в начале суббореального отмечается похолодание (4900 ± 100 лет назад — МГУ-353; 4530 ± 100 — МГУ-460; 4200 ± 120 — МГУ-455; 4180 ± 100 — МГУ-403; 4000 ± 100 — МГУ-454; 3780 ± 110 — МГУ-465; 3150 ± 80 лет назад — МГУ-402). Оно привело к следующим изменениям в растительном покрове. В северных приморских районах кустарниковые тундры голоценового оптимума с березкой тощей и ольховником сменились травянисто-кустарниковыми и моховыми тундрами, которые господствуют здесь и до настоящего времени. Южнее (район м. Дионисия) лиственничные редколесья деградировали, уступив место кустарниковым тундрам. Вначале в них господствовали береза Миддендорфа, ольховник и кедровый стланик, а затем стали преобладать заросли кедрового стланика. В дальнейшем произошло еще большее обеднение флористического состава: распространилась травянисто-кустарничковая тундра с незначительной примесью кустарников. В континентальных районах Чукотки (долина р. Майн) суббореальное похолодание способствовало разрушению лесных ценозов, на месте которых распространились кустарниковые тундры с кедровым стлаником, берзой и ольховником. Улучшение климатических условий в суббореальном периоде (4200 ± 120 лет назад — МГУ-455; 4180 ± 100 — МГУ-403; 4000 ± 100 — МГУ-454; 3780 ± 110 лет назад — МГУ-465) способствовало распространению здесь лесов с высокой редкостью лиственничных березы и ольхи.

В течение субатлантического периода (2230 ± 20 лет назад — МГУ-523; 2500 ± 70 — МГУ-493; 1470 ± 125 — МГУ-496; 1400 ± 125

МГУ-598; 1290 ± 200 — МГУ-583) не отмечается существенных изменений. В районе м. Дионисия вновь развивается кустарниковая тундра с зарослями ольховника, а также участки травянисто-кустарничковых и моховых тундр. В континентальных районах вначале господствует кустарниковая тундра с ольховником и березкой, а затем — лиственничные редколесья с обильными зарослями кедрового стланика. Во вторую половину субатлантического периода устанавливаются растительные группировки, близкие современным.

Западная Камчатка. Голоценовые осадки представлены преимущественно лагунными отложениями и торфяниками. Изучено несколько разрезов в районе пос. Утка, Митога, Ича. Наши данные в целом подтверждают более полные материалы Н. А. Хотинского [1977]. При ухудшении климатических условий увеличивалось количество кустарников, расширялись тундры, а при улучшении — распространялись древесные породы, преимущественно береза и ольха.

В начале бореального периода (9460 ± 220 лет назад — МГУ-ИОАН-187) были развиты травянисто-кустарничковые тундры и болота. Во вторую половину бореального времени (8370 ± 150 лет назад — МГУ-ИОАН-188) господствовали кустарниковые тундры с березкой и ольховником. В это время здесь появились древесные породы — высокоствольные березы и, главным образом, ольха.

В атлантическом периоде (7290 ± 70 лет назад — МГУ-140; 7330 ± 150 лет назад — МГУ-139) расширились березово-ольховые леса. В суббореальное время (4610 ± 140 лет назад — МГУ-149) вначале преобладали кустарниковые тундры, а затем — лиственничные и березово-ольховые леса.

Нижнее Приамурье. Наиболее полно голоценовые отложения изучены в районах Нижнего Приамурья, от Хабаровска до Сахалинского залива [Сохина и др., 1978]. Развитие растительности Нижнего Приамурья в голоцене происходило неодинаково в различных частях территории. Фактический материал позволяет выделить четыре района, каждый из которых отмечен некоторыми провинциальными особенностями: южный (Среднеамурская впадина, долина Амура от Хабаровска до с. Нижнетамбовское), переходный (долина Амура от с. Нижнетамбовское до с. Мариинское), северо-восточный (Нижнеамурская впадина, приустьевая часть долины Амура), водораздельный.

Растительность эпохи позднеплейстоценового похолодания в Нижнем Приамурье отличалась от таковой на п-ве Чукотка. Здесь отсутствовали тундрово-степные ценозы из-за достаточно высокой влажности. На юге Приамурья господствовала холодная лесостепь, на севере — лесотундра.

Уже в начале голоцена (предбореальный и первая половина бореального периода: 9200 ± 120 лет назад — МГУ-484 и 9200 ± 100 лет назад — МГУ-225) территорию начинают завоевывать лесные формации. Однако в северо-восточном и водораздельном районе еще доминируют редколесья и разреженные леса (лиственничные, мелколиственные), заросли кустарничковых видов берез и ольхи, заболоченные пространства. В переходном районе в это время развиваются хвойные леса на склонах гор, березовые и еловые леса, болота. В южном районе в середине бореального

периода появляются единичные широколиственные породы в составе березово-ольховых лесов.

Вторая половина бореального периода связана с проникновением широколиственных пород в лесные сообщества всех четырех районов. Однако своего максимального развития они еще не достигли. Особенно ясно это проявилось в северо-восточном районе. Здесь в опорном разрезе у с. Власьево (Охотское побережье, зал. Счастья), где детально проанализирована четырехметровая торфяная залежь, накапливавшаяся в течение почти всего голоцена, отмечены лишь единичные зерна широколиственных пород. В южных районах внедрение широколиственных пород в конце бореального периода проиходило интенсивнее, расширились площади кедрово-широколиственных лесов.

В течение атлантического периода (6900 ± 260 лет назад — МГУ-410; 5600 ± 200 лет назад — МГУ-317) участие широколиственных пород в составе растительности увеличивается. В южном районе распространяются кедрово-широколиственные леса, где встречались граб сердцелистный, орех манчжурский, дуб зубчатый и монгольский, липа амурская, ильм, бархат амурский, сирень, виноград амурский, аралиевые и др. Для переходного района были характерны хвойно-широколиственные леса с участием берез. В северо-восточном и водораздельном районах развивались темнохвойные леса с примесью широколиственных пород.

Во вторую половину атлантического периода в южных районах широколиственные леса занимали еще немалые площади наряду с березовыми лесами. Однако состав пород широколиственного леса стал менее разнообразным: появились участки моnodоминантных дубовых лесов (фаза дуба монгольского, по М. И. Нейштадту [1957]).

При переходе от атлантического к суббореальному периоду (4800 ± 100 лет назад — МГУ-225) в северо-восточном и водораздельном районах произошло выпадение широколиственных пород, расширение хвойных и особенно темнохвойных лесов. Последующее потепление в суббореальном периоде (3700 ± 90 лет назад — МГУ-301; 3580 ± 100 — МГУ-483; 3550 ± 110 — МГУ-413; 3050 ± 110 лет назад — МГУ-412) вызвало новую экспансию широколиственных пород. Она была менее интенсивной, чем во вторую половину бореального и в атлантический период. На юге господствовали березовые и дубовые леса, в северо-восточном и водораздельном районах — темнохвойные леса с небольшой примесью широколиственных пород; отмечается появление восковницы. Наличие последней, а также существенное увеличение темнохвойных массивов — свидетельство увеличения влажности климата, что хорошо согласуется с данными Н. А. Хотинского [1977].

В течение субатлантического времени (2490 ± 100 лет назад — МГУ-299; 2150 ± 100 — МГУ-318; 1420 ± 90 — МГУ-300; 450 ± 150 лет назад — МГУ-298) вновь сократилось количество широколиственных пород. В северо-восточном районе господствовали лиственничные леса с кедровым этанчиком. Здесь же встречались участки темнохвойных и мелколиственных лесов с участием широколиственных пород, дубами. В южных районах были развиты березовые и кедровые леса с примесью широколиственных пород, пихтаво-ельзовые и лиственнично-ельзовые.

Идель Татарского пролива. Породы, найденные в кедрово-широколи-

чены при изучении колоннок прибрежно-морских отложений Татарского пролива от зал. Чихачева до м. Песчаный, отобранных вибропоршневой трубкой сотрудниками Лаборатории новейших отложений МГУ. Сопоставление этих данных с палинологическими материалами по морскому голоцену Приморья [Караулова и др., 1973], а также по голоцену Нижнего Приамурья позволило провести корреляцию континентальных отложений с прибрежно-морскими.

В предбореальное время на побережье Татарского пролива развивались березовые редколесья, ерниковые заросли, заболоченные пространства. В первой половине бореального периода климатические условия были еще неблагоприятными, однако происходило их постепенное улучшение. Для растительности этого времени наряду с редколесьями характерны уже мелколиственные леса с примесью лиственницы и ели. Нарастание влажности во вторую половину бореального периода в горных районах Сихотэ-Алиня привело к очень широкому распространению там темнохвойной тайги (преимущественно еловых лесов с примесью пихты и кедра) и появлению в нижних поясах гор единичных широколиственных пород (дуб, ильм).

В конце бореального и в начале атлантического времени (7950 ± 280 лет назад — МГУ-534) пояс темнохвойных лесов несколько сужается и увеличиваются площади, занятые березово-ольховыми лесами с участками широколиственных лесов из граба, ореха, дуба и вяза, что отражает оптимальные условия голоцена. На границе атлантического и суббореального периодов наблюдается увеличение ерниковых зарослей в горах. В суббореальный период происходит нарастание влажности, появляется восклицательная, распространяются елово-пихтовые леса, а также березовые леса с небольшой примесью широколиственных пород. Ерниковые заросли вновь увеличиваются при переходе к субатлантическому периоду. Для субатлантического времени еще характерны участки темнохвойных лесов, но шире развиваются березовые леса с единичной примесью широколиственных пород.

Наряду с существенным сходством пыльцевой стратиграфии голоценовых отложений района Татарского пролива и Нижнего Приамурья, отмечаются некоторые различия. Так, в прибрежно-морских отложениях Татарского пролива в целом встречается меньше пыльцы кедра корейского, больше пыльцы ели, что свидетельствует о большем распространении в горных районах еловой тайги. Чаще встречается пыльца, продуцируемая ерниковыми зарослями, что связано со снижением подгольцового пояса в эпохи относительных похолоданий. Здесь же меньше, чем в южных районах Нижнего Приамурья, встречается пыльца широколиственных пород. Отмечено мало пыльцы лиственницы, которая, как правило, плохо сохраняется вообще, а в морских отложениях в особенности. Однако, следует предполагать значительное участие лиственницы в сложении растительных сообществ.

Подводя итог, можно прийти к следующим выводам. Предбореальный период и первая половина бореального периода отличались неблагоприятными климатическими условиями для развития лесной растительности. Вторая половина бореального периода отмечена существенным улучшением климата, вызвавшим проникновение широколиственных

пород в районы Приамурья, распространение лиственницы и мелколиственных пород на Западной Камчатке и Чукотском полуострове. Конец бореального и преимущественно первая половина атлантического периода является климатическим оптимумом голоцена для рассматриваемых районов. К этому времени относится максимальное развитие широколиственных лесов в южных районах и продвижение широколиственных пород в северные районы Приамурья, наибольшее распространение лесов на Западной Камчатке, а также развитие разреженных лесов на Чукотском полуострове. В первой половине суббореального периода фиксируется похолодание, вызвавшее сокращение лесной растительности. Потепление и увеличение влажности климата во второй половине суббореального периода определило расширение темнохвойных лесов в Нижнем Приамурье и Сихотэ-Алине, лиственничных и березовых лесов на Камчатке, лиственничных редколесий на Чукотке.

ЛИТЕРАТУРА

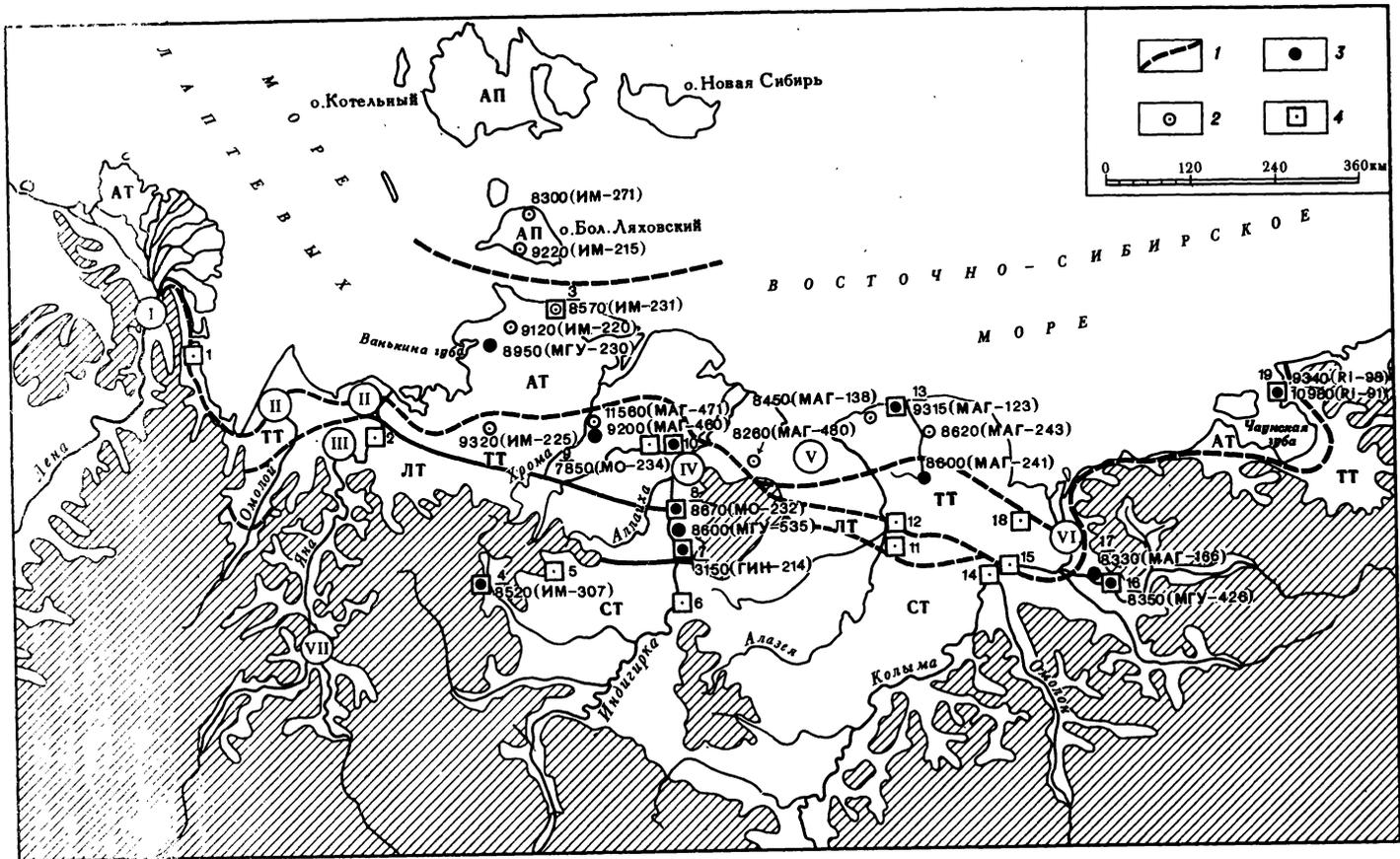
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1968, вып. 177.
- Карацлова Л. П., Короткий А. М., Царько Е. И. Морской голоцен Приморья. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 155.
- Сохина Э. Н., Боярская Т. Д., Окладников А. П. и др. Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1978.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука; 1977.

Т. Н. КАПЛИНА, А. В. ЛОЖКИН

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПРИМОРСКИХ ИЗМЕННОСТЕЙ ЯКУТИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Полученные в последние годы новые палинологические материалы и серии радиоуглеродных датировок позволяют существенно дополнить и уточнить представления о развитии растительного покрова Приморских изменностей Якутии в конце позднего плейстоцена и в голоцене. В настоящей статье использованы также ранее опубликованные палинологические материалы Т. Д. Боярской [Боярская, Каплина, 1979], Р. Е. Гитерман [1963, 1972; Лаврушин и др., 1963; Путеводитель..., 1979], Г. Г. Карташовой [Бискэ, 1960; Хотинский и др., 1971; Плахт и др., 1976], А. М. Лисун [Гравис, 1978], Т. П. Прохоровой [Ложкин и др., 1975], Н. О. Рыбаковой [1972; Каплина, Рыбакова, 1978; Каплина и др., 1980а], А. И. Томской [1975], Г. Н. Шиловой [Каплина и др., 1980б] и М. Е. Вошляко по Чауской губе, прилегающей к Приморским изменностям Якутии с востока [Вейнбергс и др., 1976].

Радиоуглеродные даты получены в основном в лаборатории Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР (лабораторный метод МАГ), а также в лабораториях Института геохимии и аналитической химии



1 — границы современных растительных зон и подзон, обозначенных буквами: АП — арктические пустыни, АТ — арктические тундры, ТТ — типичные (южные) тундры, ЛТ — предтундровые лиственничные редколесья (лесотундры), СТ — северотаежные лиственничные редкостойные леса. Схематизировано по карте «Растительность СССР в Физико-географическом атласе мира [1964]; 2 — датированные по C^{14} макроостатки древесины; 3 — то же, макроостатки высокоствольной березы; 4 — опорные спорово-пыльцевые диаграммы с датировками по C^{14} (номера точек указаны на карте и в тексте).

Римскими цифрами указаны районы изучения субфоссильных спорово-пыльцевых спектров: I, III, IV и VI — по Г. М. Саввиновой [1975], II и V — по Г. Г. Карташовой [1973], VII — по А. П. Васьяковскому [1957]. Косой штриховкой выделены территории высотой более 200 м

АН СССР (Мо), Института мерзлотоведения СО АН СССР (ИМ), географического факультета Московского государственного университета (МГУ).

При реконструкции растительности голоцена использованы данные по субрецентным спектрам Приморских низменностей и прилегающей к ним с юга территории, опубликованные А. П. Васьяковским [1957], М. П. Гричук и др. [1975], Г. Г. Карташовой [1973] и Г. М. Саввиновой [1975].

В настоящее время на материковой части Приморских низменностей Якутии с юга на север сменяются лиственничные северотаежные редкостойные леса, предтундровые лиственничные редколесья (лесотундра), типичные и арктические тундры. Острова Новосибирского архипелага заняты арктическими пустынями (рис. 1).

Представлены субфоссильные спорово-пыльцевые спектры из различных районов Приморских низменностей (см. рис. 1): низовий Лены (I), низовий Яны и Омолоя (II), района пос. Кулар (III), низовий Индигирки (IV), долин рек Сундрун и Б. Хомус-Юрях (V), низовий Колымы (VI). Для сравнения приведены некоторые характерные спектры лиственничных лесов Северо-Востока СССР (VII).

В спорово-пыльцевых спектрах поверхностных проб, отобранных в различных пунктах Приморских низменностей, за исключением Колымской низменности, постоянно присутствуют единичные пыльцевые зерна ели и сосны лесной, по-видимому, заносного происхождения, так как обе эти породы в настоящее время здесь не произрастают. На этом основании мы полагаем, что единичные зерна ели и сосны, встречающиеся в спектрах плейстоценовых и голоценовых отложений, также не могут являться доказательством участия этих пород в составе древней растительности. Достаточно часто встречаются единичные пыльцевые зерна лиственницы, но в спектрах лиственничных лесов количество пыльцы лиственницы, как правило, значительно выше и достигает 15—20% спектра¹. Выявляются определенные трудности в диагностике пыльцы берез: в низовьях Яны и Омолоя Г. Г. Карташова выделила в спектрах от 10 до 30% пыльцы древовидных берез, в то время как Г. М. Саввинова в смежном Куларском районе — лишь пыльцу березки тощей. По-видимому, такие же разногласия нельзя исключить и при анализе спектров плейстоценовых и голоценовых отложений.

¹ Здесь и далее приводятся содержимые пыльцы отдельных зон в процентах от общего числа недеятельных микрозерен.

В спектрах тундровой зоны постоянно присутствует пыльца ольховника, даже за несколько десятков, а иногда и за сотни километров от северной границы его распространения. Однако содержание пыльцы ольховника, даже в районах его произрастания, составляет обычно 5—8%, лишь иногда достигая 20%. Состав пыльцы трав и кустарничков достаточно богат; в южной части тундры обычно преобладает пыльца верескоцветных, на побережье Ледовитого океана и на арктических островах доминирует пыльца злаков. Повсеместно наблюдается небольшое количество пыльцы полыней, повышенным ее содержанием отличается лишь проба, взятая в низовьях Лены на вершине горы, на участке каменистой тундры. Среди спор неизменно господствуют споры зеленых мхов; роль сфагновых мхов весьма незначительна.

Описанные особенности субфоссильных спектров, отражающих растительный покров тундры с некоторыми искажениями, должны учитываться при интерпретации ископаемых спектров.

Конец позднего плейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры, полученные Р. Е. Гитерман [Путеводитель..., 1979] и Т. П. Прохоровой (неопубликованные данные) в низовьях Колымы из отложений Аleshинской террасы (см. рис. 1, точка 14) и Халлерчинской тундры (точка 18), датированных возрастом 14 000—15 000 лет назад, свидетельствует о том, что в это время Приморские низменности Якутии, включая современную зону северной тайги, были заняты арктической тундрой. В спектрах отсутствует не только пыльца деревьев, но и кустарников, преобладает пыльца трав и зеленых мхов. Аналогичные спектры, характеризующиеся чрезвычайно высоким содержанием пыльцы трав (злаковые и разнотравье) и практически полным отсутствием пыльцы деревьев и кустарников, установлены в отложениях известного захоронения мамонтов на р. Берелёх (нижнее течение Индигирки, точка 10), получивших датировки 13 700—12 200 лет назад [Ложкин, 1976, 1977].

Первая волна потепления в конце плейстоцена датируется в Северной Якутии в $11\ 870 \pm 60$ (МАГ=117) и $11\ 830 \pm 110$ лет назад (ЛУ=147). Этим датам, полученным по древесине из разреза Берелёхского захоронения мамонтов, соответствуют спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность южной тундры и лесотундры [Ложкин, 1976, 1977]. Спорово-пыльцевые спектры лиственных лесов с ольховником, древесной и кустарниковой березами, соответствуют дате $11\ 700 \pm 900$ лет назад (МАГ=10), полученной для отложений I террасы р. Нонгоджа Вторая на южных склонах хр. Полоусный (точка 5). Для оз. Раутан в Чаунской губе (точка 19) имеется дата по стволу березы $10\ 980 \pm 450$ лет назад [Вейнбергс и др., 1976]. Находка древесины березы на о. Раутан, покрытом в настоящее время тундровой растительностью, свидетельствует о том, что климатические условия времени, соответствующего европейскому аллерёду, были на рассматриваемой территории благоприятнее современных.

Данных о растительном покрове Приморских низменностей в интервале 10 000—10 500 лет назад, соответствующем верхнему драсу, не имеется. *Предбореальный период (10 500—9500 лет назад)*¹. Палеоботаника

¹Периодизация голоцена дается по Н. А. Хотинскому [1977].

ческие данные, относящиеся к предбореальному периоду, пока немногочисленны. Датам $10\,260 \pm 155$ лет назад (МАГ=118) и $10\,440 \pm 100$ лет назад (МАГ=119), полученным из Берелёхского захоронения мамонтов, соответствуют спорово-пыльцевые спектры, близкие к субфоссильным, т. е. лесотундровым или южнотундровым. В то же время пыльцевой спектр из отложений I террасы р. Алазея (современная южная тундра, см. рис. 1, точка 12; рис. 2), датированных $10\,440 \pm 100$ лет назад (МАГ=173), содержит весьма малое количество пыльцы кустарников, принадлежащей исключительно березам из секции *Nanae*, и отражает, по-видимому, растительность более северного варианта тундры по сравнению с современной. Подобную картину мы наблюдаем и в долине р. М. Анюй (см. рис. 1, точка 16; рис. 3), где спектр, датированный 9650 ± 100 лет назад (МАГ=171), характеризуется ничтожным содержанием пыльцы кустарниковых берез, ольховника и ивы при значительном количестве пыльцы полыни, маревых и гвоздичных. Этот спектр отражает растительность тундрово-степного типа. Спектр с преобладанием пыльцы злаков и спор зеленых мхов, датированный 9800 ± 350 лет назад (МАГ=235), выявлен в осадках 7—8-метровой террасы в верховьях р. Б. Куропаточья.

Серия таких же спектров с преобладанием пыльцы трав получена из осадков аласов и речных террас, подстилающих датированные отложения бореального периода ([Каплина, Рыбакова, 1978], см. рис. 1, точка 12; [Каплина и др., 19806], см. рис. 1, точка 17). Можно думать, что эти спектры также отражают похолодание предбореального времени, соответствующее переславскому похолоданию в Европейской части СССР [Хотинский, 1977] и пит-игаркинскому похолоданию в Приенисейской Сибири [Кинд, 1974]. Судя по приведенным данным, это похолодание на рассматриваемой территории было достаточно глубоким, т. к. древесная и кустарниковая растительность практически исчезла даже в тех районах, где в настоящее время распространены редкостойные лиственные леса.

