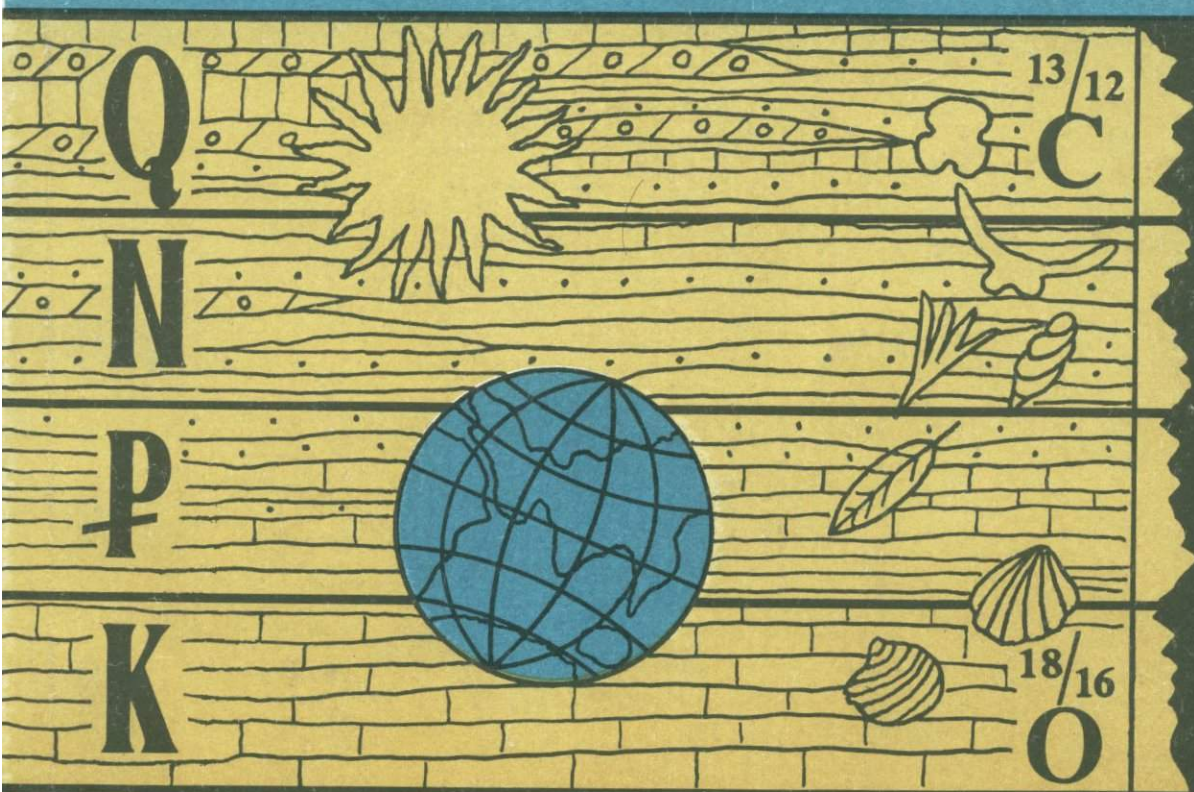


МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

Ответственные редакторы:

А.А. ВЕЛИЧКО, доктор географических наук,

Л.Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, доктор географических наук,

Е.Е. ГУРТОВАЯ, кандидат геолого-минералогических наук



МОСКВА
"НАУКА"
1985



4361

Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

В сборнике освещены новейшие достижения и поиски, которые позволяют оценить возможности различных методов: палеоботанических, палеозоологических, литологических и других для получения палеоклиматической информации. Особое внимание в статьях уделяется оценке репрезентативности каждого из методов с точки зрения получения количественных характеристик.

Ил. 51. Библиогр. 354 назв. Табл. 22.

Рецензенты:

Н.А. ХОТИНСКИЙ, доктор географических наук,

П.А. КАПЛИН, доктор географических наук.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Состояние климата и обеспечение продовольственными ресурсами относятся к числу проблем, остро волнующих человечество. Обе эти проблемы, по существу, тесно связаны и взаимозависимы. Наводнения, засухи, ураганы и тайфуны приводят к человеческим жертвам и разрушению ценностей, созданных многими поколениями, они уничтожают посевы и пастбища, создавая угрозу голода. Опережение роста численности населения по сравнению с освоением новых площадей, пригодных для сельского хозяйства, создает предпосылки для сокращения как бы территориального "запаса прочности" в обеспечении продовольствием, и в этой ситуации любые негативные отклонения от обычного состояния климата во много раз усиливают опасность дефицита продовольственных ресурсов.

Внимание к проблемам климата усилилось и в связи с вероятностью глобальных изменений климата уже в ближайшее десятилетие, обязанных крупномасштабному загрязнению атмосферы в результате хозяйственной деятельности человека.