Бореальный период (9500—8000 лет назад). Этот временной интервал охарактеризован значительным количеством как палинологических, так и радиоуглеродных данных. Наиболее выразительны сведения о распределении древесных макроостатков с указанием их возраста по C^{14} (рис. 4). Значительное количество макроостатков принадлежит высокоствольной березе. Наиболее ранние остатки березы относятся ко времени 9350—9200 лет назад и найдены на р. Хрома и в устье р. Б. Куропаточья (см. рис. 1, точка 13), а также на о. Раутан (см. рис. 1, точка 19). Наиболее северное датированное местонахождение березы (8950 ± 100 лет назад, МГУ-230) относится к району Ванькиной губы (море Лаптевых) и расположено на 72° с. ш. (см. рис. 1; [Тараканов и др., 1976]). Целая серия дат по березе относится к интервалу 8700—7850 лет назад, причем часть из них получена в современной тундре. Можно полагать, что остатки березы, обнаруженные в аласных отложениях о. Большой Чиховский [Романовский, 1961] и о. Котельный [Котельский, 1979], также относятся к бореальному периоду.

Высокоствольная береза в настоящее время на территории Приуралья не произрастает; северная граница ее ареала

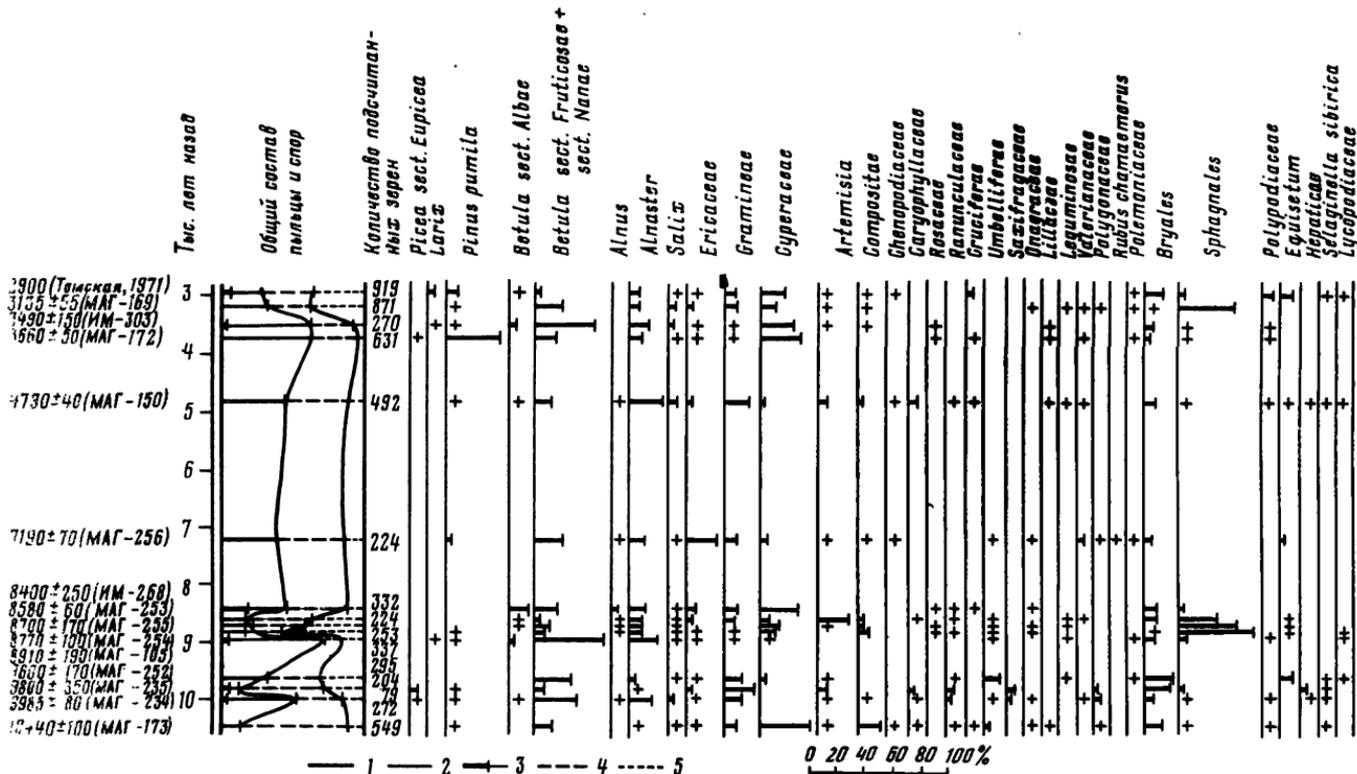


Рис. 2. Датированные по C^{14} спорово-пыльцевые спектры на территории современной типичной тундры

1 — пыльца деревьев; 2 — пыльца кустарников; 3 — сумма пыльцы деревьев и кустарников; 4 — пыльца трав; 5 — споры. Содержание пыльцы в спор отдельных таксонов дано в процентах от общего числа подсчитанных микрозерен. Крестиками показано содержание пыльцы в общей сумме пыльцы от 2%.

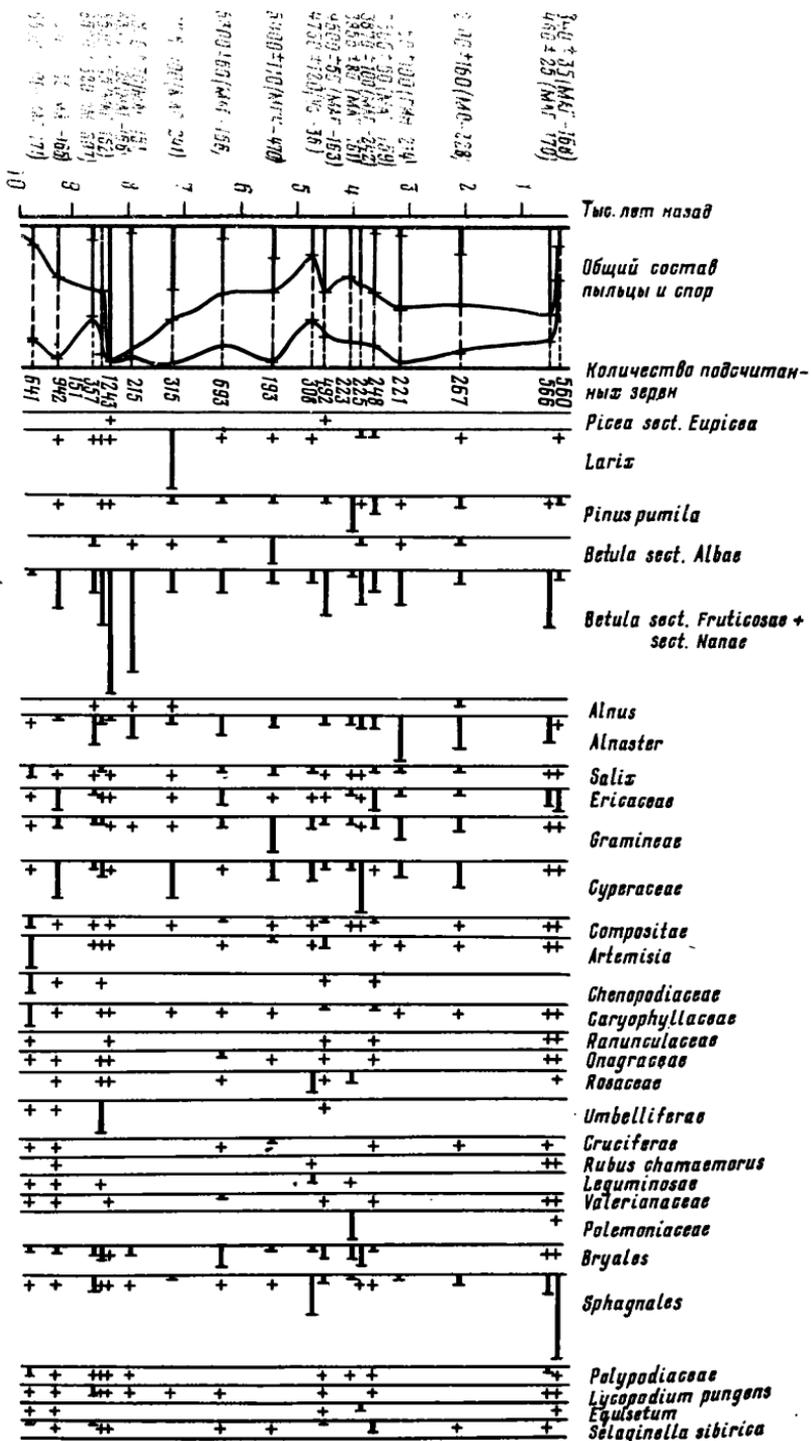


Рис. 3. Датированные по C^{14} спорово-пыльцевые спектры на территории современной северной тайги и тундры
 Основные обозначения см. рис. 2

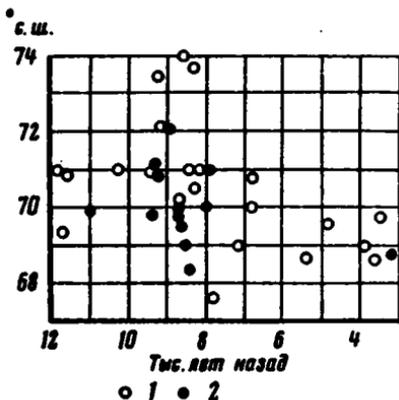


Рис. 4. Размещение датированных по C^{14} древесных макроостатков по времени и по широте

1, 2 — макроостатки: 1 — древесины, 2 — высокоствольной березы

в долинах рек Яна и Селенных проходит примерно по 68° с. ш. Находки остатков крупных берез на арктических островах свидетельствуют о смещении северной границы березы более чем на 600 км, т. е. о весьма значительном повышении температур вегетационного периода.

К бореальному периоду относится ряд радиоуглеродных датировок крупного ольховника в пределах современной арктической тундры (устье р. Б. Куропаточья, см. рис. 1, точка 13; о. Большой Ляховский [Костюкевич и др., 1977]). Остатки ольховника встречаются совместно с березой в голоценовых отложениях о. Котельный. Ольховник является характерным элементом редкостойных лиственничных лесов и лишь местами продвигается на север на 20—30 км далее лиственницы (долины рек Сундрун, Хомус-Юрях, Алазея). Тот факт, что макроостатков лиственницы в голоценовых отложениях арктического побережья Якутии и арктических островов не встречено, возможно, объясняется еще недостаточной изученностью ископаемых флор, но можно также предположить и перестройку ареалов, в результате которой береза продвигалась на север далее лиственницы и северная граница ареала ольховника значительно отодвинулась на север от границы ареала лиственницы.

Спорово-пыльцевые комплексы бореального периода отражены в диаграммах Ойгосского яра (см. рис. 1, точка 3; [Гравис, 1978]), разреза Шаманово на Индигирке (см. рис. 1, точка 8 [Каплина и др., 1980б]), I террасы в долине р. Алазея (см. рис. 1, точка 11 [Каплина, Рыбакова, 1978]), устья р. Б. Куропаточья (см. рис. 1, точка 13 [Ложкин и др., 1975]), аласов Дуванного яра на Колыме (см. рис. 1, точка 15 [Путеводитель..., 1979]), разреза Молотковского камня на р. М. Анюй (см. рис. 1, точка 16; [Гитерман, 1972]), Станчиковского яра на той же реке (см. рис. 1, точка 17 [Каплина и др., 1980а]) и о. Раутан в Чаунской губе (см. рис. 1, точка 19 [Вейнбергс и др., 1976]). Кроме того, имеются отдельные датированные спорово-пыльцевые спектры (см. рис. 2, 3, 5).

В спорово-пыльцевых спектрах бореального периода, относящихся к территории, ныне занятой северной тайгой и лесотундрой (см. рис. 3), доминирует пыльца деревьев и кустарников, причем особенно обильна пыльца кустарниковых берез. В спектрах территории современной арктической тундры (рис. 5) пыльца кустарниковых растений также доминирует, но основную ее массу составляет пыльца ольховника, образуя своеобразный «пик». Таким образом эта особенность спектров — обилию макроостатков ольховника в отложениях бореального периода на северных окраинах Приморских низменностей и на арктических островах.

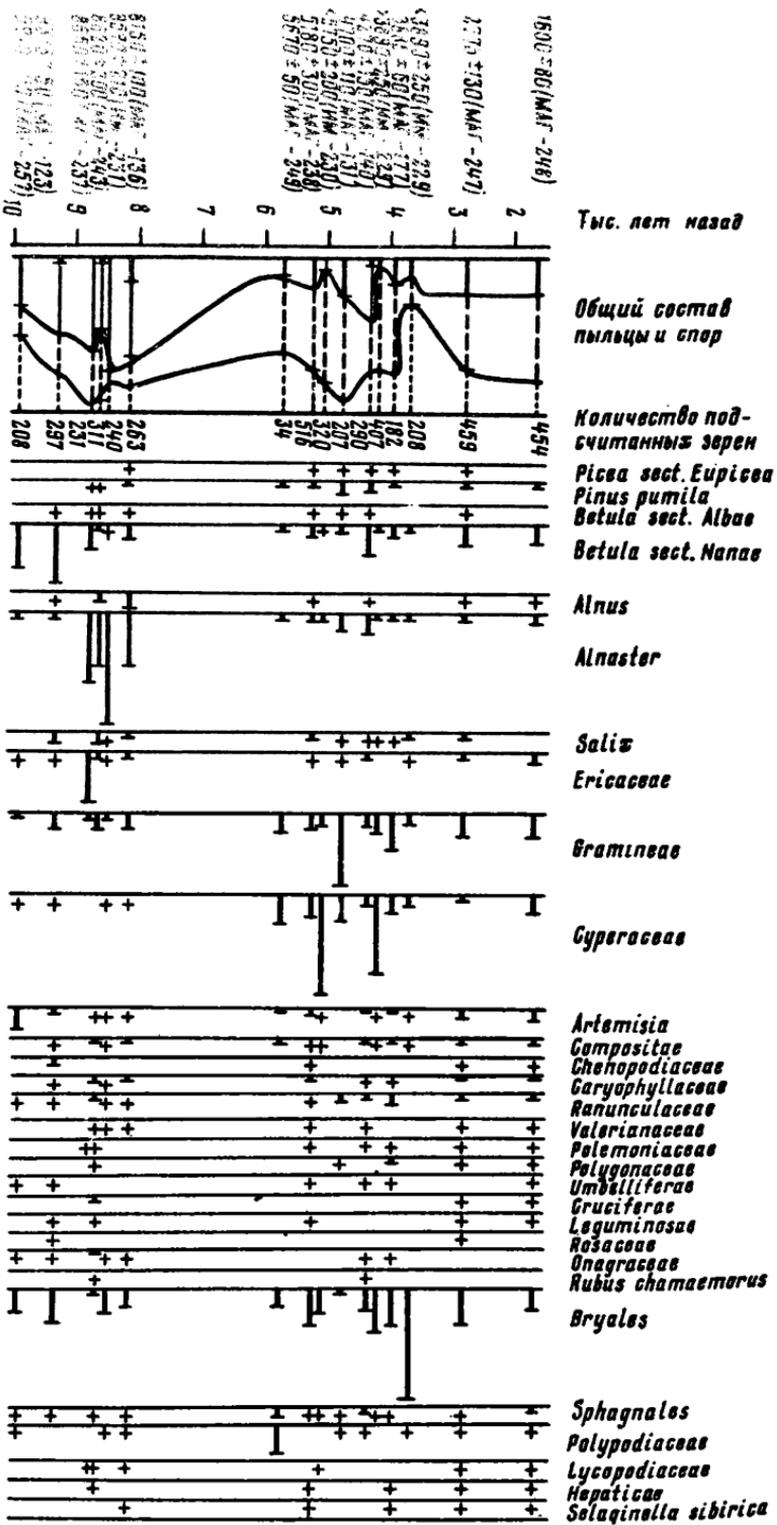


Рис. 5. Датированные по C^{14} спорыно-пыльцевые спектры на территории современной арктической тундры

Условные обозначения см. рис. 2

Продвижение на север высокоствольной березы, фиксируемое по ее макроостаткам, не нашло яркого отражения в спорово-пыльцевых спектрах, хотя в ряде пыльцевых диаграмм (в основном для южных частей низменностей) отмечается некоторое увеличение пыльцы древовидных берез. Такое увеличение выявлено, в частности, на диаграммах разрезов среднего течения р. Алазея (Молотковского камня и Станчиковского яра на р. М. Анюй). На этих диаграммах в осадках, относящихся к бореальному периоду, установлено содержание пыльцы берез из секции *Albae* до 20% от общей суммы микрозерен. По-видимому, отсутствие «пика» пыльцы древовидных берез на фоне «пика» пыльцы кустарниковых берез объясняется тем, что часть пыльцы древовидных берез была отнесена к кустарниковым формам. В целом бореальный период можно характеризовать как время существенного потепления и смещения растительных зон к северу.

Атлантический период (8000—5000 лет назад). Макроостатки высокоствольной березы в отложениях атлантического периода на территории Приморских низменностей Якутии не обнаружены, а древесные остатки лиственницы и ольховника отмечаются лишь значительно южнее, чем в бореальном периоде, там, где эти породы и сейчас являются обычными компонентами растительных сообществ.

Спорово-пыльцевых спектров с датировками атлантического интервала очень мало и они относятся, в основном, к северотаежной и лесотундровой зонам низменностей (рис. 3). Однако целый ряд спорово-пыльцевых диаграмм характеризует отложения, заключенные между слоями, формировавшимися в бореальное и суббореальное время, или залегающие выше осадков бореального периода. К ним относятся диаграммы Сыпного яра на Индигирке (см. рис. 1, точка 6 [Боярская, Каплина, 1979]), аласа на р. Берелёх (см. рис. 1, точка 10 [Лаврушин и др., 1963]), I террасы р. Алазея (см. рис. 1, точка 11 [Каплина, Рыбакова, 1978]), аласов Дуванного яра (см. рис. 1, точка 15 [Путеводитель..., 1979]), Молотковского камня (см. рис. 1, точка 16 [Гитерман, 1972]) и Станчиковского яра (см. рис. 1, точка 17 [Каплина и др., 1980а]) на р. М. Анюй, а также о. Раутан (см. рис. 1, точка 19 [Вейнбергс и др., 1976]).

Анализ этих спорово-пыльцевых диаграмм, а также отдельных датированных по C^{14} спорово-пыльцевых спектров показывает, что начало атлантического периода значительно теплее современности. Особенно выразительна в этом плане диаграмма торфяника Сыпной яр. Здесь несколько ниже отложений с радиоуглеродной датой 7175 ± 100 лет назад ($MA\Gamma = 141$) отмечаются спорово-пыльцевые спектры, содержащие пыльцу *Larix* в количестве до 40%, пыльцу *Picea sect. Euripicea* 2—5%, *Betula sect. Albae* — 6—13% и единичные зерна *Picea sect. Omorica* и *Betula sect. Costatae*. Эти спектры свидетельствуют, очевидно, о развитии светлохвойных лиственничных лесов с примесью ели сибирской и высокоствольной березы и дают основания полагать, что в начале атлантического периода северная граница арчда ели была продвинута по южным склонам хр. Полоусный, т. е. на 700—800 км севернее современной. Следует отметить, что максимальное содержание пыльцы ели (12%) отмечается в разрезе ниже приведенной датировки и, возможно, относится

еще к бореальному периоду. Вероятно, к этому же времени относятся и макроостатки ели, найденные Б. А. Тихомировым [1941] в дельте р. Лена (см. рис. 1, точка 1) в 250 км к востоку от ее современного ареала. К северу от хр. Полоусный в пыльцевых спектрах, относящихся к бореальному и началу атлантического периода, пыльца ели в столь значительных количествах, чтобы можно было предположить участие этой породы в лесах, не встречается.

Во второй половине атлантического периода древесная растительность отступает к югу, и ландшафтная зональность на территории северной Якутии принимает характер, близкий к современному. В спорово-пыльцевых диаграммах южной части низменностей (зоны северной тайги, лесотундры, типичной тундры) эти изменения ландшафтов отразились сравнительно слабо. В противоположность этому, смещение растительных зон к югу в конце атлантического периода чрезвычайно четко отразилось в палиноспектрах современной арктической тундры (см. рис. 5; [Ложкин и др., 1975; Гравис, 1978]). Прежде всего, в спектрах резко уменьшается содержание пыльцы и кустарников, а доминирует пыльца трав и споры зеленых мхов. Мы полагаем, что около 6000 лет назад растительность арктической тундры уже приобрела современный облик.

Суббореальный период (5000—2500 лет назад). Растительность суббореального периода на Приморских низменностях отражает следующие спорово-пыльцевые диаграммы: в южной, лесной и лесотундровой части низменностей — диаграмма аласного торфяника в районе пос. Казачье на р. Яна (см. рис. 1, точка 2 [Хотинский и др., 1971]), торфяника Сыпной яр на Индигирке (см. рис. 1, точка 6 [Боярская, Каплина, 1979]), поймы р. Б. Эрча на правом берегу Индигирки (см. рис. 1, точка 7 [Лаврушин и др., 1963]), двух аласов Дуванного яра на Колыме (см. рис. 1, точка 15 [Путеводитель..., 1979]); в подзоне южных тундр — диаграммы аласного торфяника (см. рис. 1, точка 11 [Каплина, Рыбакова, 1978]) и I надпойменной террасы (см. рис. 1, точка 12 [Боярская, Каплина, 1979]) в долине р. Алазеи; на территории арктических тундр — диаграмма аласа в районе устья р. Кондратьева на Ойгосском яре (см. рис. 1, точка 3; материалы А. М. Лисун) и аласа в районе устья р. Б. Куропаточья (см. рис. 1, точка 13 [Ложкин и др., 1975]). Кроме того, отдельные спорово-пыльцевые спектры, получившие суббореальные датировки по C^{14} , приведенные на рис. 2, 3 и 5.

Анализ этих материалов убеждает в том, что существенных отличий ландшафтной обстановки по сравнению с современной в суббореальном периоде не было. Растительный покров арктической тундры соответствовал современному: в спорово-пыльцевых спектрах резко преобладают пыльца трав и споры зеленых мхов. Спектры подзоны типичной тундры характеризуются существенной ролью пыльцы кустарничковых берез и ольховника. В зонах лесотундры и северной тайги на фоне обилия пыльцы кустарничковых берез и ольховника присутствует небольшое количество пыльцы лиственницы. Тем не менее, два факта свидетельствуют, по-видимому, об изменении место в суббореальном периоде некотором улучшении условий вегетационного периода. В северных частях р. Б. Эрча суббореальная датировка 3150 ± 100 лет назад (3111 ± 214) была получена по стволу высокостебельной березы, произрастающей

произрастает только на 150—170 км южнее. Во-вторых, на диаграмме аласного торфяника на р. Алазея немного ниже отложений, датированных 3490 ± 180 лет назад (ИМ-303), выявлен «пик» (15%) пыльцы берез секции *Albae* [Каплина, Рыбакова, 1978], что превышает общий фон, характерный для пыльцевых спектров современной тундры.

Интересная особенность спорово-пыльцевых спектров суббореального периода — обилие на востоке (Дуванный яр, Халлерчинская тундра, см. рис. 1, точка 15 и 18) пыльцы кедрового стланика, представленной в спектрах более ранних отрезков голоцена лишь единичными зёрнами (см. рис. 2, 3, 5). Вероятно, это связано с широким развитием кедрового стланика в примыкающих к низменности с востока горных системах в результате увеличения мощности снежного покрова.

Субатлантический период (последние 2500 лет) охарактеризован крайне ограниченным числом датированных спектров, которые дают основание предполагать, что этому периоду была свойственна ландшафтная зональность, аналогичная современной.

Итак, рассмотренные материалы показывают, что первое существенное позднелпестощеновое потепление на территории Северной Якутии произошло в аллерёде. В это время на территории Приморских низменностей расселилась древесная и кустарниковая растительность. Присутствие в районе Чаунской губы высокоствольной березы позволяет считать, что климатические условия были благоприятнее современных. Имеются свидетельства достаточно глубокого похолодания в конце предбореального периода, когда древесная и кустарниковая растительность на территории Приморских низменностей исчезла и сменилась тундровой. Устанавливается весьма значительное потепление бореального периода с оптимумом около 8500 лет назад, когда крупный ольховник и высокоствольная береза продвинулись до о. Котельный, т. е. северная граница ареала березы располагалась более чем на 600 км севернее современной. На южных окраинах низменностей в это время появилась ель сибирская (сейчас произрастает на 700 км южнее). Такая обстановка сохранялась и в начале атлантического периода (примерно до 6500 лет назад). Во второй половине атлантического периода произошло похолодание, и ландшафтная зональность приобрела современный облик. В дальнейшем существенных изменений ландшафтов не происходило, хотя, возможно, было потепление в суббореальном периоде (около 3500 лет назад), когда высокоствольная береза вновь несколько продвинулась к северу. Очевидно, климатический оптимум голоцена в Северной Якутии относится к бореальному и началу атлантического периодов; развитие ландшафтов этой территории в голоцене шло по «континентальному типу», выделенному Н. А. Хотинским [1977] для Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения озерно-аллювиальной равнины в низовьях р. Индигирки. — Геология и геофизика, 1960, № 8.
- Боярская Т. Д., Каплина Т. Н. Новые данные о развитии растительности северной Якутии в голоцене. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1979, № 5.
- Васьковский А. П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления

- четвертичной растительности. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, вып. 2.
- Вейнбергс И. Г., Воцилко М. Е., Стелле В. Я.* и др. Спорово-пыльцевые комплексы позднечетвертичных отложений и изменение климата и растительности района Чаунской губы. — В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976.
- Гитерман Р. Е.* Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их стратиграфическое значение. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 78.
- Гитерман Р. Е.* К палинологической характеристике каргинских отложений в нижнем течении р. Колымы. — В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.
- Гравис Г. Ф.* Цикличность термокарста на Приморской низменности в верхнем плейстоцене и голоцене. — In: Proc. Third Intern. Conf. Permafrost. Ottawa, 1978, vol. 1.
- Гричук М. П., Каревская И. А., Полосухина З. М., Тер-Григорян Е. В.* Палеоботаническое обоснование возрастной корреляции позднекайнозойских отложений в Индигиро-Колымском горном районе. Рук. депонир. ВИНТИ, № 2732-75 Деп, 1975.
- Каплина Т. Н., Лахтина О. В., Рыбакова Н. О.* История развития ландшафтов и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным: (На примере разреза Станчиковский яр на р. М. Анюй). — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980а.
- Каплина Т. Н., Рыбакова Н. О.* Новые данные о развитии растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5.
- Каплина Т. Н., Шилова Г. Н., Пирумова Л. Г.* Шамановский разрез позднеплейстоценовых и голоценовых отложений в долине Индигирки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980б, № 9.
- Карташова Г. Г.* Спорово-пыльцевые спектры современных отложений тундровой зоны Восточной Якутии. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1973, № 5.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Короткевич Е. С.* Полярные пустыни. Л.: Гидрометеонздат, 1972.
- Костюкевич В. В., Дегтярева Г. П., Иванов И. Е., Нестеренко С. А.* Радиоуглеродные данные лаборатории Института мерзлотоведения СО АН СССР: Сообщ. III. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Лаврушин Ю. А., Девириц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г.* Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28.
- Ложкин А. В.* Растительность западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: 1976.
- Ложкин А. В.* Условия обитания берелёхской популяции мамонтов. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1977, т. 72.
- Ложкин А. В., Прохорова Т. П., Парий В. П.* Радиоуглеродные датировки и палинологическая характеристика аласного комплекса Колымской низменности. — Докл. АН СССР, 1975, т. 234, № 6.
- Плахт И. Р., Карташова Г. Г., Смирнова Т. И.* Голоцен юго-восточного побережья моря Лаптевых. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1976, № 6.
- Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности»: XIV Тихоокеан. науч. конгр. тур XI. М., 1979.
- Романовский Н. П.* Эрозивно-термическое котловинное оледенение Гильмаркских низменностей Якутии и Новосибирских островов. Изв. Удмуртского государственного университета. М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Рыбакова Н. О.* Результаты палинологического изучения четвертичных отложений арктической Якутии. — В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1977.

- Саввинова Г. М.* Спорово-пыльцевые спектры современной тундры северо-востока Якутии. — В кн.: Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.
- Тараканов Л. В., Бирюков В. Ю., Новиков В. Н.* и др. Строение, условия и время формирования рыхлых отложений района Ванькиной губы моря Лаптевых. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.
- Тихомиров Б. А.* О лесной фазе в послеледниковой истории растительности Сибири и ее реликтах в современной тундре. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, вып. 1.
- Томская А. И.* Палинология голоцена Якутии. — В кн.: Палинологические материалы к стратиграфии осадочных отложений Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.
- Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.
- Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Хотинский Н. А., Каргашова Г. Г., Великоцкий А. М.* К истории растительности низовьев Яны в голоцене: (По данным пыльцевого анализа аласных отложений). — В кн.: Палинология голоцена. М.: 1971.

И. А. ЕГОРОВА

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ КАМЧАТКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Анализ накопившегося за последние годы обширного палинологического материала и результатов радиоуглеродного датирования позволяет осуществить реконструкцию истории развития растительности за последние 10 000 лет. Первые палинологические данные были получены М. И. Нейштадтом [1936; Нейштадт, Короткина, 1936] при изучении торфяников западных и юго-восточных районов полуострова и позднее приведены в его работе, посвященной истории лесов и палеогеографии СССР в голоцене [Нейштадт, 1957]. При этом возрастное расчленение торфяников было осуществлено ориентировочно на основании данных о приросте торфа.

О. А. Брайцевой было предпринято комплексное изучение трех торфяников спорово-пыльцевым, диатомовым и радиоуглеродным методами [Брайцева и др. 1973]. Оно позволило провести разделение голоцена Камчатки на ряд временных интервалов, отличающихся по характеру растительного покрова и климатическим условиям. Значительное потепление, соответствующее климатическому оптимуму, выявлено в конце борельного — начале атлантического периода. Около 6000 лет назад отмечено начало похолодания, к которому и была отнесена верхняя граница климатического оптимума.

Н. А. Хотинский провел детальное изучение торфяников центральной (болото Долинное и Кирганская тундра) и западной (Ичинский и Усть-Хайрюзовский разрезы) Камчатки с применением радиоуглеродного метода датирования, позволившее разрешить основные вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Камчатки [Хотинский, 1971, 1977; Хотинский, Шлюков, 1973]. По пыльцевым диаграммам выделены фазы развития растительности, соответствующих отдельным этапам голоцена. Переход от позднеледникового к послеледниковому установлен на рубеже 10 300 лет назад по сопоставлению с датированной пыльцевой

диаграммой оз. Ушковское [Шило др., 1967]. С этого времени началось послеледниковое потепление, вызвавшее переход от кустарниковой тундры к лесным формациям. Максимальное потепление включает бореальный и атлантический периоды. Это время было наиболее благоприятным для произрастания березовых и ольховых лесов. Во второй половине атлантического периода наблюдалось самое высокое положение границы леса в горах. Похолодание, проявившееся в снижении верхней границы леса и увеличении роли кустарниковых формаций, произошло в суббореальном периоде примерно 4400—5000 лет назад. С этого времени отмечается увеличение доли еловых лесов в растительном покрове Камчатки. В конце суббореального и субатлантического периодах хвойные леса из лиственницы и ели в центральной Камчатке достигли максимального распространения.

В последнее время широкое развитие на Камчатке получили тефрохронологические исследования в сочетании с радиоуглеродным методом датирования и палинологическими исследованиями [Брайцева и др., 1978а; 1979]. Проведенное автором настоящей статьи детальное палинологическое изучение так называемых почвенно-пирокластических чехлов, представляющих собой переслаивание горизонтов пеплов и погребенных ими почв и супесей, существенно дополнило имеющиеся представления о развитии растительности Камчатки в голоцене. Как показали наши исследования в районе вулканов Карымский и Малый Семячик, почвенно-пирокластические чехлы содержат пыльцу хорошей сохранности, а пыльцевые спектры отдельных горизонтов синхронны их образованию и отражают растительность периода накопления осадков.

Отдельные районы Камчатки имеют свои маркирующие горизонты пеплов. Так, в северной части Центральной камчатской депрессии маркирующими являются светлые пеплы вулкана Шивелуч, на восточном побережье — пеплы вулканов Карымский и Малый Семячик, на юге Камчатки — пемзовые горизонты, связанные с оз. Курильское [Брайцева и др., 1966] и т. д. Большой интерес представляют разрезы почвенно-пирокластических чехлов, расположенные на границе распространения пояса лесной и кустарниковой растительности. Пыльцевые спектры этих разрезов наиболее четко фиксируют миграцию растительных поясов, связанную с климатическими колебаниями.

В районе вулкана Малый Семячик изучены разрезы таких чехлов по профилю, пересекающему основные растительные пояса восточной Камчатки, от прибрежных лесов из каменной березы в районе Жупановской бухты, через пояс субальпийских кустарников до горных тундр подножий вулканов. Возраст чехлов 12 000—8000 лет назад, C^{14} даты фиксируют основные этапы голоцена. Результаты исследований показали, что в позднеледниковое и раннеголоценовое время (предбореальный и начало бореального периода) на изучаемой территории господствовали травянистые группировки, состоящие, в основном, из плаунов, папоротников, вересковых и злаков. Древесная растительность совсем отсутствовала, а кустарниковая была представлена небольшими кустками зрелой ольховой стланики и тв. В горах, в долине вулканов, ольховый стланик принимал несколько большее участие в растительном покрове.

В конце бореального периода и в первой половине атлантического повсеместное распространение получили кустарниковые формации из ольхового стланика. Березовые леса появились во второй половине атлантического периода, около 6000 лет назад, и достигли максимального развития к концу атлантического периода (5000 лет назад). Березовые леса того времени занимали более высокое положение в горах, чем в настоящее время. В конце атлантического периода в растительном покрове появился кедровый стланик. В суббореальное время 4000—4500 лет назад произошли новые изменения в растительном покрове. Березовые леса сократили свои площади и спустились ближе к берегу моря. Вновь получили развитие кустарниковые формации. В субатлантическое время березовые леса опять поднялись в горы, но не достигли максимального распространения, характерного для атлантического периода.

Такой характер развития растительности свойствен всей восточной вулканической зоне. Пыльцевые диаграммы датированных торфяников района г. Петропавловск, Узонской вулканической депрессии, юга Камчатки указывают на аналогичные изменения в растительном покрове.

В Центральной камчатской депрессии начато изучение датированных почвенно-пирокластических чехлов у южного подножья вулкана Толбачик [Брайцева и др., 19786]. Район исследования охватывает все высотные растительные пояса, включая и пояс распространения хвойных лесов. Предварительные данные подтверждают правильность выделения Н. А. Хотинским фаз истории растительности в долине р. Камчатка. Нашими исследованиями удалось уточнить некоторые рубежи климатических колебаний и время максимального распространения хвойных лесов. В бореальное время березовые леса еще не получили повсеместного распространения, а концентрировались в долине р. Камчатка. Предгорья, где в настоящее время располагается пояс березовых лесов, были заняты кустарниковыми формациями. Максимальное распространение березовых лесов, как и на всей Камчатке, наблюдается в конце атлантического периода. Ухудшение климата, начавшееся около 4500 лет назад, охватывает и начало субатлантического периода. В этот период массовое развитие получают заросли кедрового стланика и начинают расширять свои площади хвойные леса, в основном, из лиственницы. Еловые леса получили наибольшее развитие лишь в конце субатлантического периода.

Анализ палинологического материала с учетом радиоуглеродных датировок позволяет сделать вывод о неравномерности распространения древесной растительности на территории Камчатки в послеледниковое время. Отдельные районы имели свои провинциальные отличия.

Особый интерес представляет своеобразие развития растительности *восточной Камчатки*. В то время как на западе полуострова и в центральной депрессии переход от позднеледниковья к послеледниковью выразился в распространении лесных формаций, на восточном побережье до середины атлантического периода широко были распространены кустарниковые формации. Лесные формации появились только во второй половине атлантического периода и достигли максимального развития, как и на остальной территории, к 5000 лет назад.

Задержка в развитии лесной растительности восточной Камчатки могла быть связана с проявлениями вулканизма в конце верхнего плейстоцена, когда образовались кальдеры вулканов Крашенинникова, Малый Семячик, и оз. Карымское, малая кальдера Узонской депрессии. На юге образовались кальдеры вулканов Опал, Ксудач, Горелый [Мелекесцев и др., 1974]. Связанные с этими кальдерами пирокластические покровы распространились на десятки километров. Пирокластические потоки заполнили долины рек и уничтожили древесную растительность, которая могла здесь пережить суровые условия оледенения.

Активизация кислого вулканизма в начале голоцена также задержала развитие растительности. В Узонской депрессии в голоцене крупных извержений не было, и пыльцевые диаграммы свидетельствуют о возобновлении березовых лесов вскоре после 8000 лет назад. В Карымском вулканическом центре тогда же образовалась кальдера с извержением больших объемов пирокластики [Брайцева и др., 1979]. Березовые леса здесь возобновились лишь после 6000 лет назад. В Паужетской депрессии перед образованием пемзовых покровов (8000 лет назад), связанных с оз. Курильское [Брайцева и др., 1966], появилась береза, а после извержения она в этом районе возобновилась только в позднем голоцене.

Существенное влияние на эволюцию растительности в голоцене оказал кальдерообразующий вулканизм позднего плейстоцена — начала голоцена. Формирование стратовулканов особого влияния на растительность не оказывает, о чем свидетельствует однотипность пыльцевых диаграмм восточной Камчатки. Извержения стратовулканов частично уничтожают растительность в прилегающих к вулкану районах, после чего она быстро восстанавливается.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О. А., Краевая Т. С., Лупкина Е. Г. О возрасте молодых пемзовых отложений в районе Курильского озера. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г., Сулержицкий Л. Д. О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых торфяников Камчатки. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 4.
- Брайцева О. А., Егорова И. А., Несмачный И. А., Селянкин О. Б., Сулержицкий Л. Д. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана. — Бюл. вулканол. станций, 1978а, № 54.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. Возрастное расчленение голоценовых вулканических образований Толбачинского дола. — В кн.: Геологические и геофизические данные о большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978б.
- Брайцева О. А., Егорова И. А., Сулержицкий Л. Д. Тефрохронологические исследования вулкана Карымский. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н., Кожемяка Н. Н. Вулканические горы и равнины. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Нейштадт М. И. О палеогенных воцрезах, возникших в связи с оледенением торфяников Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. бот., 1936, т. 40, № 2.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

- Нейштадт М. И., Короткина М. Я. Торфяные болота юго-восточной Камчатки. — Тр. Центр. торфяной опытной станции, 1936, т. 1.
- Хотинский Н. А. Палинологические материалы к проблемам палеогеографии голоцена Тихоокеанской окраины СССР. — В кн.: Палинология голоцена. М.: 1971.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Хотинский Н. А., Шляков А. И. Радиоуглеродное датирование молодых торфяников западной Камчатки. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1973, № 2.
- Шило Н. А., Диков Н. Н., Ложкин А. В. Первые данные по стратиграфии палеолита Камчатки. — Тр. Сев.-Вост. компл. науч.-исслед. ин-та. М.; Л.: Наука, 1967, вып. 17.

О. Л. ЛИСС, Н. А. БЕРЕЗИНА

РАЗВИТИЕ БОЛОТООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Болота Западной Сибири — это голоценовые образования. Большинство исследователей определяет максимальный возраст болот Западно-Сибирской равнины в 9000—10 000 или 10 000—12 000 лет [Тюремнов, 1957; Нейштадт, 1967, 1977; Хотинский, 1977; и др.]. Развитие болотообразовательных процессов в начале голоцена вызвано глобальным переломом климатических условий: всеобщим потеплением, смягчением континентальности климата [Хотинский, 1977]. Н. В. Кинд [1969] оценивает возраст нижней границы голоцена в Сибири в 10 300 лет.

Зональные особенности развития болот центральной части Западно-Сибирской равнины в голоцене выявлены нами в результате сопоставления возраста торфяных отложений (по данным радиоуглеродного и спорово-пыльцевого анализов) болот средней и южной тайги и лесостепи [Лисс, Березина, Куликова, 1976; Лисс, Березина, 1978].

Предбореальный (10 300—9200 лет) возраст имеют придонные слои торфа только отдельных болот, которые возникли в наиболее глубоких депрессиях. Некоторые из них погребены под слоем минеральных отложений. Предбореальный возраст установлен для придонных слоев торфа болот, расположенных близ с. Большое Першино Тюменской области — 9280 ± 200 лет назад [Нейштадт, 1967], г. Александровское — 9200 ± 100 лет назад, с. Покур Томской области — 9200 ± 70 лет назад [Нейштадт, 1977], с. Комарище — 9000 ± 100 лет назад и с. Горно-Слинкино на Иртыше Тюменской области — 9900 ± 100 лет назад [Волков и др., 1973].

Наличие погребенных торфяников в пойменных отложениях — характерное явление для таежной зоны Западной Сибири. Примером может служить линза погребенного торфа протяженностью 50 м, исследованная нами у пос. Новый Тевриз Томской области (левобережная терраса р. Васюган). Слой погребенного торфа имеет максимальную мощность до 2,4 м. Он состоит из гипновой, осоковой, древесной, древесно-гипновой и древесно-осоковой разностей и сверху перекрыт 2-метровой толщей минеральных отложений. Кроме того, торф разделен минеральной прослойкой (0,3 м) на два слоя: верхний — мощностью до 0,6 м и нижний — 1,7 м. Подстилают торф темносизые суглинки. Абсолютный возраст

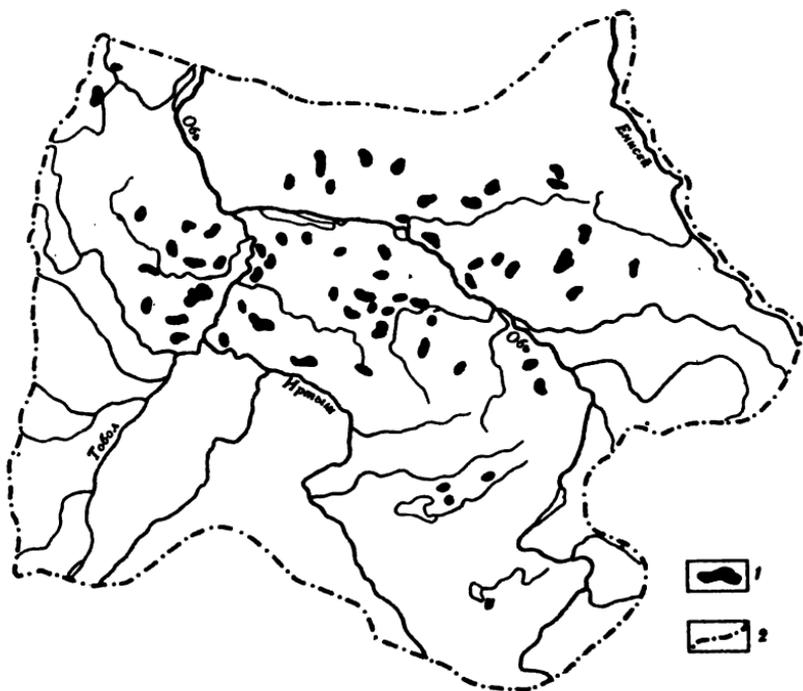


Рис. 1. Распространение болот в центральной части Западной Сибири в бореальном периоде

1 — евтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота; 2 — границы центральной части Западной Сибири

древесины ивы из нижнего слоя торфа с глубины 4,30—4,35 м от поверхности определен в 8400 ± 80 лет назад (ТА-1036 В)¹, абсолютный возраст торфа с той же глубины — 8300 ± 70 лет назад (ТА = 1036 А), т. е. базальная часть залежи сформировалась в бореальный период. Спорово-пыльцевой спектр самого придонного слоя сильно спрессованного торфа с глубины 4,55—4,60 м, проанализированный нами, отражает перигляциальный растительный комплекс и соответствует, вероятно, переходному этапу от позднеледниковья к послеледниковью.

В бореальном периоде, особенно в пределах современной таежной зоны, наблюдается усиление процессов заболачивания. Бореальный возраст, как правило, имеют придонные слои торфа многих глубоко-залежных (более 6 м) водораздельных болот таежной зоны Западной Сибири. Например, к началу бореального периода (9000 лет назад) относится возраст наиболее глубокой части залежи болота, расположенного на междуречье рек Вах и Ватинский Юган [Нейштадт, 1977]. В бореальном периоде интенсивность торфонакопления в подзонах средней и южной тайги была незначительной — около 0,2—0,4 мм/год.

¹ Абсолютный возраст образцов торфа определен Э. С. Ефимовым в Биогеохимической лаборатории Института зоологии и ботаники АН СССР (лаборатория индекса ТА).



Рис. 2. Распространение болот в центральной части Западной Сибири в атлантическом периоде

1—3 — типы болот: 1 — олиготрофные сфагновые, 2 — смешанные (олиготрофные, мезотрофные и евтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые), 3 — евтрофные (древесно-травяно-моховые, травяно-моховые, травяные); 4, 5 — границы: 4 — болотных зон, 5 — центральной части Западной Сибири; I—III — зоны: I — слабовыпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных и евтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых болот, III — плоских евтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных болот

Региональные особенности развития болот проявились в строении залежей этого времени. В подзоне средней тайги в бореальном периоде сформировались мелкозалежные (мощностью около 0,5—1,0 м) евтрофные, редко мезотрофные, болота (рис. 1). Залежь этих болот характеризовалась чередованием низинных и редко переходных древесных, осоковых, осоково-сфагновых и гипновых видов торфа со степенью разложения 40—50%. В подзоне южной тайги заболачивание повсюду начиналось с евтрофной стадии. Придонные слои залежи болот этих районов обычно образованы низинными торфами с высокой степенью разложения (30—50%).

В атлантическом периоде, характеризовавшемся оптимальными условиями тепла и увлажнения, происходило интенсивное распространение болот в горизонтальном направлении. Связанные с увлажнением и пониженными рельефа, первоначально изолированные, но близкие расположенные очаги заболачивания постепенно сливались между собой и превращались в единые болотные системы. Большинство болот в подзонах средней и южной тайги с мощностью залежи до 4—5 м имеют, как правило,



Рис. 3. Распространение болот в центральной части Западной Сибири в суббореальном периоде

1—5 — типы болот: 1 — олиготрофные сфагновые, 2 — смешанные (олиготрофные сфагновые, мезотрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые), 3 — евтрофные травяно-моховые, 4 — евтрофные с рядами, 5 — евтрофные травяные; 6—8 — границы: 6 — болотных зон, 7 — болотных подзон, 8 — центральной части Западной Сибири; I—IV — зоны: I — выпуклых олиготрофных сфагновых болот, I₁ — озерково-грядово-мочажинных болот, I₂ — грядово-мочажинных болот, II — выпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных и евтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых болот, III — плоских евтрофных травяно-моховых болот, IV — вогнутых евтрофных травяных болот

атлантический возраст. В это время болота в северной половине подзоны средней тайги вступают в олиготрофную стадию развития, а в южной ее половине — в мезотрофную. В то же время большинство болот южной тайги остается в евтрофной стадии развития (рис. 2). Если в подзонах средней и южной тайги атлантический период — время интенсивного формирования болотных систем, то южнее, в подзоне осиново-березовых лесов, этот период — лишь начало заболачивания.

В суббореальный период процесс заболачивания распространился на водораздельные равнины (рис. 3). Наиболее интенсивно ранее изолированные болотные массивы начали сливаться в сплошные болотные системы со второй половины суббореального периода. В суббореальный период в подзоне средней и южной тайги интенсивность заболачивания возросла до 0,9 мм/год. Процесс этот в середине суббореального периода, продолжавшийся в течение 800 лет [Холмский, 1957], достиг своего пика, к тому времени болота захватили большую часть водораздельных равнин

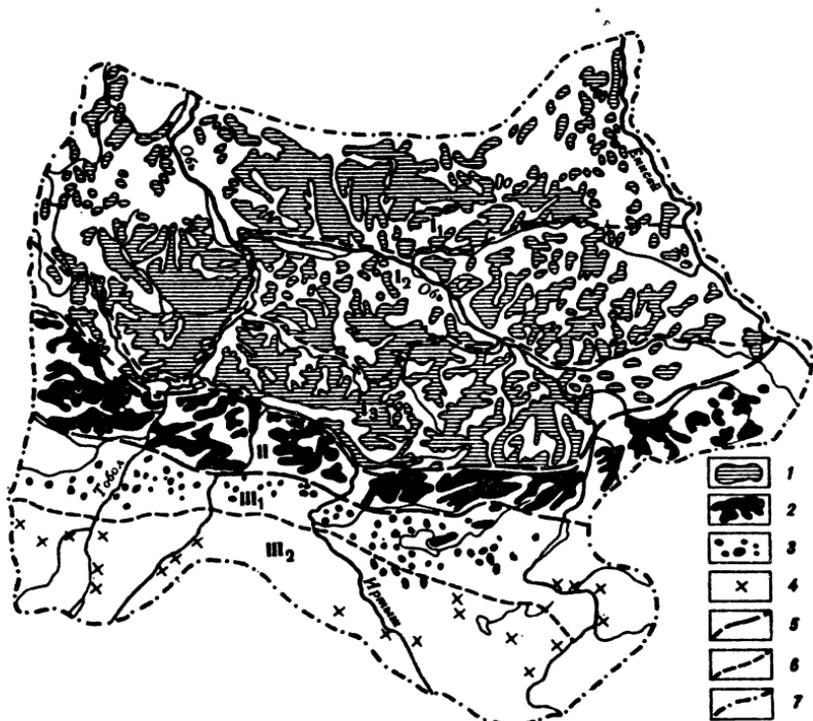


Рис. 4. Распространение болот в центральной части Западной Сибири в субатлантическом периоде

1—4 — типы болот: 1 — олиготрофные сфагновые, 2 — евтрофные травяно-моховые, 3 — евтрофные травяные с рядами, 4 — евтрофные травяные; 5—7 — границы: 5 — болотных зон, 6 — подзон, 7 — центральной части Западной Сибири; I—III — зоны и подзоны: I — выпуклых олиготрофных сфагновых болот, I₁ — озерково-грядово-мочажинных, I₂ — грядово-мочажинно-озерковых и грядово-мочажинных, I₃ — грядово-мочажинных, сосново-кустарничково-сфагновых, мезотрофных и евтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых болот, II — плоских евтрофных осоково-гипновых болот, III — вогнутых евтрофных травяных болот, III₁ — тростниково-осоковых болот с рядами, III₂ — тростниково-осоковых и засоленных болот

В результате этого их дальнейшее развитие стало в значительной степени независимым от климатических колебаний. В это время болота подзон средней и южной тайги вступили в олиготрофную стадию развития и началось образование торфа низкой степени разложения (10—15%) и высокой влажности (98—99%). Болота в полосе осиново-березовых лесов продолжали развиваться по евтрофному типу. Интересные результаты дают C¹⁴ датировки придонных слоев торфа лесостепной зоны. Травяные болота лесостепной зоны (займища), как правило, мелкозалежны. Займище с мощностью торфа 1,35 м имеет возраст 2140 ± 80 лет назад (ТА=587). Средняя скорость торфонакопления в займищах — 0,63 мм/год. Небольшая средняя глубина торфяной залежи в займищах обусловлена интенсивным разложением органики (степень разложения около 35%) в условиях высоких температур вегетационного периода и неравномерного или пересыхания. Возникновение выпуклых верховных болот (рямов) среди займищ началось в суббореальном периоде и

Рис. 5. Интенсивность торфонакопления в голоцене

А — северная половина средней тайги, Б — южная половина средней тайги, В — южная тайга, Г — лесостепь (рямы). По оси ординат отложен прирост торфа

продолжается до настоящего времени [Лисс, Березина, 1978]. Интенсивность торфонакопления в рямах очень высокая. Например, на Гуськовском ряме девятиметровая залежь верхового сфагнового торфа со степенью разложения 5—10% образовалась приблизительно за 3500 лет (согласно имеющейся датировке — 3580 ± 70 лет назад, $TA = 902$).

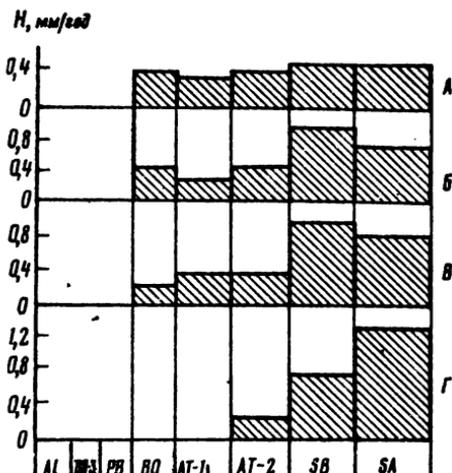
Высокая скорость торфонакопления связана с постоянно высокой влажностью залежи, обусловленной водоудерживающими свойствами сфагновых торфов.

В субатлантическом периоде интенсивность торфонакопления в таежной зоне оставалась достаточно высокой (рис. 4). Болота в подзоне южной тайги вступают в олиготрофную стадию развития. В подзоне осиново-березовых лесов на евтрофных осоково-гипновых болотах формируются олиготрофные рямы. В лесостепи также усиливаются тенденции к возникновению рямов.

В голоцене северной Евразии наиболее значительные климатические переломы отмечены на трех рубежах [Хотинский, 1977]: поздне-последледниковом (10 300 лет назад), бореально-атлантическом (8000 лет назад) и атлантико-суббореальном (4500 лет назад). Поздне-последледниковое изменение климата обусловило появление в Западной Сибири первых очагов заболачивания, бореально-атлантическое вызвало резкое усиление этого процесса (рис. 5), атлантико-суббореальное не оказало существенного влияния на состояние уже сформировавшейся огромной массы болот, хотя способствовало приросту торфа и распространению болот вширь.

В подзонах средней и южной тайги изменение в соотношении элементов теплового и водного балансов слабее сказывалось на состоянии уже сформировавшихся болот, чем в подзоне осиново-березовых лесов и в зоне лесостепи. Это нашло отражение в различной интенсивности торфонакопления в течение голоцена и в мощности торфяных отложений этих подзон.

Слой торфяной толщи, образовавшийся в подзонах средней и южной тайги, особенно в суббореальной и в субатлантической подзонах, характеризуется однообразным бореальным составом, высокой влажностью и высокой степенью разложения. Такая равномерность торфонакопления в течение длительного времени и монообразность его обусловлена



состава торфяной залежи возникли вопреки значительным колебаниям климатических и гидрологических условий, несомненно имевшим место во второй половине голоцена. Это объясняется гомеостатическим механизмом (гидрологическим и фитоценоотическим в своей основе), который свойствен крупным массивам.

Согласно прогнозам климатологов [Жуков, 1977], в ближайшие 50—60 лет в таежной зоне Западной Сибири сохраняются условия избыточного увлажнения. Поэтому в этих районах, несомненно, сохраняются интенсивные болотообразовательные процессы. В более южных мезоморфных и ксероморфных подзонах, где сильнее проявляется воздействие на болотообразовательные процессы изменений количества поступающих тепла и влаги, весьма вероятно чередование периодов подсыхания и вторичного заболачивания. Прошлые и будущие тенденции развития болот зональных типов центральной части Западно-Сибирской равнины следует учитывать при составлении планов освоения и использования торфяных ресурсов этой территории. Особенно осторожно следует планировать массовую мелиорацию болот лесостепной зоны, где она может явиться причиной вторичного засоления, понижения уровня грунтовых вод, обмеления рек, гибели лесов и лугов. В таежной зоне массовая мелиорация болот может отрицательно сказаться на теплообеспеченности территории. Поэтому, учитывая естественную тенденцию современной агрессивности заболачивания таежной зоны, необходимо найти и научно обосновать оптимальные пределы мелиорации заболоченных земель этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. А., Гуртовая Е. Е., Фирсов Л. В. и др. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкина на Иртыше. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.
- Жуков В. М. Климат и процесс болотообразования. — В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Кинд Н. В. Поздне- и послеледниковые Сибири: (Новые материалы по абсолютной хронологии). — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Лисс О. Л., Березина Н. А. Возраст и интенсивность торфонакопления в центральной части Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Генезис и динамика болот. М.: Изд-во МГУ, 1978, вып. 2.
- Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Т. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 6.
- Нейштадт М. И. Об абсолютном возрасте торфяных болот Западной Сибири. — Rev. roum. biol. Sér. bot. 1967, t. 12, N 2/3.
- Нейштадт М. И. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания. — В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Тюремнов С. Н. Возраст торфяных месторождений и история развития древесной растительности. — В кн.: Торфяные месторождения Западной Сибири. М. 1957.
- Хетинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977

С. С. САВИНА, Н. А. ХОТИНСКИЙ
ЗОНАЛЬНЫЙ МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛЕОКЛИМАТОВ ГОЛОЦЕНА

При реконструкции климата голоцена и плейстоцена, а также прогноза его дальнейшего развития видную роль призваны сыграть палеоботанические данные. К настоящему времени накоплен обширный материал по палинологии и хронологии голоцена. Обобщение этих материалов позволило реконструировать растительный покров на территории СССР в различные этапы голоцена и осуществить на этой основе палеоклиматические построения. При этом мы попытались наметить основанный на принципе актуализма зональный метод реконструкции палеоклимата голоцена. Сущность такого подхода состоит в следующем. Основным природным законом нашего времени и голоцена является закон широтной зональности, которому подчинено распределение растительности и почв на значительных пространствах Северной Евразии. Каждая современная зона, подзона, группа растительных формаций Северной Евразии характеризуется определенными климатическими показателями, соответствующими оптимальным и крайним условиям их существования.

Восстанавливая по палинологическим или иным палеоботаническим данным картину растительности СССР в различные этапы голоцена и выявляя в ней зональные аналоги современной растительности, можно перенести в прошлое соответствующие климатические показатели.

Современные климатические характеристики рассчитаны на основе климатических данных по широкой сети метеорологических станций СССР. Для характеристики тепловых условий произрастания растительности привлекались суммы температур воздуха выше 5° С ($t_1 > 5^\circ$)

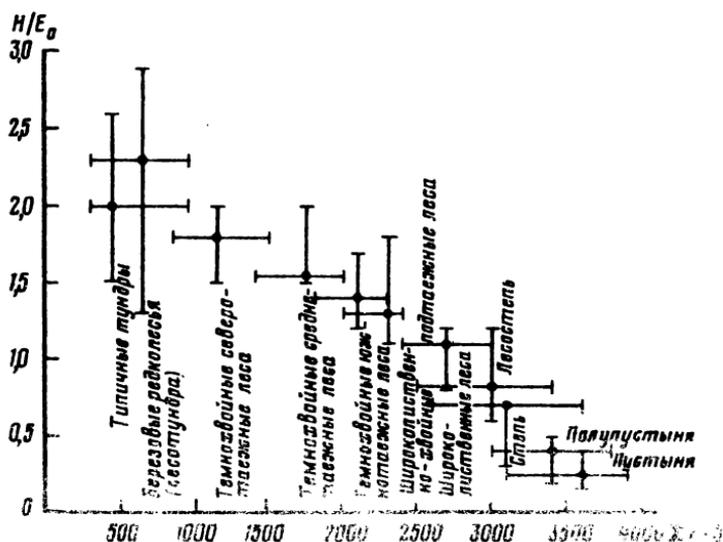


Рис. 1. Связь климатических показателей (коэффициента увеличения суммы температур выше 5°С) с современными зональными аналогами растительности.

Климатические характеристики растительных формаций на территории СССР

Группы формаций	Н, мм/год	T _I , °C	T _{VII} , °C	H/E ₀	Σt > 5°	Σt > 10°
1	2	3	4	5	6	7
<i>Восточная Европа</i>						
Типичная тундра	650	-8 -17	7	2,0	450	100
Березовые редколесья — лесотундра	700	-8 -16	9	2,3	650	300
Темнохвойные северотаежные леса	700	-11	12	1,8	1150	700
Сосновые северотаежные леса	700	-14	14	1,8	1150	900
Темнохвойные среднетаежные леса	750 650	-11 -15	16	1,6	1750	1350
Темнохвойные южнотаежные леса	750 650	-12 -15	17	1,4	2100	1700
Широколиственно-хвойные подтаежные леса	750 650	-8 -15	18	1,3	2300	1900
Широколиственные леса	650	-6	19	1,1	2700	2300
Лесостепь	625	-7	20	0,82	3000	2400
Степи	500	-5	22	0,7	3100	2800
Полупустыни	350	-14	24	0,4	3400	3100
Пустыни	250	-9	26	0,25	3600	3200
<i>Западная Сибирь</i>						
Арктическая тундра	350	-26	5	2,5	440	100
Типичная тундра	450	-28	8	2,2	500	150
Кустарниковая тундра	550	-27	12	1,8	540	200
Лиственничное редколесье — лесотундра	550	-28	13	1,8	1060	600
Лиственничные, елово-лиственничные северотаежные леса	550	-26	15	1,8	1340	1000
Сосновые северотаежные леса	550	-23	15	1,54	1450	1100
Лиственнично-елово-кедровые северотаежные леса	750	-23	15	1,8	1240	900
Елово-пихтово-кедровые среднетаежные леса	650	-22	17	1,6	1860	1500
Елово-кедрово-пихтовые южнотаежные леса	550	-20	17	1,3	2040	1700
Сосновые средне- и южнотаежные леса	550	-21	17	1,2	1940	1600
Подтаежные осиново-березовые леса	550	-18	17	0,9	2200	1900
Луговые степи и остепненные луга в сочетании с березовыми и осиновыми колками-лесостепь	450	-18	18	0,7	2420	2000
Степи	350	-17	21	0,5	2620	2300
Северные полупустыни	350	-16	22	0,3	2700	2400
Южные полупустыни	300	-15	21	0,3	3000	2700
Полярные пустыни	150	-14	24	0,14	3500	3200
Солякковые пустыни	150	-14	25	0,1	3900	3600

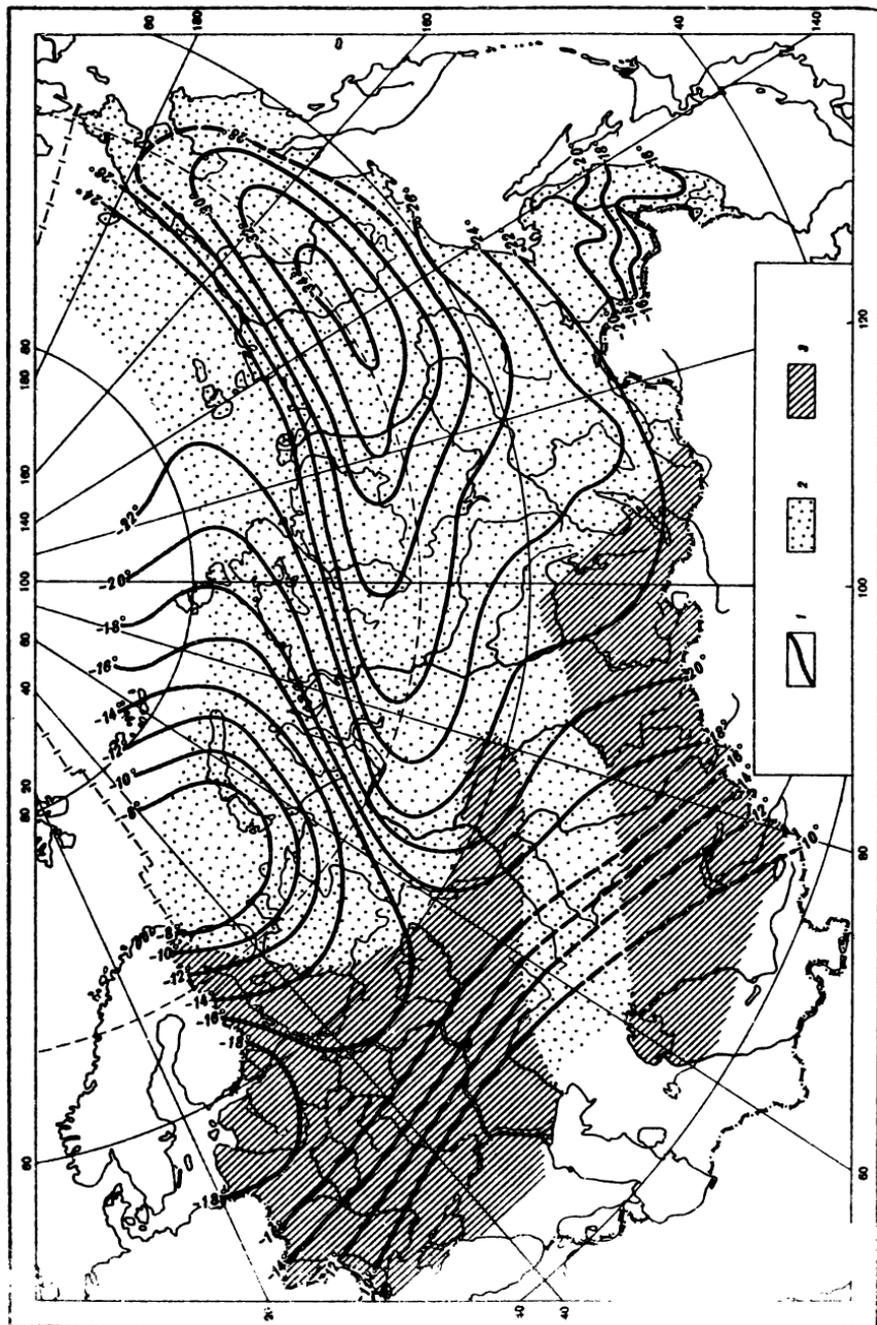
Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7
Саксаулы и кустарниковые пустыни на песках	150	-2	29	0,2	4250	4000
<i>Восточная Сибирь</i>						
Арктическая тундра	250	-36	4	1,3	540	180
Тундрная тундра	250	-36	6	1,1	580	230
Кустарниковая тундра	350	-37	12	1,2	660	300
Лиственничное редколесье — лесотундра		-31	10	1,2	740	390
Лиственничные северотаежные редкостойные леса	400	-40	15	1,04	1150	800
Лиственничные средне- и южнотаежные центральносибирские леса	500	-28	17	1,1	1600	1200
Сосновые и лиственнично-сосновые средне- и южнотаежные центральносибирские леса	450	-22	18	0,9	1800	1400
Лиственничные среднетаежные леса:						
мохово-травянисто кустарниковые	350	-31	16	0,84	1560	1300
то же, с сырными лугами	350	-40	17	0,74	1560	1100
то же, с остепненными лугами на аласах	250	-39	18	0,66	1640	1300
Горнотаежные темнохвойные уральские и южносибирские леса	750	-22	14	1,5	1800	1400
Горные среднетаежные лиственничные леса Забайкалья	450	-30	16	1,2	1400	1100
Лесостепь Забайкалья	400	-19	16	0,65	1600	1250
Пижмовые луговые степи южносибирские	300	-19	16	0,64	2220	1900
Широколиственно-хвойно-подтаежные леса		-25	17	1,0	2120	1800
Горнотаежные темнохвойные леса	750	-15	17	1,6	1860	1500
Дубовые леса	750	-18	19	1,1	2420	2100
Горные широколиственные леса	750	-19	19	1,2	2520	2200
Горные тундры	350	-38	12	1,2	640	280

Примечание: 1. Дробью показаны климатические характеристики, соответствующие западным (числитель) и восточным (знаменатель) районам распространения данной группы формаций; 2. T_I — средняя температура января, T_{VII} — средняя температура июля.

и 10°C ($e_1 > 10^\circ$), величины испаряемости (E_0), а также средние температуры воздуха января и июля. Условия увлажнения характеризовались коэффициентом увлажнения (H/F_0), равным величине отношения годовой суммы осадков (H) к годовой величине испаряемости (E_0). Испаряемость — это величина максимально возможного испарения при данных условиях влажности почвы, а данных условиях влажности воздуха. Также привлекались величины испарения (E).

Данные по осадкам, испаряемости и испарению взяты из атласа



мирового водного баланса [1974], температуры января и июля — из Климатического атласа СССР [1960]. Все климатические характеристики были увязаны с картой растительности СССР (масштаб 1:15 млн.) из Физико-географического атласа мира [1964]. Для этого вся территория СССР разделялась на квадраты размером $2^{\circ}30' \times 2^{\circ}30'$. В каждом квадрате определялась группа преобладающей растительной формации и соответствующая ей климатическая характеристика. Затем строились кривые распределения разных величин климатических характеристик, соответствующих определенной группе растительных формаций. Это позволило установить оптимальные (наибольшая повторяемость и крайние (наименьшая повторяемость) условия их произрастания. Результаты этих определений сведены в таблицу. В таблицу включены значения климатических характеристик, соответствующие только оптимальным условиям произрастания растительных формаций. Заметим также, что некоторые приведенные величины носят приближенный характер. Это относится, главным образом, к растительности горных районов Сибири, плохо оснащенных данными метеорологических наблюдений.

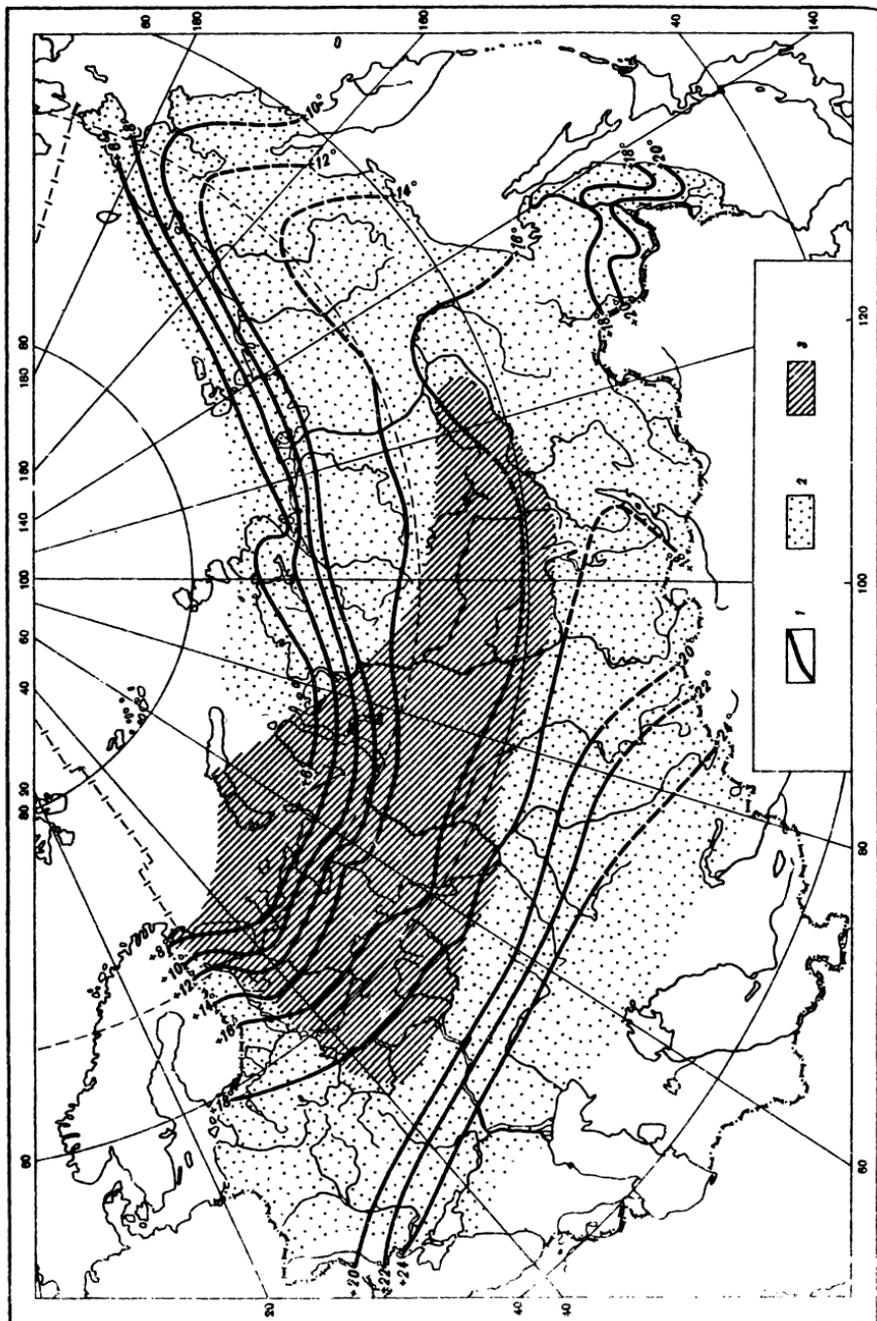
Зависимость между растительными формациями и климатическими условиями, характеризующимися суммами температур выше 5°C и величинами коэффициента увлажнения, наглядно отражена на примере равнинной территории Восточной Европы (рис. 1). Точки на графике соответствуют оптимальным условиям произрастания каждой формации, а отрезки прямых — возможному диапазону их пространственного распространения. Аналогичные построения выполнены для территории Западной и Восточной Сибири.

Для равнинных территорий СССР характерна известная закономерность, определяющая географическую зональность: уменьшение величин коэффициента увлажнения и, наоборот, рост испаряемости в направлении с севера на юг. На этом фоне наиболее показательны для определения условий развития растительности величины испарения. Испарение — это комплексная характеристика, зависящая от средних влагозапасов почвы (коэффициент увлажнения) и тепловых ресурсов (испаряемость). В северных районах СССР процесс испарения лимитируется недостатком тепла, а в южных — недостатком влаги. В «средней» полосе, где величины коэффициента увлажнения близки к 1,0 и свидетельствуют о достаточных влагозапасах почвы для бесперебойного снабжения растений влагой, взаимодействие факторов тепла и влаги сбалансировано. В таких условиях величины испарения достигают наибольших значений.

Привлечение к анализу карты продуктивности растительного покрова [Будыко, 1971], показало, что полоса с максимальными значениями испарения на территории СССР совпадает с полосой максимальных значений продуктивности, то есть отвечает оптимальным условиям его развития. Это подтверждается экспериментальными данными [Лавренко и др., 1955; Ходашова, 1966], согласно которым на территории Восточной Европы максимальная биологическая продуктивность определяется

Рис. 2. Карта-схема январских температур в бореальном периоде

изолинии январских температур, 1 — возможные величины испарения в бореальном периоде и современной эпохе, 2 — граница между зонами различия



по количеству биомассы наземной части растительного покрова и наземных позвоночных животных, соответствует широколиственным лесам и лесостепи (испарение 500—600 мм/год). В Западной Сибири к «оптимальной» полосе относятся подтаежные осиново-березовые леса (испарение 430 мм/год), а на юге Дальнего Востока — дубовые и широколиственно-хвойные подтаежные леса (испарение 500 мм/год).

На основе выявленных связей сделана попытка построить палеоботанические схемы для бореального периода голоцена (хроносрез около 8500 ± 300 лет назад). При реконструкции использована карта растительности бореального периода, подготовленная для Атласа-монографии «Палеогеография территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене». Эта карта отражает один из первых этапов формирования зональной структуры ландшафтов СССР. К этому времени в основном завершился процесс распада гиперзонального [по Величко, 1973] растительного комплекса позднего плейстоцена и произошла консолидация основных растительных зон: тундровой, лесной и степной.

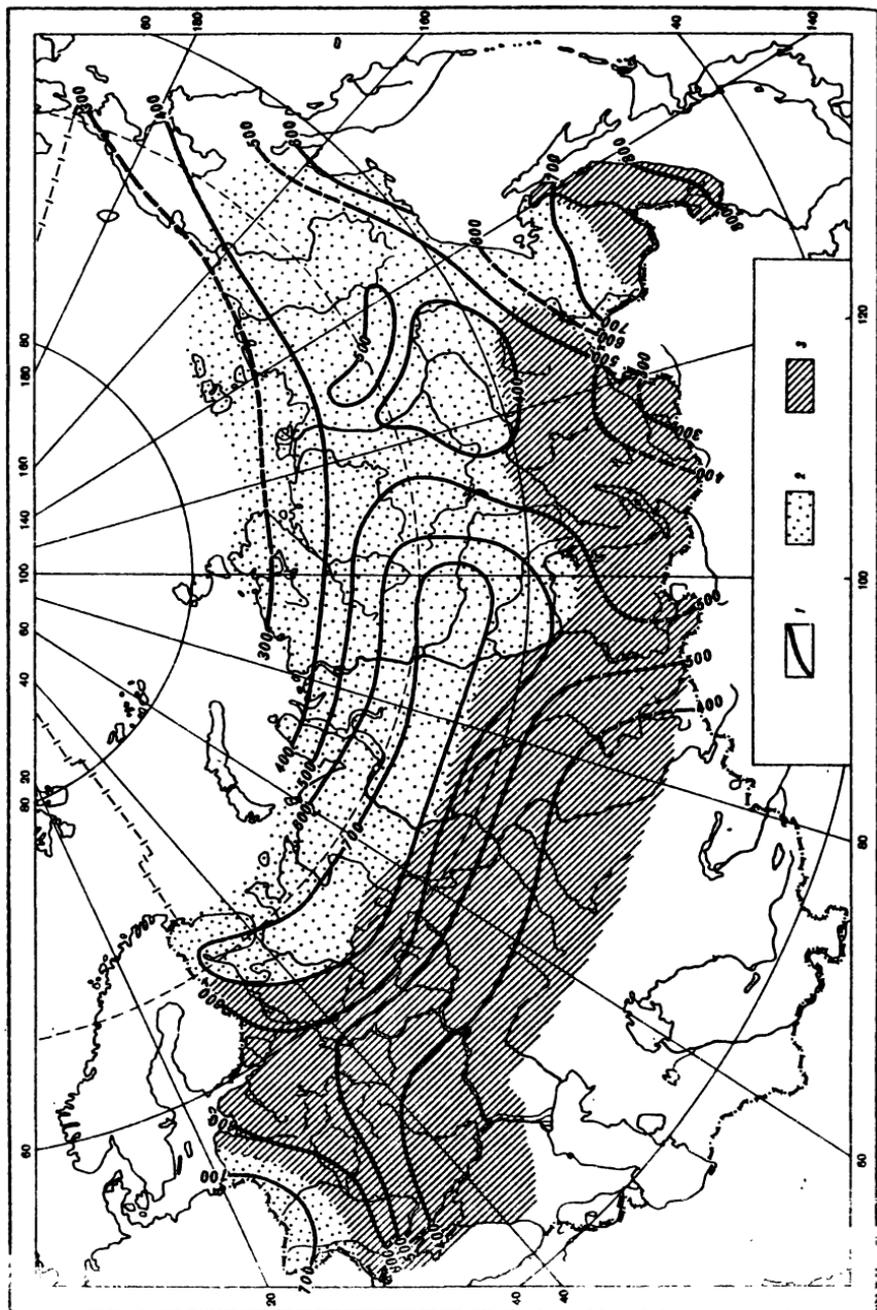
Вместе с тем выявляется значительное своеобразие растительного покрова в бореальном периоде по сравнению с настоящим временем. Отмечается заметное (150—200 км) продвижение к северу лесной растительности, о чем свидетельствуют не только пыльцевые данные, но и находки древесных пород бореального периода в зоне современной тундры. Особенно характерны находки остатков древовидной березы в приморских районах Северо-Востока СССР, где в бореальном периоде граница суши проходила севернее ее современного положения.

В таежной зоне в бореальный период отмечается широкое распространение темнохвойных еловых лесов, которые в виде расширяющегося к востоку «раструба» протягивались до Белого моря, охватывали Северный и Средний Урал и распространялись далее в глубь континентальных районов Сибири (вплоть до р. Лена), где в настоящее время еловые леса отсутствуют или существуют в угнетенном состоянии. Распространение еловых лесов в этих ныне резко континентальных районах, указывает на потепление и смягчение здесь континентальности климата в бореальном периоде. Потепление бореального периода ясно выразилось и на юге Дальнего Востока, где в это время начали интенсивно развиваться широколиственные леса.

В то же время на большей части лесной зоны Европейской части СССР на месте современных широколиственных, хвойно-широколиственных подтаежных и южнотаежных лесов господствовали березовые леса. Они рассматриваются нами как примерные аналоги современных осиново-березовых лесов Западной Сибири, развивающихся в условиях относительно сухого и холодного климата. Климатические условия этого периода препятствовали широкому развитию широколиственных лесов в Европейской части СССР, которые в небольшом количестве отмечались лишь в западных (Советская Прибалтика, Белоруссия) и юго-западных (Украина) районах лесной зоны.

Рис. 3. Карта-схема июльских температур в бореальном периоде

1 — изоэкви июльских температур; 2 — положительная разница между июльскими температурами бореального периода и в настоящее время; 3 — отрицательная разница между этими температурами.



Северная граница лесостепи в Восточной и в Западной Сибири располагалась несколько севернее ее современного положения. Аналогичный сдвиг к северу отмечен и для полупустынных поlyingно-злаковых степей, расположенных сейчас южнее.

На основе этих палеоботанических реконструкций были составлены палеоклиматические схемы: карта температуры воздуха для января и для июля, а также карта осадков бореального периода. Сравнение системы изолиний январских и июльских температур воздуха бореального периода с современным показывает, во-первых, заметное изменение конфигурации изолиний январских температур в Европейской части СССР и повышение общего фона температур при сохранении направления изолиний в Азиатской части (рис. 2); во-вторых, сохранение широтного направления изолиний июльских температур с незначительным сдвигом их к северу (рис. 3).

Более наглядно температурные различия отражаются полями аномалий, которые показывают расположение положительных и отрицательных отклонений температур бореального периода от современного. В соответствии с полями аномалий температур января (см. рис. 2), на территории СССР условно можно выделить две области, граница между которыми проходит приблизительно от Кольского полуострова на Урал к 60° с. ш., далее следует по этой параллели и затем на долготе оз. Байкал опускается к югу. В области, расположенной к северу от указанной границы, в бореальном периоде зимой было теплее, чем сейчас. При этом особенно заметным было потепление на Северо-Востоке Евразии. В области, расположенной к югу от этой условной границы, наоборот, в это время отмечается похолодание, особенно в западных районах Европейской части СССР.

Летом (июль) в бореальном периоде на севере Русской равнины, в северной половине Западной Сибири (до 60° с. ш.) и в центральных районах Средней Сибири было холоднее, чем теперь (см. рис. 3). На остальной части территории СССР отмечается потепление, которое особенно интенсивно проявляется в приморских районах Северо-Востока Евразии.

В бореальный период годовые суммы осадков были бóльшими в северных и в северо-восточных районах территории СССР и мéньшими в районах, расположенных к югу приблизительно от 60° с. ш. (рис. 4).

Климатические условия бореального периода определялись спецификой циркуляции атмосферы этого времени. При восстановлении общей циркуляции атмосферы мы исходили из положения, что в основных многолетних циркуляционных колебаниях лежит тот же физический механизм, что и в сезонных преобразованиях макропроцессов [Уиллет, 1958; Дзердзеевский, 1975]. В частности, обобщенные циркуляционные процессы зимы и лета могут рассматриваться как предельные варианты не только в ходе годовых, но и многолетних преобразований атмосферной циркуляции. Отсюда можно проводить аналогии между однородными

Рис. 4. Карта-схема годовых осадков в бореальном периоде

1 - изолинии годового количества осадков; 2 - положительные аномалии годовых осадков в бореальном периоде; 3 - отрицательные аномалии годовых осадков в бореальном периоде; 4 - положительные аномалии годовых осадков в современной эпохе; 5 - отрицательные аномалии годовых осадков в современной эпохе

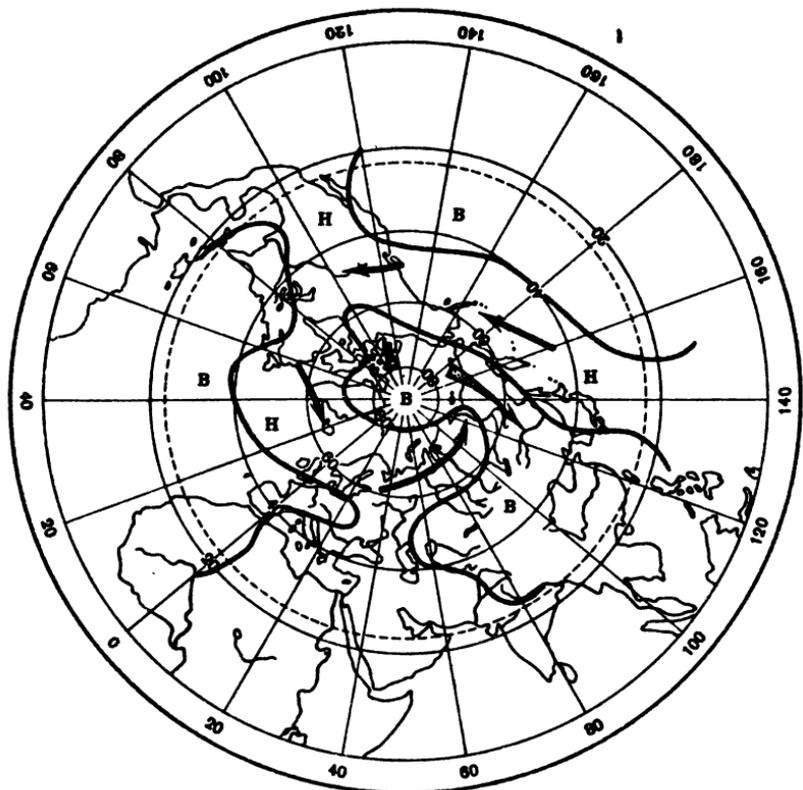
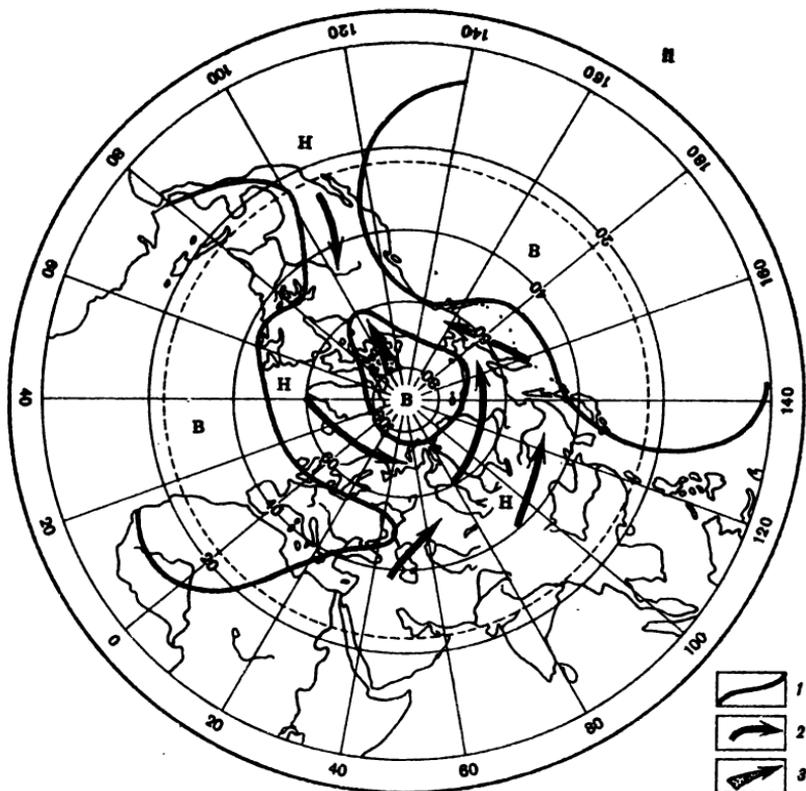


Рис. 5. Схемы циркуляции атмосферы в Северном полушарии, характерные для современной эпохи и бореального периода

1 — зима; 2 — лето; 3 — границы раздела областей с высоким (В) и низким (Н) атмосферным давлением; 2 — траектории движения циклонов; 3 — траектории движения антициклонов

по циркуляционным условиям сезонами года современной эпохи с циркуляционными ситуациями в прошлом. Допустимость такой аналогии доказывается на основании гидродинамической теории подобия В. Я. Сергиным [1974] и тем самым подтверждается правомерность применения принципа актуализма в решении подобных задач. Этой цели в большой степени отвечает типизация Б. Л. Дзердзеевского [1975] с характерным для нее четким пространственным и временным определением каждого макропроцесса в системе атмосферной циркуляции Северного полушария. Сущность ее заключается в выявлении многократно повторяющихся определенных циркуляционных ситуаций — циркуляционных шаблонов. Макромасштабные циркуляционные ситуации были определены как «элементарные циркуляционные механизмы» (ЭЦМ), число которых ограничено и составляет 13 типов, объединяющих 41 их разновидность. Конечное число элементарных циркуляционных механизмов определяется сохранением постоянства притока солнечного тепла и структуры земной поверхности — расположения океанов и материков. В то же



время в возникающих различиях в пределах отдельных типов циркуляции большую роль играют сезонные изменения свойств подстилающей поверхности. Таким образом, непрерывно развивающаяся атмосферная циркуляция расчленяется на отдельные периоды от 1-2 до 10 дней, в течение которых действует определенный элементарный циркуляционный механизм. Чередование ЭЦМ, их последовательность, повторяемость и продолжительность действия определяют циркуляционную структуру и сопряженные с ней погодные условия не только отдельных месяцев, сезонов и лет, но и нескольких десятилетий, когда уже можно говорить о климатическом режиме.

Для выявления главных, устойчивых свойств климата Б. Л. Дзержевский выдвинул важную идею — принцип генерализации и определения главных тенденций в развитии макромасштабной циркуляции. Это достигается в результате сведения всех ЭЦМ к двум профилирующим формам циркуляции — зональной и меридиональной. Соотношение продолжительности действия этих форм циркуляции определяет генеральную линию развития общей циркуляции атмосферы и глобального климата.

В результате анализа повторяемости ЭЦМ в годичном развитии атмосферной циркуляции установлена их четкая приуроченность к определенному времени года. На этом основании Б. Л. Дзержевский выделяет 3 циркуляционных сезона: зимний (предвесенье, осень), летний (пред-

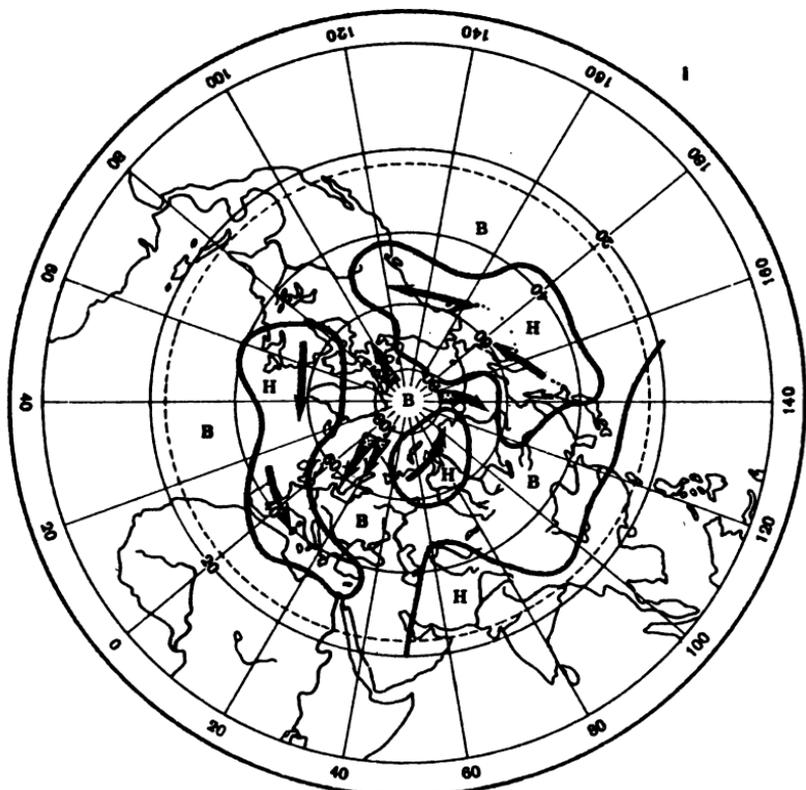


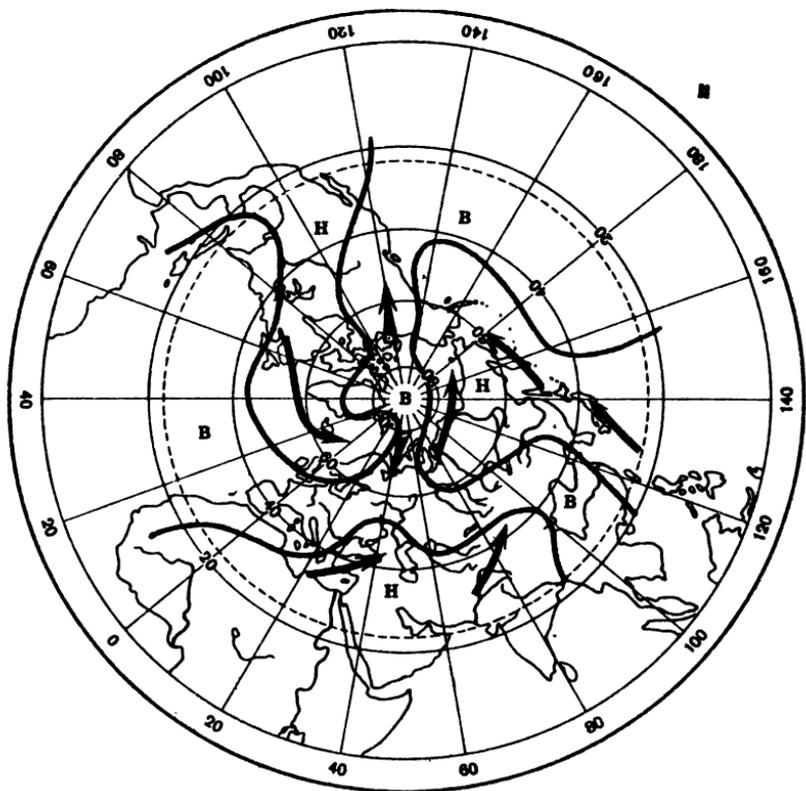
Рис. 6. Схемы циркуляции атмосферы, характерные для boreального периода

I — предзима—предвесенье; II — осень

Условные обозначения см. рис. 5

зимье. Для каждого циркуляционного сезона на основе обобщения характерных для них ЭЦМ предложены схемы общей циркуляции во внетропических широтах Северного полушария. В итоге Б. Л. Дзержевский выявил 10 схем: по одной схеме для циркуляционных сезонов зимы и осени и по две — для лета, предвесенья, весны и предзимья [Физико-географический атлас мира, 1964].

Климатические характеристики, реконструированные для территории СССР, позволяют полагать, что барический рельеф зимы и лета в boreальный период в общих и главных чертах был подобен современному. Отсюда можно допустить и общность развития фундаментальных циркуляционных процессов, определяющихся существованием уже в boreальном периоде современных барических центров действия атмосферы Северного полушария. В то же время обнаруженные различия в климатических показателях, отраженных на картах-схемах (см. рис. 2, 3, 4), по-видимому, были связаны с изменениями активности отдельных элементов этой барической системы. В связи с этим целесообразно для каждого сезона — зимнего и летнего — выделить два типа обобщенных циркуляционных схем.



Циркуляционная схема первого типа характеризует развитие основных фундаментальных процессов, определяющих сходство в циркуляционных ситуациях современной и boreальной эпох и обуславливающих формирование более или менее близкого между ними температурного фона (рис. 5 по Б. Л. Дзержевскому). Обнаруженное в boreальном периоде ослабление континентальности климата в Сибири позволяет привлечь для характеристики этих фундаментальных циркуляционных процессов современные схемы, соответствующие теплым зимам и прохладным летним сезонам. Уточнение циркуляционных схем для холодных и теплых зим проведено нами на материалах экстремальных десятилетий XX столетия.

Циркуляционная схема второго типа отражает развитие процессов (в дополнение к вышеуказанным, фундаментальным), определивших различия в циркуляционных ситуациях сопоставляемых этапов. Эти схемы характерны для переходных циркуляционных сезонов: «предвесень—предвесень» и «осень» современной эпохи (рис. 6 по Б. Л. Дзержевскому). При этом схема «предзимье—предвесень» была дополнена к фундаментальной схеме зимнего сезона в boreальном периоде. Развитие процессов, согласно схеме «предзимье—предвесень», характеризуют усиление циклонической деятельности на севере Сибири и ослабление азиатского антициклона и северного орога; Азиатского максимума. Это связано было потеплением в арктических районах на северном полюсе.

СССР, на большей части Западной и Восточной Сибири. Одновременно можно предположить усиление воздействий западной периферии Азиатского максимума на южные районы Западной Сибири и Средней Азии, определившее здесь похолодание.

Особый интерес представляет похолодание, выявленное на значительной территории Европейской части СССР, которое могло быть связано, согласно схеме «предзимье—предвесенье», с усилением действия восточной периферии Азорского максимума и интенсивным выходом холодных масс воздуха из Полярного бассейна в тылу циклонических серий.

Схема «осень» (см. рис. 6) дополняла фундаментальную схему летнего сезона в бореальный период. Развитие циркуляционных процессов, согласно этой схеме, определило усиление циклонической деятельности в северных районах Восточной Европы и Западной Сибири, что приводило здесь к понижению летних температур и увеличению осадков.

Таким образом, циркуляционные процессы, развивающиеся согласно схемам «предзимье—предвесенье» и «осень», приводили к нарушению устойчивости зимних и летних циркуляционных процессов и, в конечном итоге, определили уменьшение годовой амплитуды температур воздуха и сглаживание контрастов между зимой и летом в сибирском секторе Северной Евразии, в то же время в европейском секторе контрастность между зимой и летом несколько возросла, что указывает на ослабление океаничности климата этих территорий по сравнению с настоящим временем.

Палеоклиматические реконструкции для атлантического и суббореального периодов, осуществляемые по этой же методике, позволят представить в целом климатический и циркуляционный режимы голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас мирового водного баланса. М., Л.: Гидрометеиздат, 1974.
- Будыко М. И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Дзердзеевский Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. Избр. тр. М.: Наука, 1975.
- Климатический атлас СССР, Т. 1. М.: 1960.
- Лавренко Е. М., Андреев В. Н., Леонтьев В. Л. Профиль продуктивности надземной части прироста растительного покрова СССР от тундр к пустыням. — Ботан. журн., 1955, т. 40, № 3.
- Сергин В. Я. Анализ состояний общей циркуляции атмосферы в ходе годовых климатических изменений на основе гидродинамической теории подобия. — В кн.: Исследования системы «Ледники—океан—атмосфера». Владивосток: 1974.
- Уиллет Х. С. Циркуляция атмосферы и океан как фактор изменения климата в ледниковые и межледниковые периоды. — В кн.: Изменения климата. М.: ИЛ, 1958.
- Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.
- Ходашова К. С. О географических особенностях структуры населения наземных позвоночных животных. — В кн.: Зональные особенности населения наземных животных. М.: Наука, 1966.

Т. А. БУРАШНИКОВА, М. В. МУРАТОВА, И. А. СУЕТОВА
**КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА
ВО ВРЕМЯ ГОЛОЦЕНОВОГО ОПТИМУМА**

Интерес исследователей к изучению природных условий эпохи голоценового термического оптимума объясняется прежде всего тем, что эта эпоха может служить аналогом состояния всего комплекса природных процессов, развивающихся в географической оболочке Земли при возможном будущем потеплении климата. Эта проблема приобретает особую важность из-за современной тенденции к потеплению в результате выброса в атмосферу CO_2 и его экранирующего действия, а также нагрева атмосферы из-за производственной деятельности человека.

Одна из важнейших задач, стоящих перед исследователями природной среды, — изучение климатических условий. Известно, что климат оказывает определяющее влияние на весь комплекс природных процессов, формирующих географическую оболочку Земли. Именно поэтому во всех монографиях и статьях, посвященных палеогеографии плейстоцена, большие разделы посвящены проблеме палеоклиматов. Однако, к сожалению, большая часть сведений о палеоклиматах в опубликованных исследованиях носит качественный, а не количественный характер. Стремление к получению количественных характеристик привело к созданию ряда методик. Наиболее представительный, многочисленный и, главное, поддающийся обработке материал дают исследователям палеоклимата результаты геоботанических и фаунистических анализов. В связи с этим именно палеоботаником В. Шафером в 1946 г. впервые была предпринята попытка оценить по спорово-пыльцевым данным и находкам ископаемых плодов и семян температуры самого теплого и самого холодного месяцев и среднее годовое количество осадков. В дальнейшем разработка «ареалогического» метода В. Шафера была предпринята в трудах В. П. Гричука [1969, и др.]. Метод Шафера — Гричука получил широкое признание и используется сегодня всеми палеоботаниками мира.

Огромное количество палинологических данных, накопленное к настоящему моменту, потребовало для их обработки применения математического аппарата. Так, например, В. А. Климанов [1976] предложил методику, в основе которой — связь спорово-пыльцевых спектров с климатическими условиями, определяемая им с помощью информационного анализа. М. В. Муратова, Т. Д. Боярская и А. А. Либман [1972] разработали способ определения количественных характеристик палеоклимата при помощи математической статистики. В последние десятилетия определенное значение стал приобретать опыт построения региональных палеоклиматических моделей. Большинство из них служит для теоретических построений глобального характера (М. И. Будыко, В. Я. Сергин и С. Я. Сергин), которые, будучи исключительно важны для понимания проблем колебаний палеоклимата и оледенений плейстоцена, практически не позволяют составлять палеоклиматические карты.

Модели, основной функцией которых является реконструкция конкретных ситуаций, а также обобщение материала вплоть до глобальных масштабов, могут служить основой для выявления основных тенденций формирования

из имеющихся в распоряжении исследователя данных. Затушевывая отдельные детали, они позволяют выявить наиболее существенные черты действительности. Основные требования, предъявляемые к моделям, — это прежде всего приложимость их к реальному миру, достаточная простота, которая позволяла бы ими пользоваться, репрезентативность в сфере их возможного применения и вместе с тем точность в отображении изучаемой системы. Интересен с этой точки зрения опыт создания моделей американских исследователей, позволяющий строить палеоклиматические карты [Манабэ, 1977; Saltzman, Vernekar, 1975; Gates, 1976].

Ключевой этап при построении моделей с целью палеогеографических реконструкций — использование метода аналогий. Устанавливаются коррелятивные связи между изучаемым явлением (в нашем случае — климатом) и каким-либо опорным фактором, после чего используется метод аналогий, допускающий, что характер связей в настоящее и изучаемое время оставался неизменным. Следовательно, характеристики опорного фактора должны быть известны как для времени изучаемого среза, так и для современности. Например, в американской модели Гейтса [Gates, 1976] одним из таких факторов является характер распределения ледниковых покровов по поверхности Земли.

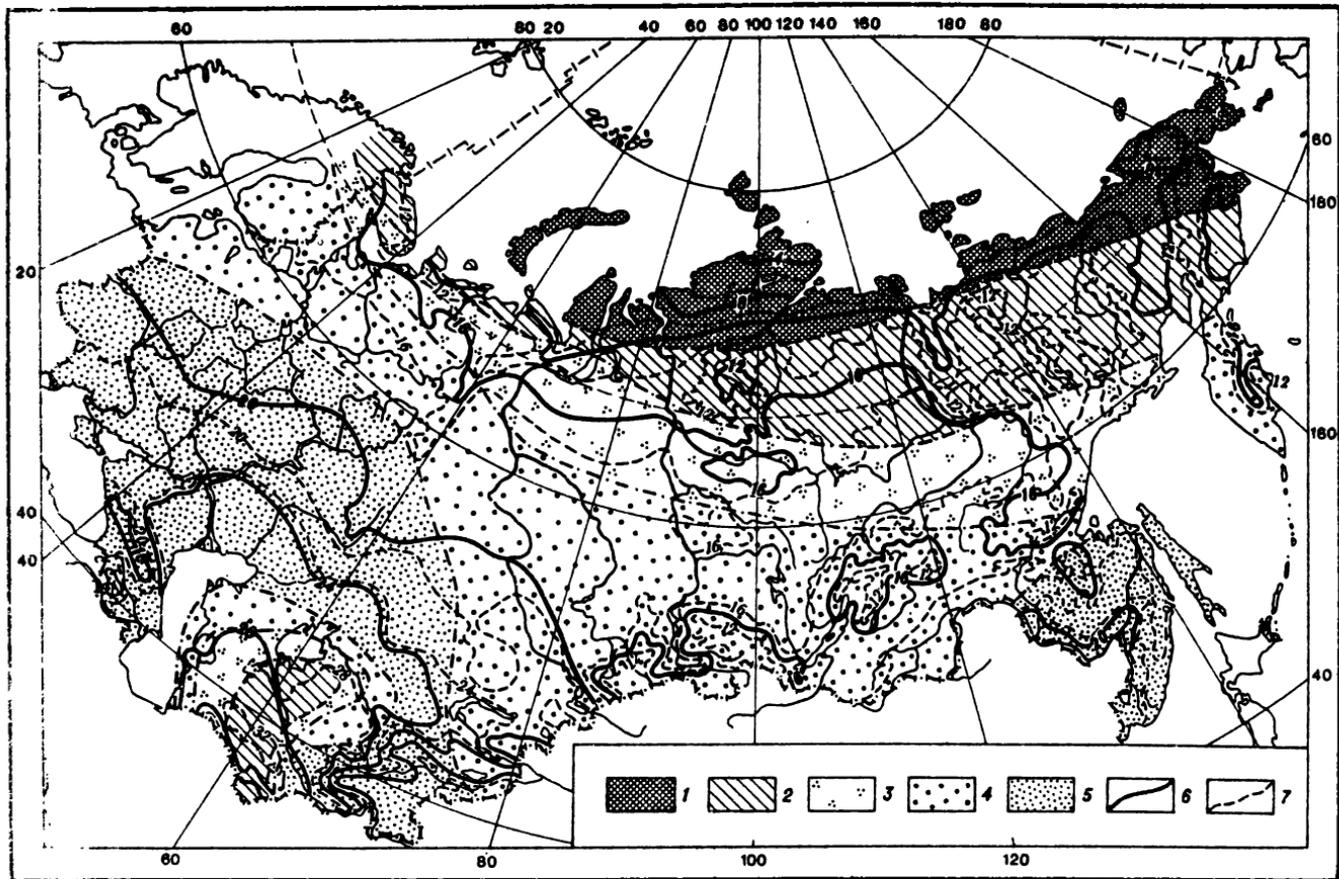
Для построения палеоклиматических карт мы предлагаем использовать модель, построенную при помощи трендового анализа. Анализ поверхностей тренда широко применяется, в частности американскими исследователями [Дэвис, 1977; Merriam, Sneath, 1966; Watson, 1971], для построения современных карт различного характера. Тренд-анализ прекрасно работает при ситуации, когда наблюдаемый результат является следствием двух взаимодействующих географических факторов или групп факторов, один /одна/ из которых отражает общую географическую обстановку, а второй /вторая/ — мелкие локальные отклонения от общих закономерностей. При построении климатических карт таким «наблюдаемым результатом» будут оценки климатических параметров в отдельных точках по изучаемой площади.

Зависимости, изучаемые на карте, почти всегда изображаются с помощью точек. Подавляющее большинство карт представляет собой оценки некоторых непрерывных функций по результатам наблюдений в отдельных точках. Так, например, топографическая карта построена на основе дискретной триангуляционной сети, узлами которой служат контрольные точки.

В нашем распоряжении имелись отдельные определения основных характеристик палеоклимата (средней температуры июля, января и среднего годового количества осадков), рассчитанные нами по разработанной ранее методике [Муратова, Боярская, Либерман, 1972] по палинологическим данным, опубликованным к настоящему времени (см. таблицу) для голоценового термического оптимума — 5000—6000 лет назад. Эти довольно равномерно расположенные точечные оценки позволили нам применить тренд-анализ и построить модель для изучаемого временного среза. Однако использование этого вида анализа в столь большом объеме, т. е. для выяснения не только общих (глобальных) закономерностей таких, как понижение температуры с юга на север (для Северного полушария), но и более мелких, как, например, зависимость температуры

Климатические параметры для эпохи голоценового термического оптимума

Район отбора проб	Климатические показатели эпохи голоценового термического оптимума (5000—6000 лет назад) *				Современные показатели климата			
	t июля, °C	t января, °C	осадки, мм	среднегодовая температура, °C	t июля, °C	t января, °C	кол-во осадков, мм	среднегодовая температура, °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Северо-Запад Европейской части СССР</i>								
г. Ленинград								
Шуваловское болото	19°	-10°	450	5°	16,5°	-8°	600	4°
<i>Северо-Восточная Эстония</i>								
Йыхви	21°	-9°	500	6°	17°	-7°	600	5°
<i>Средняя Эстония</i>								
болото Теосааре	20°, 21°	-9°	500	6°	17°	-7°	600	5°
болото Улела	20°	-10°	500	6°	17°	-7°	600	5°
<i>Литва, г. Вильнюс</i>								
болото Бебрукас	20°, 21°	-9°	450—500	6°	18°	-6°	600	6°
<i>Центр Русской равнины</i>								
<i>Переславский район</i>								
болото Мелехово	18°	-9°, -10°	550	5°	17°	-11°	700	3°
болото Мшаровское	19°	-10°	550	5°	17°	-11°	700	3°
болото Ивановское	18°, 19°	-10°	550	5°	17°	-11°	700	3°
<i>Средний Урал</i>								
<i>Свердловская обл.</i>								
болото Аятское	17°	-14°	400	2°	17°	-17°	500	0°
<i>г. Нижний Тагил</i>								
болото Горбуновское	17°, 18°	-14°	400	2°	17°	-17°	500	0°
<i>Север Западной Сибири</i>								
<i>Березовский р-н</i>								
болото Сартынья	17°	-16°, -17°	450	0°	16°	-23°	450	-3°
<i>Низовье р. Енисей</i>								
болото Малая Хета	14°	-24°	450	-5°	12°	-30°	400	-10°
г. Игарка	16°	-24°	450	-4°	15°	-29°	450	-7°
<i>Тав-Енисейское междуречье</i>								
болото Момчик	15°	-24°, -25°	400	-5°	13°	-30°	375	-9°
<i>Юг Западной Сибири</i>								
Васюганья	18°	-19°	400	-0°	19°	-20°	500	-1°
<i>Правобережье р. Обь</i>								
болото Матвеева	18°	-19°	400	-0°	18°	-20°	500	-1°
<i>Восточное Васюганье</i>								
Кеглянский ям	19°	-19°	350	-0°	18°	-20°	400	-1°
<i>г. Енисей</i>								
г. Николаино	18°	-19°	400	-0°	17°	-20°	500	-1°



Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Восточная Сибирь								
р. Большой Пит	18°	-20°	400	-1°	18°	-22°	450	-2°
озеро Катокель	15°	—	—	—	13°	-20°	950	-3°
озеро Краденое	17°	—	300	—	18°	-43°	300	-12°
устье р. Улан-Бялга, стоянка Белькачи	18°	—	300	—	18°	-43°	250	-12°
Сахалин								
Побережье Татарского пролива — разрез Уанди	17°	—	500	—	15°	-20°	750	-2,5°
Камчатка								
Долина р. Камчатка пос. Кирганик	16°	-17°	350	0°	13°	-18°	500	-2,5°
Низовье р. Ичи	16°	-15°	500	0°	11°	-14°	620	-1,5°
с. Усть-Хайрюзово	15°	—	350—400	—	11°	-14°	550	-1,5°

* Данные палинологического анализа для оценки климатических параметров взяты из книги Н. А. Хотинского [1977].

от крупных черт рельефа, требует достаточно густой сети точек, которой мы, к сожалению, не располагаем. Поэтому предварительно по современной карте с точечными оценками основных климатических характеристик, представленных нами на карте с градусной сеткой (размеры трапеции — 5° по долготе и 4° по широте), с помощью тренд-анализа выясняются основные закономерности распределения этих характеристик по площади. Закономерности, получившие количественное выражение, учитываются с использованием метода аналогий при построении палеоклиматической модели, что позволяет создать подробную карту палеоклиматических параметров.

Для контроля представительности работы модели при построении карты несколько оценок палеоклиматических характеристик в отдельных точках не принимались во внимание. По этим определениям проводилось последующее сравнение температур. Расхождение оценок при таком способе контроля сохранялось в пределах 1°, т. е. не выходило за границы точности исходных данных.

При анализе модели карты палеотемператур июля для времени голоценового оптимума (5000—6000 лет назад) можно отметить следующие закономерности.

Палеоклиматическая схема самого теплого месяца в эпоху голоценового климатического оптимума

1—5 — разность (Δ) между средним годовым количеством осадков (мм) в эпоху оптимума и современным. 1 — более 150 мм, 2 — от 100 до 150 мм, 3 — от 50 до 100 мм, 4 — от 30 до 50 мм, 5 — менее 30 мм. 6 — среднемесячное количество осадков в самый теплый месяц. 7 — среднемесячное количество осадков в самый холодный месяц.

На территории СССР к северу от 48° с. ш. отмечается постепенное повышение температур (относительно современных) от 1-2° на юге этой области до 3-4° на севере, северо-востоке и на Камчатке. При этом надо подчеркнуть, что граничные изотермы +20° на юге и +16° на севере в среднем симметрично сместились к северу на 3° по широте (рисунок).

На широте 40—50° с. ш. выделяется «нейтральная полоса», где палеотемпературы июля 5000—6000 лет назад практически не отличались от современных.

К югу от этой граничной полосы располагается область, где палеотемпературы июля несколько понижались (примерно на 1°) по сравнению с современными¹. Это — район Средней Азии и крайнего юго-востока страны.

Таким образом, изменение температур по сравнению с современными во время голоценового термического оптимума не было однородным по всей территории СССР, наибольшее их повышение наблюдалось в северных и северо-восточных частях страны, где разница палео- и современных температур достигала 4°.

Модель для средних температур января эпохи климатического оптимума голоцена пока не построена. Можно только отметить, что по территории СССР средние палеотемпературы января были выше современных примерно на 1-2° (см. табл.). Максимального повышения они достигали на севере Западной Сибири (5-6°).

При рассмотрении разности между среднегодовым количеством осадков времени голоценового оптимума и современным видно, что «нейтральная полоса», где их количество оставалось неизменным, располагалась примерно на широте полярного круга в Европейской части СССР и Западной Сибири, спускаясь до 60° с. ш. на Северо-Востоке СССР (см. рисунок). К северу от этой нейтральной полосы среднегодовое количество осадков превышало современное. Самым влажным был район Крайнего Севера СССР (превышение количества осадков в голоцене над современным было более 50 мм). К югу наблюдается постепенное снижение количества осадков по сравнению с современным. Максимальное снижение их прослеживается в юго-западной части СССР и на юге Дальнего Востока (более 100 мм). Отдельного рассмотрения заслуживает область Аральского моря. Здесь наблюдается некоторое повышение среднегодового количества осадков 5000—6000 лет назад. Анализ карты распределения средних температур июля и среднего годового количества осадков подтверждает мнение Н. А. Хотинского [1977] о метасхронности климатических колебаний в различных районах территории СССР во время климатического оптимума голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.

¹ К аналогичным выводам пришел ранее В. П. Гричук [1969] на основе арало-каспийского метода реконструкции палеоклимата Северного полушария в позднеатлантическое время [около 5500 лет назад].

- Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977.
- Климанов В. А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ. Сер. 5, география, 1970, № 2.
- Манабэ Сюкуро. Восстановление климатических условий последнего ледникового периода. — Кагаку, 1977, т. 47, № 10 (на япон. яз).
- Муратова М. В., Боярская Т. Д., Либерман А. А. Применение теории вероятностей для восстановления палеоклиматических условий по данным палинологического анализа. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3.
- Хаггет П., Чорли Р. Модели в географии. — В кн.: Модели в географии. М.: Прогресс, 1971.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Gates W. L. Modeling the ice-age climate. — Science, 1976, vol. 191.
- Merriam D. F., Sneath P. H. A. Quantitative comparison of contour maps. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71.
- Saltzman B., Vernekar A. D. A solution for the Northern Hemisphere climatic zonation during a glacial maximum. — Quatern. Res., 1975, N 5.
- Watson G. S. Trend-surface analysis. — J. Intern. Assoc. Math. Geol., 1971, vol. 3, N 3.

В. А. КЛИМАНОВ

КЛИМАТ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В КЛИМАТИЧЕСКОМ ОПТИМУМЕ ГОЛОЦЕНА (по данным палинологии)

Для реконструкции палеоклиматических условий по данным палинологического анализа существует несколько методик, которые в основе своей принципиально не различаются. Вопрос о том, по какой из них наиболее достоверно и точно производятся реконструкции, пока не решен. Скорее всего, все методики в какой-то степени дополняют друг друга. Можно только отметить, что более точны методики, построенные на основе анализа фактического материала и эмпирических данных.

В настоящее время накоплен огромный палинологический материал по четвертичному периоду. Для его обработки в палеоклиматических целях методика реконструкций должна быть простой в употреблении и быстрой, что можно достигнуть с помощью применения математических методов и ЭВМ.

Методика, предложенная нами ранее (для равнинных территорий СССР), обладает указанными качествами (на обработку одного пыльцевого спектра затрачивается 2—5 минут), а проверка показала ее достаточную надежность и точность [Климанов, 1976а]. Алгоритм методики может быть реализован на ЭВМ, что увеличивает скорость обработки массового материала. Однако обработка материала ручным способом и непосредственное наблюдение за всем ходом реконструкции помогает избежать ряда ошибок, которые могут возникнуть при механической обработке материала.

Не останавливаясь подробно на методике реконструкций, которая уже была изложена [Климанов, 1976б], отметим только ее основные моменты. Корнем методики является традиционный палинологический метод. Только мы рассматриваем не ареалы пород, а различие в

пыльцы этих пород. В основе нашей методики лежит соответствие субфоссильных спорово-пыльцевых спектров (пыльцы древесных пород и общего состава пыльцы и спор) современным климатическим условиям, которое устанавливалось с помощью информационно-статистического анализа. С помощью этого анализа мы выяснили, что между субфоссильными спорово-пыльцевыми спектрами и современными климатическими условиями существует статистическая связь, и количественно охарактеризовали связь пыльцы древесных пород и общего состава пыльцы и спор и их процентного содержания в спектре с климатическими показателями (температура года, июля, января, годовая сумма осадков, ландшафтная зональность). Поскольку в основе интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров лежит сравнение их с субфоссильными спектрами, то, исходя из полученных нами закономерностей, можно непосредственно по палинологическим данным восстанавливать климатические показатели прошлого. Суть методики заключается в следующем: пыльца каждой породы, как мы выяснили, несет большую или меньшую информацию о каждом климатическом показателе и его величине; при суммировании этой информации от пыльцы каждой породы по каждой величине климатического показателя мы выделяем наиболее вероятную для данного спорово-пыльцевого спектра величину климатического показателя.

С помощью предложенной методики были реконструированы некоторые климатические показатели Европейской части СССР в период климатического оптимума голоцена и составлены палеоклиматические карты-схемы.

Составление палеоклиматических карт-схем производилось в следующем порядке: 1) выбор подходящих разрезов голоценового возраста со спорово-пыльцевыми данными; 2) выделение спорово-пыльцевых спектров, относящихся к климатическому оптимуму голоцена; 3) определение количественных показателей климата по выбранным спектрам с помощью предложенной методики; 4) нанесение на бланковую карту полученных количественных показателей климата в соответствующие точки, где находятся голоценовые разрезы; 5) проведение изолиний одинаковых значений количественных показателей климата.

Расчеты количественных показателей климата проводились по 90 голоценовым разрезам, которые были взяты из литературных источников. Выбор такого большого количества пунктов для построения палеоклиматических карт-схем объясняется тем, что случайные ошибки реконструкций (в основе которых лежат вероятностные меры), полученные по отдельным спорово-пыльцевым образцам, будут сглаживаться действительными значениями климатических показателей, полученных по образцам с окружающих пунктов.

Возраст реконструированных нами климатических условий определяется примерно в 5500 ± 500 лет назад. При этом, несмотря на огромное количество опубликованных палинологических данных по голоцену и значительное количество абсолютных датировок, выбор разрезов для нашего исследования представил определенные трудности, так как сравнительно мало было разрезов, где отложения выбранного нами хроносреза точно датированы. Поэтому во многих случаях для выделения требуемого горизонта приходилось прибегать к интерполяционным и экстраполяционным расчетам.

Как говорилось, полученные палеоклиматические характеристики наносились на бланковую карту в точки, где находятся голоценовые разрезы. Реконструированные значения, например, температур июля позволили уверенно выделить области с одинаковыми значениями температур. Только единичные точки явились исключениями, отличаясь от соседних на 1-2°, но они сгладились соседними значениями температур. Этот факт говорит в пользу надежности нашей методики. Изолинии равных значений палеоклиматических характеристик проводились путем интерполяции. Подобным образом были построены для климатического оптимума голоцена палеоклиматические карты-схемы среднегодовых температур, температур июля, января, годовой суммы осадков и ландшафтной зональности.

Реконструированные среднегодовые температуры на Европейской части СССР в климатическом оптимуме голоцена показаны в сравнении с современными температурами (рис. 1). Полученные данные показывают, что по всей рассматриваемой территории происходило повышение среднегодовых температур. Максимальное повышение температур отмечается севернее 60° с. ш. и достигает 2-2,5°. Южнее — величина отклонения уменьшается, и уже в районе 50° с. ш. отклонения температур от современных значений не отмечаются или они меньше 1°. Полученные нами количественные характеристики среднегодовых температур во время климатического оптимума голоцена и тенденция их отклонения от современных значений сходны с данными, приведенными в работе С. Я. Сергина [1975], где обобщается имеющийся в литературе материал по палеотемпературам, полученным другими методами.

Средние температуры июля во время климатического оптимума голоцена также увеличивались (рис. 2) по всей территории Европейской части СССР, имея такую же тенденцию изменения, как и среднегодовые температуры. Максимальное увеличение температур июля отмечается севернее 65° с. ш. и достигает 3-4°, а южнее, примерно к 45° с. ш., увеличение температуры почти не прослеживается. Таким образом, изменчивость температурного режима увеличивается с юга на север. По данным М. И. Нейштадта [1953], средняя температура июля в центральной полосе Европейской части СССР во время климатического оптимума голоцена должна была быть выше современной на 3°. По нашим реконструкциям средняя температура июля в этих районах оценивается примерно также (2-3°).

На карте-схеме палеотемператур июля видно (особенно для юга и средней полосы Европейской части СССР), что одинаковые по величине изотермы современных значений температур и изотермы во время климатического оптимума голоцена с запада на восток сближаются в отличие от изотерм среднегодовых температур, которые идут параллельно. Это говорит о том, что изменения температур июля были больше на западе Европейской части СССР, чем на востоке. Таким образом, изменчивость температур июля увеличивается с юга на север и с востока на запад.

Изменения реконструированных температур января имеют качественно сходный характер с изменениями годовых и июльских температур (рис. 3). Однако подметить тенденцию изменения температур января с юга на север трудно, вследствие почти меридионального направления

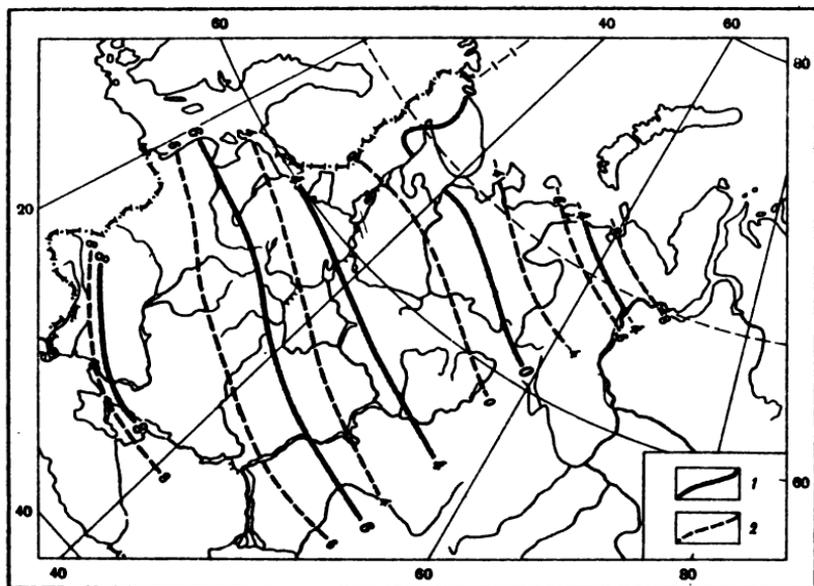


Рис. 1. Карта-схема среднегодовых температур в климатический оптимум голоцена
 1, 2 — значения климатических показателей: 1 — реконструированные, 2 — современные

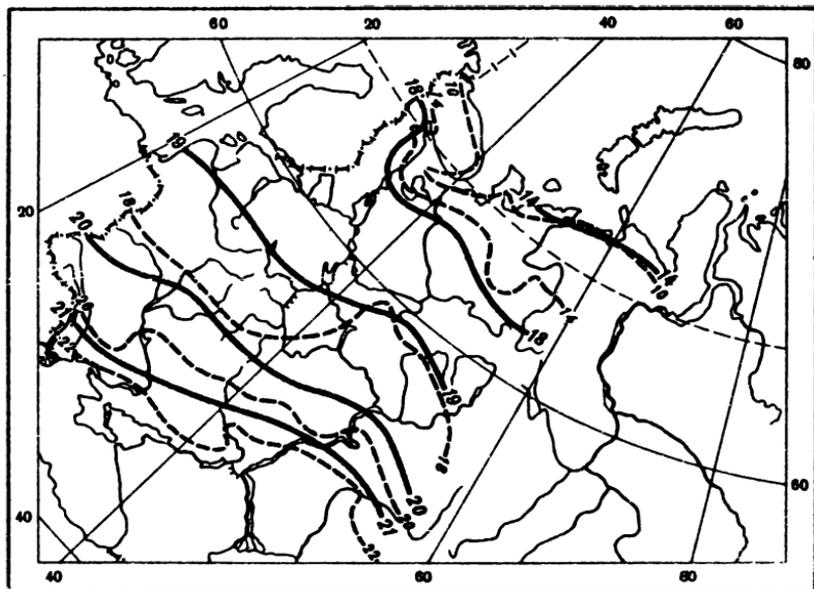


Рис. 2 Карта-схема средних температур июля в климатический оптимум голоцена
 (словные обозначения см. рис. 1)

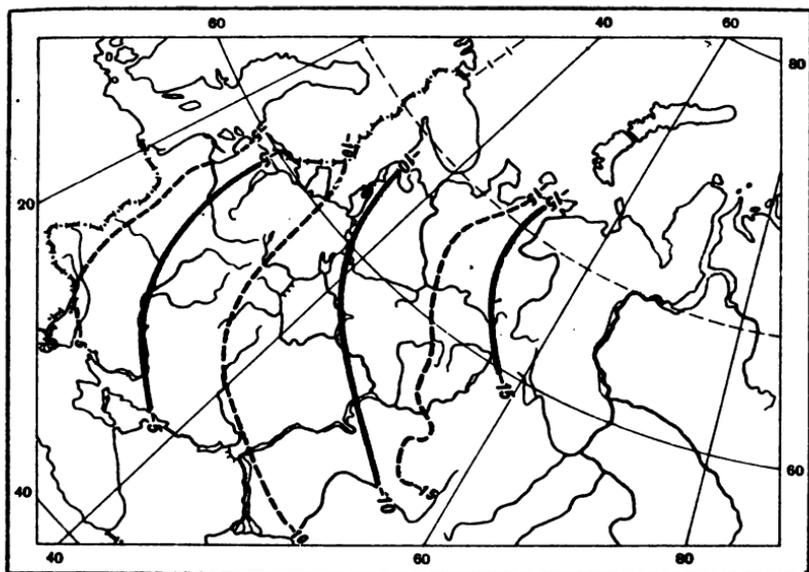


Рис. 3. Карта-схема средних температур января в климатический оптимум голоцена
Условные обозначения см. рис. 1

изотерм января. Здесь можно отметить особенность изменения температур в широтном направлении. Так, если в Прибалтике температуры января в климатическом оптимуме голоцена были выше современных на 1-1,5°, то в районе среднего течения р. Урал — на 3—3,5°, то есть, в отличие от средних температур июля, отмечается обратная тенденция изменчивости средних температур января — ее увеличение с запада на восток.

Отметим, что наблюдается согласованность реконструированных температурных показателей климата: увеличение изменчивости средних температур июля с востока на запад нивелируется увеличением температур января с запада на восток, что приводит к ровной тенденции изменения среднегодовых температур в направлении запад—восток. Это говорит в пользу достоверности наших реконструированных данных.

Вследствие разной дифференциации температур января и июля и их изменчивости в климатическом оптимуме голоцена, изменялась и годовая амплитуда температуры воздуха. Сопоставление значений температур января и июля показывает, что в западных районах Европейской части СССР годовые амплитуды температур были немного выше современных, примерно на 0,5°, или были такими же, в то время как для восточных районов, особенно для юго-восточных, годовая амплитуда была ниже на 2-3°. Поскольку годовой амплитудой температуры воздуха является основной характеристикой континентальности климата, можно указать, что климат на востоке и юго-востоке Европейской части СССР в климатическом оптимуме голоцена был менее континентальным, чем современный климат, то есть климат был более равный во всей Европейской части СССР.

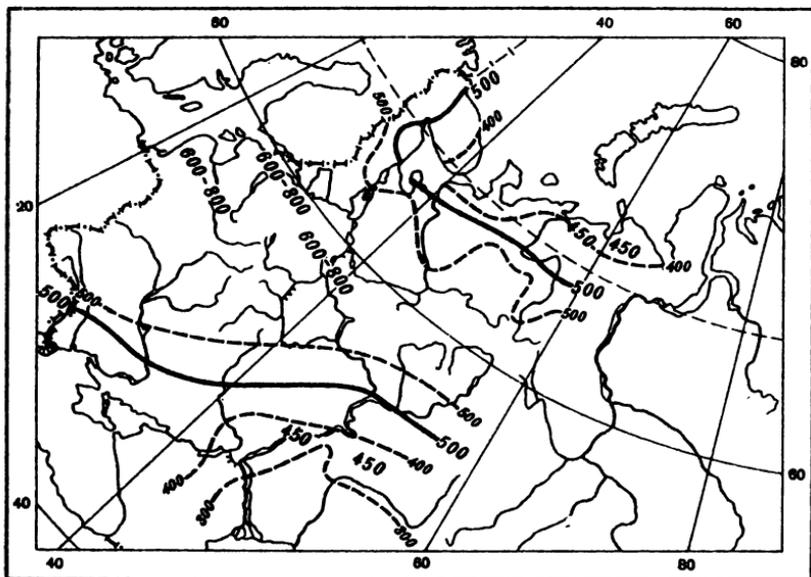


Рис. 4. Карта-схема среднегодовой суммы осадков в климатический оптимум голоцена

Условные обозначения см. рис. 1

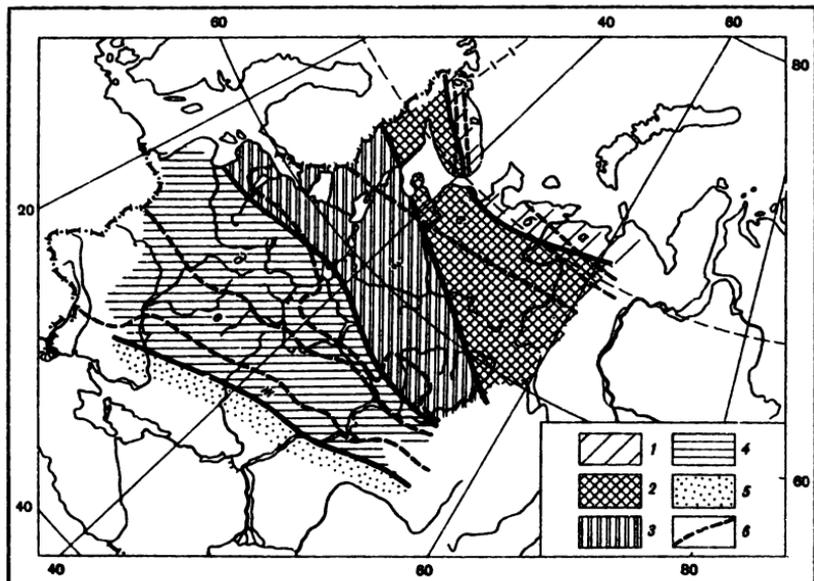


Рис. 5. Карта-схема ландшафтной зональности в климатический оптимум голоцена:

1 — северная тайга; 2 — средняя и южная тайга; 3 — смешанные леса; 4 — широколиственные леса; 5 — лесостепь; 6 — границы современных ландшафтных зон: а — тундра; б — лесотундра; в — северная тайга; г — средняя и южная тайга; д — смешанные леса; е — широколиственные леса; ж — лесостепь.

На карте-схеме годовых сумм осадков в климатическом оптимуме голоцена (рис. 4) отмечается заметное увеличение количества осадков на севере Европейской части СССР, примерно севернее 65° с. ш. и на юго-востоке. В Прибалтике и в некоторых районах Нечерноземного Центра изменений в осадках не отмечено.

По данным В. П. Гричука [1969], в атлантическом периоде в северной половине Европы имело место повышение годовой суммы осадков. По нашим реконструкциям на севере Европейской части СССР и на побережье Баренцева моря в климатический оптимум голоцена количество выпадающих осадков за год также было больше на 50—70 мм по сравнению с современным количеством осадков. В юго-восточных районах Европейской части СССР количество осадков увеличивалось на 75—100 мм. В некоторых районах средней полосы Европейской части СССР также происходило увеличение количества осадков с 400—500 до 500—600 мм.

Сравнение ландшафтной зональности в климатическом оптимуме голоцена (рис. 5) с современной зональностью показывает, что происходили сдвиги зональных рубежей. Картина зональности растительного покрова в изучаемый период прослеживается достаточно хорошо. Разные зональные рубежи обусловлены различными сочетаниями климатических условий. При изменении климатических условий, как известно, изменение границ ландшафтных зон может носить как согласный характер (смещение зон к северу и к югу в целом), так и несогласный характер [Толмачев, 1959]. Как видно из восстановленной ландшафтной зональности, изменение границ лесных ландшафтных зон в климатическом оптимуме голоцена носило несогласный характер, то есть происходило смещение лесной зоны как к северу, по-видимому, из-за увеличения температур, так и к югу, вследствие увеличения количества годовых осадков и при температурах, близких к современным, как было показано выше. Значительно расширились зоны широколиственных и смешанных лесов. Зона тундры на Европейской части СССР, вероятно, отсутствовала.

Таким образом, в климатическом оптимуме голоцена на территории Европейской части СССР происходило повсеместное повышение температур, которое носило дифференцированный характер. Наибольшее повышение температур происходило в северных районах Европейской части СССР и постепенно уменьшалось в южном направлении. Среднегодовая сумма осадков возрастала в основном в северных и юго-восточных районах Европейской части СССР. Вследствие изменения климатических условий происходило изменение границ ландшафтных зон как к северу, так и к югу.

Произведенные реконструкции не претендуют на абсолютную точность, так как мы располагаем ограниченным количеством разрезов, в которых осадки климатического оптимума голоцена были точно датированы и к обработке могли быть привлечены палинологические данные из отложений более молодого или древнего возраста. По мере введения голоценовых разрезов с абсолютными датировками времени климатического оптимума голоцена для Европейской части СССР палинологические данные могут быть уточнены.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук В. П.* Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Климаков В. А.* Восстановление количественных характеристик климата голоцена и плейстоцена по данным палинологического анализа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1976а.
- Климаков В. А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1976б, № 2.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 1.
- Нейштадт М. И.* Палеогеография природных зон Европейской части СССР в послеледниковое время. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 1.
- Сергин С. Я.* Температура поверхности Земли в наиболее теплые и холодные эпохи позднечетвертичного времени. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 3.
- Толмачев А. В.* Географические закономерности эволюции в недавнем и отдаленном прошлом: (Очерки по биогеографии минувших геологических периодов). — В кн.: Вопросы палеоботаники и биостратиграфии. М.: Наука, 1959.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ЭПОХУ 18 000—20 000 ЛЕТ НАЗАД	
<i>Величко А. А., Фаустова М. А.</i> Проблемы обоснования максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на севере Евразии	7
<i>Астахов В. И.</i> О происхождении и палеогеографическом значении холмистогрядового рельефа Западной Сибири	16
<i>Бойкова И. М., Грибченко Ю. Н., Нечаев В. П.</i> Рельеф и четвертичные отложения Западного Ямала (побережье залива Мутный)	22
<i>Файнер Ю. Б., Файнер Т. Г.</i> Некоторые вопросы палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Средней Сибири	27
<i>Беспалый В. Г., Давидович Т. Д., Иванов В. Ф., Ложкин А. В.</i> Природные условия эпохи последнего оледенения в районе Пенжинской губы	32
ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ СССР	
<i>Думитрашко Н. В.</i> Проблемы палеогеографических реконструкций позднеплейстоценового горного оледенения (на примере горной зоны юга СССР)	41
<i>Майсурадзе Г. М.</i> Свидетельства двух фаз позднеплейстоценового оледенения на Кавказе	45
<i>Лебедева И. М.</i> Палеогляциологическая оценка двух концепций оледенения гор Средней Азии в позднем плейстоцене	49
<i>Никонов А. А.</i> Об абсолютном возрасте последнего оледенения в горах Средней Азии	54
<i>Бондирев Л. Г.</i> К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении Тянь-Шаня	59
<i>Окишев П. А.</i> Позднеплейстоценовое оледенение Алтая и некоторые аспекты палеогеографии постмаксимальной фазы его эволюции	63
<i>Заморцев В. В.</i> Дискуссионные вопросы изучения четвертичного оледенения гор Востока СССР	68
<i>Овандер М. Г., Башлакин Д. К.</i> Особенности последнего позднеплейстоценового оледенения Верхоянья	74
<i>Глушкова О. Ю.</i> Оледенение территории Северо-Востока СССР в конце позднего плейстоцена	78
<i>Аманьев Г. С.</i> Особенности позднечетвертичного оледенения в горах Северо-Востока СССР	83
ПРОБЛЕМЫ ХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ И ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ АРИДНЫХ И ПЛЮВИАЛЬНЫХ ФАЗ ЮЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ СССР С ОЛЕДЕНЕНИЯМИ СЕВЕРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ. ОСОБЕННОСТИ ЛЕССОНАКОПЛЕНИЯ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ	
<i>Иванова Г. Н., Стасюк М. И.</i> Проблемы синхронизации событий в конце четвертичной истории Средней Азии и прилегающих областей	87
<i>Мамедов Э. Д.</i> Плиоциалы и арады в позднеплейстоценовой и голоценовой истории пустынь СССР и сопредельных стран	94

<i>Пахомов М. М., Никонов А. А., Рапов В. А.</i> Динамика природной среды низкоргорий Южного Таджикистана в позднем плейстоцене (по результатам изучения стратифицированных стоянок каменного века)	99
<i>Лазаренко А. А.</i> Палеоклиматическая характеристика лёссовой формации Средней Азии и проблема межрегиональных корреляций оледенений и межледниковий с аридами и пльувналами	106
<i>Ломов С. П.</i> Строение верхнеплейстоценовой лёссовой толщи и эволюция почвенного покрова (на примере Таджикистана)	116
<i>Агаханянц О. Е.</i> Смена атмосферной циркуляции и деградация древесных пород в горах Средней Азии на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена	118
<i>Аубекеров Б. Ж.</i> Изменение некоторых компонентов природной среды в течение последнего оледенения и послеледниковья	124
<i>Батулин С. Г., Мамедов Э. Д.</i> Реликтовые и погребенные почвы Кызылкумов, их связь с позднечетвертичным осадконакоплением и палеогеографическое значение	128
<i>Васильев Ю. М.</i> Последнее оледенение, аридные климаты и каспийские трансгрессии	132
<i>Томирдиаро С. В.</i> Арктический и субарктический типы мерзлотного лёсса и выделение едомных формаций шельфового и континентального типов	134
ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОЛОЦЕНА	
<i>Хотинский Н. А.</i> Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена	142
<i>Елина Г. А., Лебедева Р. М.</i> Голоценовая динамика ландшафтных зон северо-запада Европейской части СССР	148
<i>Никифорова Л. Д.</i> Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР	154
<i>Сейбутис А. А.</i> Важнейшие черты развития голоценовой растительности в Прибалтике	162
<i>Якушко О. Ф., Махнач Н. А., Богдель И. И.</i> Зональные и провинциальные различия растительного покрова Белоруссии в голоцене	168
<i>Артюшенко А. Т., Арап Р. Я., Безусько Л. Г., Ильвес Э. О., Каюкина Т. М., Ковалюх Н. Н.</i> Новые данные о растительности Украины в голоцене	173
<i>Серебрянная Т. А.</i> О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене	179
<i>Волкова В. С., Левина Т. П.</i> Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным	186
<i>Никольская М. В., Черкасова М. Н.</i> Динамика голоценовых флор Таймыра (по палеофитологическим и геохронологическим материалам)	192
<i>Боярская Т. Д.</i> О развитии растительности Тихоокеанского побережья СССР в голоцене	202
<i>Каплина Т. Н., Ложкин А. В.</i> История развития растительности Приморских низменностей Якутии: в голоцене	207
<i>Егорова И. А.</i> История растительности Камчатки в голоцене	220
<i>Лисс О. Л., Березина Н. А.</i> Развитие болотообразовательного процесса в центральной части Западной Сибири	224
<i>Савина С. С., Хотинский Н. А.</i> Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена	231
<i>Бурашников Т. А., Муратова М. В., Суетова Н. А.</i> Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума	245
<i>Климанов В. А.</i> Климат Восточной Европы в климатический оптимум голоцена (по данным палинологии)	251

CONTENTS

Foreword	5
PROBLEMS OF RECONSTRUCTION OF THE NORTHERN EURASIA ICE SHEETS (18—20 TH. Y. B. P.)	
<i>A. A. Velichko, M. A. Faustova.</i> Problems of the maximum Late Pleistocene glaciation extent at the Northern Eurasia	7
<i>V. I. Astakhov.</i> On the origin and paleogeographic significance of the hill-and-ridge topography at West Siberia	16
<i>J. M. Boikova, Yu. N. Gribchenko, V. P. Nechaev.</i> Relief and Quaternary geology of the western Yamal Peninsula	22
<i>Yu. B. Fainer, T. G. Fainer.</i> Some problems of Late Pleistocene paleogeography of the North-West of Middle Siberia	27
<i>V. G. Bespal'y, T. D. Davidovich, V. F. Ivanov, A. V. Lozhkin.</i> Environment at the Penzhina Bay region during the last glaciation	32
PROBLEMS OF MOUNTAIN GLACIATION AND PALEOGEOGRAPHY OF THE USSR MOUNTAIN REGIONS	
<i>N. V. Dumitrashko.</i> Problems of paleogeographic reconstructions of the Late Pleistocene mountain glaciation (with special reference to the mountains of the South of the USSR)	41
<i>G. M. Maisuradze.</i> Evidences of two phases of the Late Pleistocene glaciation at the Caucasus	45
<i>I. M. Lebedeva.</i> Paleo-glaciological estimation of two concepts of the Central Asia mountains glaciation during the Late Pleistocene	49
<i>A. A. Nikonov.</i> On the absolute age of the last glaciation at the Central Asia mountains	54
<i>L. G. Bondarev.</i> On the Late Pleistocene glaciation at the Tien Shan	59
<i>P. A. Okishev.</i> Late Pleistocene glaciation of the Altai and some features of paleogeography of its post-maximum evolution	63
<i>V. V. Zamoruev.</i> Problems of the Quaternary glaciation study at the mountains of the East of the USSR	68
<i>M. G. Ovander, D. K. Bashlavin.</i> Special features of the last Late Pleistocene glaciation at the Verkhoyan region	74
<i>O. Yu. Glushkova.</i> Glaciation at the North-East of the USSR at the end of the Late Pleistocene	78
<i>G. S. Ananyev.</i> Special features of the Late Pleistocene glaciation at mountains of the North-East of the USSR	83
PROBLEMS OF CHRONOLOGICAL AND CLIMATIC CORRELATION OF THE ARID-PLUVIAL PHASES OF THE SOUTH AND GLACIATIONS OF THE NORTH OF THE USSR. LOESS FORMATION AND PERMAFROST FEATURES	
<i>G. N. Pshenn, I. I. Spasskaya.</i> Problems of the Late Quaternary history correlation of Central Asia and adjacent regions	87
<i>E. D. Mamedov.</i> Pluvial and arid phases during Late Pleistocene—Holocene history of deserts of the USSR and adjacent countries	94

<i>M. M. Pakhomov, A. A. Nikonov, V. A. Ranov.</i> Environmental dynamics at South Tadjikistan low mountains during Late Pleistocene (data from stratified Paleolithic sites study)	99
<i>A. A. Lazarenko.</i> Paleoclimatic characteristic of Central Asia loess formation and problem of inter-regional correlation of glacial — interglacial stages with arid and pluvial phases	106
<i>S. P. Lomov.</i> Upper Pleistocene loess series and soil evolution (with special reference to Tadjikistan)	116
<i>O. E. Agakhanyanz.</i> Changes of the atmospheric circulation and tree species degradation at the Central Asia mountains at the Late Pleistocene — Early Holocene boundary	118
<i>B. Zh. Aubekero.</i> Changes of some environmental components during last glaciation — post-glacial time	124
<i>S. G. Batulin, E. D. Mamedov.</i> Relict and buried soils of Kyzyl-Kum, their connection with Late Quaternary sedimentation and paleogeographic significance	128
<i>Yu. M. Vasilyev.</i> Last glaciation, arid climates and Caspian transgressions	132
<i>S. V. Tomirdiuro.</i> Arctic and sub-arctic types of perennially frozen loess and identification of shelf and continental types of the "yedoma" formations	134

PALEOGEOGRAPHY OF THE HOLOCENE

<i>N. A. Khotinski.</i> Holocene chronological levels: problems of the Holocene paleogeography	142
<i>G. A. Elina, R. M. Lebedeva.</i> Dynamics of landscape zones at the NW European part of the USSR during Holocene	148
<i>L. D. Nikiforova.</i> Dynamics of landscape zones of the NE European part of the USSR during Holocene	154
<i>A. A. Seibutis.</i> Most important features of the vegetation evolution at the Baltic region during Holocene	162
<i>O. F. Yakushko, N. A. Mahnach, I. I. Bogdel.</i> Zonal and provincial differentiation of vegetation at Byelorussia during Holocene	168
<i>A. T. Artyushenko, R. Ya. Arap, L. G. Bezusko, E. O. Ilves, T. M. Kayutkina, N. N. Kovalyukh.</i> New data on the vegetation at Ukraina during Holocene	173
<i>T. A. Serebryannaya.</i> On the forest-steppe zone dynamics at the Central part of the Russian Plain during Holocene	179
<i>V. S. Volkova, T. P. Levina.</i> Vegetation at West Siberia during Holocene according to the palynological data	186
<i>M. V. Nikolskaya, M. N. Cherkasova.</i> Holocene floras dynamics at Taimyr (Paleo-phytological and geochronological data)	192
<i>T. D. Boyarskaya.</i> On the vegetation evolution of the Pacific coast of the USSR during Holocene	202
<i>T. N. Kaplina, A. V. Lozhkin.</i> History of the vegetation evolution at coastal lowlands of Yakutia during Holocene	207
<i>I. A. Egorova.</i> History of the vegetation evolution at Kamchatka during Holocene	220
<i>O. L. Liss, N. A. Berezina.</i> Bog formation process evolution at the central West Siberia	224
<i>S. S. Savina, N. A. Khotiski.</i> Zonal method of the Holocene paleoclimates reconstruction	231
<i>T. A. Burashnikova, M. V. Muratova, I. A. Suetova.</i> Climatic model of the Soviet Union territory during the Holocene optimum	235
<i>V. A. Kumanov.</i> Climate of East Europe during the Holocene climatic optimum (according to palynological data)	251

Проблемы обоснования максимальной границы позднелейстоценового оледенения на севере Евразии. Величко А. А., Фаустова М. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основании новейших данных стратиграфических, гляциодинамических и геохронологических исследований критически рассмотрены различные реконструкции и модели ледниковых покровов Северной Евразии во второй половине позднего плейстоцена. Обосновывается ограниченное распространение ледниковых щитов в Арктике и возможность отсутствия смыкания ледников различных центров оледенения. Ил. 1., библиогр.: 27 назв.

УДК 551.89

О происхождении и палеогеографическом значении холмисто-грядового рельефа Западной Сибири. Астахов В. И. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Изучение холмисто-грядового рельефа на севере Западной Сибири показывает незначительную роль горных центров оледенения во время последнего крупного наступания льдов в позднем плейстоцене. Основное значение имели ледниковые массы, надвигавшиеся с шельфа. Библиогр.: 17 назв.

УДК 551.33

Рельеф и четвертичные отложения западного Ямала (побережье залива Мутиий). Бойкова И. М., Грибченко Ю. Н., Нечаев В. П. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Дано подробное описание рельефа побережья полуострова Ямал, условий залегания и вещественного состава рыхлых отложений. Сделаны выводы об отсутствии следов позднелейстоценового покровного оледенения. Ил. 1, библиогр.: 4 назв.

УДК 551.89+550.93

Некоторые вопросы палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Средней Сибири. Файнер Ю. Б., Файнер Т. Г. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основе новых фактических материалов обосновывается распространение раннеюрмского оледенения по долине Енисея до Келлог-Теульчесского подпоятия. Обосновано движение ледника по долине Енисея как с плато Путорана, так и с Карского шельфа. Библиогр.: 12 назв.

УДК 551.79

Природные условия эпохи последнего оледенения в районе Пенжинской губы. Беспалый В. Г., Давидович Т. Д., Иванов В. Ф., Ложкин А. В. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

По палинологическим данным, полученным для ряда разрезов верхнеплейстоценовых и голоценовых рыхлых отложений на побережье Пенжинской губы, восстанавливается динамика растительности. Во время последнего оледенения в перигляциальной зоне существовали осоковолишайниковые тундры, а в западных районах местами сохранилась крупнокустарниковая тундра. Потепление раннего голоцена фиксируется по наличию ольховника и кедрового стланика, с частичным восстановлением лесов из каменной березы. Во второй половине голоцена похолодание климата привело к преобладанию кедрового стланика. Ил. 4, библиогр.: 1 назв.

УДК 551.89

Проблемы палеогеографических реконструкций позднелейстоценового горного оледенения (на примере горной зоны юга СССР). Думитова И. В. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Описаны особенности позднелейстоценового оледенения Кавказа, Закавказья и Сивно-Вайкальского регионов. Изучено изменение рельефа в результате оледенения в долине на восток от восточных склонов Главного Кавказского хребта. Библиогр.: 12 назв.

УДК 551.89(479)

Свидетельства двух фаз позднелайстоценового оледенения на Кавказе. — Майсурадзе Г. М. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Описано распространение палеогляциальных форм Кавказа, их соотношение с пещерными отложениями, содержащими палеолитические остатки, а также с осадками черноморских трансгрессий. Оледенение Кавказа было двухфазным. Эти фазы разделялись периодом общего потепления, отразившимся в трансгрессии Черного моря и образовании озерных отложений в зоне отступления ледников. Библиогр.: 21 назв.

УДК 551.89

Палеогляциологическая оценка двух концепций оледенений гор Средней Азии в позднем плейстоцене. Лебедева И. М. — В кн.: Основные черты развития природы СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Приведены данные расчета палеобалансов ледников Уйсу и Федченко, а также бассейна озера Каракуль, свидетельствующие о позднелайстоценовом возрасте горнодолинного оледенения гор Средней Азии. Засушливый климат этого времени обусловил слабый речной сток и незначительную эрозию, способствовавшую хорошей сохранности морен этого возраста. Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.89(575) : 551.793.9

Об абсолютном возрасте последнего оледенения в горах Средней Азии. Никонов А. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

По комплексу стратиграфических, палинологических и геохронологических данных подтверждается для одних участков и впервые устанавливается для других наличие периодов значительного похолодания в горах в интервалах 20—16 и 25—35 тыс. лет назад. Эти периоды, однако, не сопровождался максимальным распространением позднелайстоценовых ледников в горах Средней Азии. Максимум развития ледников должен быть отнесен к более раннему времени (не менее 40—50 тыс. лет назад). Причина этого заключается в сочетании общих колебаний климата с направленной аридизацией района. Библиогр.: 22 назв.

УДК 551.89 : 551.793.9

К вопросу о позднелайстоценовом оледенении Тянь-Шаня. Бондарев Л. Г. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На примере нескольких ключевых участков западной части хребта Кунгей-Ала-Тоо рассмотрено соотношение верхнелайстоценовых ледниковых образований с речными и озерными формами и отложениями. Уточнены размеры последнего оледенения. Показано, что оно не распространялось столь значительно, чтобы заполнять котловину озера Чатыркель. Библиогр.: 10 назв.

УДК 551.89(571.15)

Позднелайстоценовое оледенение Алтая и некоторые аспекты палеогеографии постмаксимальной фазы его эволюции. Окишев П. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассмотрев морфологию последнего позднелайстоценового оледенения Алтая и опираясь на палинологические данные и соотношение ледниковых и озерных образований, автор обосновывает наличие двух мегастадиалов позднелайстоценового оледенения, разделенных озерным периодом. Ледники второго мегастадиала не достигали размеров максимального распространения ледников в первом мегастадиале. Ил. 1, библиогр.: 6 назв.

УДК 551.89(575)

Дискуссионные вопросы изучения четвертичного оледенения гор Востока СССР. Заморуев В. В. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Критически рассмотрев возможности применения схемы В. Н. Сакса, разработанной для равнинных регионов Сибири, к горам Востока СССР, автор обосновывает радиогляциальную датировку в позднелайстоценовой фазе развития максимального оледенения горных районов. Подчеркивается отсутствие надежных критериев для отнесения ледниковых образований в горах к зырянскому или сорганическому горизонтам. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.89(571.5)

Особенности последнего верхнеплейстоценового оледенения Верхоянья. О в а н д е р М. Г., Б а ш л а в и н Д. К. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассматривая оставленные сартаиным оледенением трои и конечно-моренные образования авторы делают выводы об особенностях оледенения Верхоянского хребта. Оледенение происходило в условиях резко и глубоко расчлененного рельефа, носило горно-долинный, местами сетчатый характер и имело несколько стадий. Интенсивность оледенения в разных частях хребта была различной. Ил. 2, библиогр.: 7 назв.

УДК 551.79+551.336

Оледенение территории Северо-Востока СССР в конце позднего плейстоцена. Г л у ш к о в а О. Ю. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассмотрены основные особенности формирования ледников в сартаискую эпоху в 7 ледниковых районах на территории, лежащей восточнее р. Индигирки. Описаны общие черты горного оледенения Северо-Востока СССР и причины, обусловившие его развитие. Ил. 1, библиогр.: 7 назв.

УДК 551.89 : 551.793.9

Особенности позднечетвертичного оледенения в горах Северо-Востока СССР. А н а н ь е в Г. С. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Суммированы данные о ледниковом рельефе Верхнеколымского нагорья и Прихотья. Реконструировано положение снеговой границы и основные особенности различных стадий позднеплейстоценового оледенения. Подчеркивается различие динамики ледников в приморском и внутриконтинентальном районах. Библиогр.: 4 назв.

УДК 551.89(575)

Проблемы синхронизации событий позднечетвертичной истории Средней Азии и прилегающих областей. П ш е н и н Г. Н., С п а с с к а я И. И. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Суммированы основные результаты исследований позднего плейстоцена Средней Азии и отмечены возможности применения различных методов исследований для решения наиболее дискуссионных вопросов. Библиогр.: 10 назв.

УДК 551.793.9(575)

Плювиалы и ариды в позднеплейстоценовой истории пустынь СССР и сопредельных стран. М а м е д о в Э. Д. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Описаны климатические изменения в пределах пустынь СССР в позднем плейстоцене и голоцене. Выделено 5 фаз: сухого и жаркого климата; плювиального семиаридного климата; холодного и сухого; плювиального (подобного климату современной степной зоны); современного аридного климата. Сделаны выводы о синхронности и однонаправленности климатических изменений; об асинхронности плювиальных фаз в субтропических широтах и максимальной фазы оледенения; о жарком и сухом климате межледниковых эпох. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.89 : 551.793.9(575)

Динамика природной среды низкогорий Южного Таджикистана в позднем плейстоцене (по результатам изучения стратифицированных стоянок каменного века). П а х о м о в М. М., Н и к о н о в А. А., Р а н о в В. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассмотрены в серии верхнеплейстоценовых стоянок Средней долины реки Яхунг, Худжи и Шугнуе, две первых из которых содержат культурные слои раннего неолита. Характер верхнего палеолита и мезолита. На первом этапе индикационным материалом выделяется чередование аридных — жарких и плювиальных/прохладных периодов, что дает основу для климатической стратиграфической шкалы позднего плейстоцена и эоцена долины Яхунг. Библиогр.: 14 назв.

УДК 551.89(575)

Палеоклиматическая характеристика лёссовой формации Средней Азии и проблема межрегиональных корреляций оледенений и межледниковий с аридами и плейстоценовыми паводками. Лазаренко А. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Анализируя строение лессово-почвенных разрезов, состав отложений и спорово-пыльцевые спектры, автор делает вывод, что для Средней Азии в плейстоцене характерна общая направленность климатических изменений в сторону ариданации. При этом горизонты погребенных почв соответствуют относительным паводкам в предгорьях, а горизонты лессов — аридам. Выделены три значительных этапа: субгумидный (конец плейстоцена — ранний плейстоцен), семиаридный (средний плейстоцен) и аридный (верхний плейстоцен — голоцен). Ил. 1, биол.огр.: 7 назв.

УДК 550.93

Строение верхней плейстоценовой лёссовой толщи и эволюция почвенного покрова (на примере Таджикистана). Ломов С. П. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Подробно описаны пять погребенных педокомплексов и реконструированы природно-климатические условия их формирования. Строение почвенного покрова Таджикистана в позднем плейстоцене характеризовалось набором основных компонентов, аналогичных современным почвам. Однако ареалы гумидных компонентов занимали большую площадь по сравнению с последующими этапами и современностью. Биол.огр.: 7 назв.

УДК 551.87 : 551.583

Смена циркуляции и деградация древесных пород в горах Средней Азии на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена. Агаханянц О. Е. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

В естественной флоре Средней Азии отсутствуют многие широко распространенные голарктические роды. Изучение палеоареалов сосен Евразии показало, что род представлен разными географическими группами, адаптированными к разным климатическим условиям, в частности, режимам осадков. Время и место дизъюнкций сосен разной экологии позволяет установить ритмику осадков для разных этапов плейстоцена. Последние популяции сосны и ряда других древесных пород исчезли 10—12 тыс. лет. назад. Предполагается, что это связано со сдвигом траектории циклонов, увлажнявших горы Средней Азии, к северу. Биол.огр.: 41 назв.

УДК 551.89 : 551.794

Изменение некоторых компонентов природной среды в течение последнего оледенения и послеледниковья. Аубекеров Б. Ж. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Опираясь на изучение фауны и флоры Казахстана, палеолитических стоянок и наличие подлунных систем криогенного происхождения, автор делает вывод о различии природно-климатических характеристик Западного и Восточного Казахстана в позднем плейстоцене. Запад отличался устойчивым аридным климатом, сходным с современным. Для восточной части характерны резкие колебания климата (сильное похолодание, резко выраженный паводок во время голоценового оптимума). Биол.огр.: 7 назв.

УДК 551.89 : 551.793.9

Реликтовые и погребенные почвы Кызылкумов, их связь с позднечетвертичным осадконакоплением и палеогеографическое значение. Батулин С. Г., Мамедов Э. Д. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Подробно рассмотрены 2 генетические группы древних почв Кызылкумов: гидроморфные и автоморфные, информативная ценность которых неодинакова. Распространение гидроморфных почв тесно связано с пролювиальными отложениями среднего и позднего плейстоцена и контролируется зональностью пролювиального комплекса фаций. Автоморфные серо-бурые почвы следует рассматривать как почвы длительного развития, начало формирования которых возможно совпадает с максимумом распространения степных ландшафтов. Биол.огр.: 7 назв.

УДК 551.89 : 551.793.9

Последнее ледниковье, аридные климаты и каспийские трансгрессии. Васильев Ю. М. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассматривается соотношение отложений позднеледниковых трансгрессий Каспийского моря с аллювием террас. Показано, что в одной и той же области в разные временные интервалы наблюдаются различные соотношения аридных и пluvальных климатов с оледенениями и межледниковьями.

УДК 551.793.9 : 551.794 (575)

Арктический и субарктический типы мерзлотного лёсса и выделение едомных формаций шельфового и континентального типов. Томирд и а р о С. В. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Подробно описаны главные признаки отложений «edomной» свиты и показано, что эти признаки являются ведущими и для формаций классических перигляциальных позднеледниковых эоловых лёссов Европы. Выделено и описано 3 типа отложений мерзлотно-лессовой — едомной толщ: шельфовый или арктический; материковый тип ледово-лессовых отложений; материковый тип лёссово-ледовых отложений. Ил. 2, библиогр.: 17 назв.

УДК 551.794

Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена. Хотинский Н. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основе обобщения многочисленных палинологических и радиоуглеродных данных составлены первые варианты карт растительности СССР для трех хронологических срезов: бореального (8500 ± 300 лет назад), позднеатлантического (5000 ± 150 лет назад) и среднесуббореального (3500 ± 100 лет назад). Рассматривая голоцен как межледниковье, автор выделяет внутроголоценовое теплое время ($3200-9200$ лет назад), которое складывается из трех термических максимумов (бореального, позднеатлантического и среднесуббореального), разделенных температурными депрессиями. Только позднеатлантическая фаза может рассматриваться как климатический оптимум голоцена всей Северной Евразии. В Сибири к климатическому оптимуму может быть отнесен бореальный термический максимум, а на севере Русской равнины — среднесуббореальный термический максимум. Библиогр.: 7 назв.

УДК 551.794 (470.21/25)

Голоценовая динамика ландшафтных зон северо-запада Европейской части СССР. Елина Г. А., Лебедева Р. М. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основе массовых палинологических и ^{14}C данных реконструируется растительность и эволюция болот Карелии и Кольского полуострова в голоцене. Ил. 1, библиогр.: 11 назв.

УДК 551.794 (470.1)

Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР. Никифорова Л. Д. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Представлена детальная картина эволюции растительного покрова северо-востока Европейской части СССР в голоцене на основе палинологических и многочисленных ^{14}C данных. Табл. 1, библиогр.: 20 назв.

УДК 551.794 (474)

Важнейшие черты развития голоценовой растительности в Прибалтике. Сейбтукис А. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассматривается эволюция растительности Эстонии, Латвии, Литвы и Калининградской области в отдельные этапы голоцена на основе палинологических и радиоуглеродных данных. Библиогр.: 20 назв.

Зональные и провинциальные различия растительного покрова Белоруссии в голоцене. Якушко О. Ф., Махнач Н. А., Богдель И. И. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Рассматривается история формирования растительного покрова Белоруссии на основе палинологического изучения большого количества разрезов голоценовых отложений. Зональные черты природы утвердились в бореальное время. Наибольшего разнообразия растительность достигла в атлантическом периоде, когда в пределах одной зоны широколиственных лесов сформировался ряд провинций. Позже растительность становится менее разнообразной. Современная растительность формировалась под сильным воздействием хозяйственной деятельности человека, приведшей к резкому сокращению роли широколиственных пород и ели и увеличению безлесных пространств. Ил. 2, библиогр.: 5 назв.

УДК 551.794 (477)

Новые данные о растительности Украины в голоцене. Артюшенко А. Т., Арап Р. Я., Безусько Л. Г., Ильвес Э. О., Каюткина Т. М., Ковалюх Н. Н. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

В статье рассматриваются вопросы истории развития растительности Украины в голоцене. Впервые для этой территории получены серийные ^{14}C датировки. Благодаря этому уточняется пылевая стратиграфия голоцена Украины. Отмечается отсутствие ксеротермических условий на территории Украины в суббореальное время. Ил. 4, библиогр.: 22 назв.

УДК 551.794 (470.3)

О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене. Серебряная Т. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

С учетом палинологических и ^{14}C данных рассматриваются основные этапы формирования растительности лесостепной зоны Европейской части СССР на примере Среднерусской возвышенности и прилегающей к ней территории. Установлено, что формирование лесостепи современного облика относится к суббореальному периоду голоцена. Во вторую половину суббореального времени лесостепь начала продвигаться к югу и к середине субатлантического периода достигла своих южных пределов. Современное состояние ландшафтов лесостепи с крайне низкой облесенностью — результат сильного антропогенного воздействия. Ил. 1, библиогр.: 19 назв.

УДК 551.794 (571.1)

Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным. Волкова В. С., Левина Т. П. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

В статье рассмотрена динамика растительных зон голоцена. Дано описание растительности предбореального, бореального, атлантического, суббореального и субатлантического периодов. Рассматривается вопрос становления лесов и их динамика во времени и пространстве. Разобрана роль широколиственных пород (липы, вяза) в лесах Западной Сибири. Показана неоднородность климатической обстановки голоцена. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.794 (571.511)

Динамика голоценовых флор Таймыра (по палеофитологическим и геохронологическим материалам). Никольская М. В., Черкасова М. Н. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

В бассейнах рек Хета—Хатанга и Большая Балахья изучено 60 разрезов, для которых получено около 70 ^{14}C дат. В 20 разрезах выделены пыльца и споры, в 7 — макроостатки растений, в 8 — диатомы. Наибольшее количество данных относится к интервалам 9000—8000 и 6000—4000 лет назад. Изучены палеолесодняковые, предбореальные, бореальные и суббореальные отложения. Установлено, что существенное потепление началось в бореальное время, когда древесные породы распространялись вплоть до левобережья Хатанги. Лесовенность достигала озера Таймыр (современная арктическая тундра). Анализ видового состава ископаемых флор выявил тенденцию постепенного увеличения доли участия азиатских, американских и циркулярных видов. Табл. 2, ил. 3, библиогр.: 9 назв.

УДК 551.794 (571.6)

О развитии растительности Тихоокеанского побережья СССР в голоцене. Боярская Т. Д. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основании большого фактического материала сделана попытка рассмотреть ход развития растительности некоторых районов Тихоокеанского побережья СССР в голоцене — Чукотки, Западной Камчатки, Нижнего Приамурья, шельфа Татарского пролива. Для этого привлечены данные палинологического анализа отложений 48 разрезов и использованы многочисленные датировки абсолютного возраста по ^{14}C . Выделены соответствующие периоды голоцена и кратко охарактеризована их растительность. Сделан вывод о максимальном распространении широколиственных пород в южных и некоторых древесных пород в северных районах во второй половине бореального и в атлантическом периодах. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.794 (571.56)

История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене. Каплина Т. Н., Ложкин А. В. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На большом фактическом (палинологическом, по макроостаткам и данным ^{14}C) материале установлены оптимальные условия для развития древесной растительности на севере Якутии в бореальном и начале атлантического периода. Отмечено, что высокоствольная береза в это время распространилась на о. Котельном, т. е. на 600 км севернее современного ареала. Во второй половине атлантического периода ландшафты приобрели современный облик. Ил. 6, библиогр.: 30 назв.

УДК 551.794 (571.66)

История развития растительности Камчатки в голоцене. Егорова И. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

На основе палинологических, ^{14}C и тефрохронологических данных установлены различия в развитии растительности западной и восточной частей Камчатки. На западе полуострова лесные формации распространились уже в начале голоцена, тогда как на востоке — лишь с середины атлантического периода. Рассматривается тормозящее воздействие кальдерообразующего вулканизма на растительность Камчатки. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.794 : 551.312.2 (571.1)

Развитие болотообразовательного процесса в центральной части Западной Сибири. Лисс О. Л., Березина Н. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Установлено, что наиболее древние болота центральной части Западной Сибири имеют предбореальный возраст. Однако большинство болот средней и южной тайги сформировалось в атлантическом периоде. В суббореальное время процесс заболачивания распространился на водоразделы. Возрастные привязки болотообразовательного процесса проведены на основе использования многочисленных результатов ^{14}C датирования придонных слоев торфа. Рассчитаны темпы торфообразовательного процесса для отдельных этапов голоцена с учетом данных радиоуглеродного анализа. Ил. 5, библиогр.: 9 назв.

УДК 551.794 : 551.583.7

Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена. Савина С. С., Хотинский Н. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Установлено, что каждая современная растительная зона, подзона, группа растительных формаций СССР характеризуется определенными климатическими показателями. Восстанавливая картину растительного покрова СССР в различные этапы голоцена на основе палеоботанических данных и выявляя на ней зональные границы, можно определить соответствующие климатические характеристики. В этих целях рассматривается карта растительности СССР в бореальном периоде, на которой построены схематические карты температур июля и января, а также годового количества осадков. Приводятся схемы циркуляционных процессов над Северным полушарием, которые позволяют понять своеобразие климатической обстановки в бореальном периоде. Ил. 5, библиогр.: 19 назв.

УДК 551.794 : 551.583.7

Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума. Бурашникова Т. А., Муратова М. В., Суева И. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Для построения палеоклиматических карт предлагается использовать модель, построенную при помощи трендового анализа. Обсуждается палеоклиматическая модель для оптимума голоцена (5—6 тыс. лет назад) для территории СССР, на которой представлены отклонения температуры июля и января и годового количества осадков от современных показателей. Ил. 1, библиогр.: 12 назв.

УДК 551.794 : 551.583.7

Реконструкция климата прошлого по данным палинологического анализа на примере Европейской части СССР в оптимум голоцена. Климанов В. А. — В кн.: Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.

Работа посвящена палеоклиматическим реконструкциям Европейской части СССР в климатический оптимум голоцена. Расчеты количественных палеоклиматических показателей произведены с помощью методки, основанной на соответствии современных спорово-пыльцевых спектров современным климатическим условиям. По рассчитанным палеоклиматическим показателям построены на исследуемую территорию и срез времени карты-схемы ландшафтной зональности, средних температур года, июля и января, годовой суммы осадков. Климат Европейской части СССР в оптимум голоцена был теплее, особенно в северных районах, и влажнее в северных и юго-восточных районах, был менее континентальным и мигким. Ил. 5, библиогр.: 7 назв.

**РАЗВИТИЕ ПРИРОДЫ ТЕРРИТОРИИ СССР
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

*Утверждено к печати Комиссией
по изучению четвертичного периода
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства Б.С. Шохет
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор Н.М. Петракова
ИБ № 24219

Подписано к печати 24.05.82. Т-04166
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура литературная (Фотонабор)
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,0+0,4 вкл.
Усл.кр.-отт. 17,7. Уч.-изд.л. 21,8. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 1150. Цена 3 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 17

3 р. 20 к.