В настоящее время исследованиям климата посвящен ряд международных, межгосударственных и национальных программ. В Советском Союзе ведущей является Программа ГКНТ № 07411, нацеленная на разработку методов оценки возможных изменений климата и влияния этих изменений на народное хозяйство, объединяющая многие учреждения и ведомства. Для выполнения этой программы создан Координационный совет под руководством Председателя Госкомгидромета СССР члена-корреспондента АН СССР Ю.А. Изразля и Директора ИФА АН СССР академика А.М. Обухова. Многообразные разделы Программы направлены на углубление познаний пространственной и временной изменчивости климата, на создание прогнозов его развития не только в ближайшее время, но и на длительную перспективу. Ведь от изменений климата в будущем зависит разрабатываемая сегодня стратегия развития хозяйства как в отраслевом, так и в территориальном отношении.

Уже с самого начала активизации работ по проблемам климата стало очевидно, что познание закономерностей климатических изменений невозможно без систематических знаний о характере колебаний климата в прошлом и особенностях его общих изменений за длительный отрезок времени. В частности, об этом было заявлено в решениях Конференции Всемирной метеорологической организации, состоявшейся в Женеве в 1978 г.

В Программе ГКНТ СССР имеется специальный раздел, посвященный исследованиям палеоклиматов. В эти исследования включились многие специалисты из различных учреждений АН СССР, Госкомгидромета СССР, Министерства геологии СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, Госстроя СССР и союзных республик. Головным учреждением по этому разделу определен ИГАН СССР.

Программа исследований по палеоклиматам включает сбор данных, их обобщение и анализ изменений климата в прошлом на различных уровнях: в течение последних столетий и тысячелетий, в голоцене, в четвертичном периоде, в кайнозое в целом (с возможным привлечением данных и по более древним этапам).

Необходимость такого глубокого погружения в древность диктуется двумя обстоятельствами. Первое из них заключается в том, что с начальными фазами кайнозоя совпадает переход от предледникового, преимущественно теплого этапа истории климата на различных широтах Земли к этапу, когда помимо общего тренда к похолоданию с возрастающей частотой начали возникать, особенно в средних и высоких широтах, фазы резких похолоданий (криоледниковые эпохи). Полноценный анализ современного состояния климата невозможен без оценки его места в общей эволюции климата Земли на всем рассматриваемом отрезке.

Включение раздела по палеоклиматам в единую, общую программу, осуществляемую в нашей стране, поставило перед палеоклиматологией ряд новых задач. Прежде всего это задача повышения точности получаемых данных, переход от столь распространенных

качественных характеристик к системе количественных оценок достаточно высокой точности и достоверности. Иными словами, возникла необходимость усовершенствования методов палеоклиматических реконструкций и рационального применения, расстановки существующих методов, что позволило бы с максимальной отдачей использовать весь имеющийся комплекс данных.

Методические исследования создают как бы общую базу для конкретного анализа истории климатов как в глобальном, так и в региональном аспектах. Учитывая, что общий анализ климата не может обойтись без его изучения в конкретных регионах, в работах по палеоклиматическому разделу предусмотрено создание региональных групп (по Европейской части СССР и Кавказу, по Сибири, по Северо-Востоку, по Дальнему Востоку, по Средней Азии).

В рамках программы намечены к изданию и уже публикуются работы как на региональном, так и на глобальном уровне. В качестве одного из важных направлений исследований принята система общесоюзных встреч-совещаний, посвященных главным этапам работ. Первым из них, состоявшимся в 1981 г. в ИГ АН СССР, было совещание по методам климатических реконструкций. Оно позволило участникам работ совместно рассмотреть практически весь спектр методов палеоклиматических реконструкций, создаваемых на палеогеографической основе, оценить наиболее эффективные методы, выработать единые подходы.

Предлагаемый читателю сборник содержит одну из наиболее полных сводок по методам палеоклиматических реконструкций и дает наиболее новые разработки в этой области. Можно быть уверенным в том, что материалы этого сборника представят большой интерес не только для специалистов, непосредственно работающих в данной области, но и для широкого круга исследователей — геологов, географов, океанологов, биологов, археологов — всех, кто интересуется вопросами реконструкции палеоклиматов.

Данный сборник является первым в системе итоговых материалов всесоюзных совещаний, проводимых по палеоклиматическому разделу программы ГКНТ.

В 1982 г. состоялось совещание по дочетвертичным палеоклиматам, в 1983 г. — по истории климатов четвертичного периода, а в 1984 г. — совещание по изменениям климата в голоцене, в том числе в последнее тысячелетие. По материалам этих совещаний предусмотрен последовательный ряд публикаций, которые позволят читателям получить достаточно полное представление о современном состоянии работ по проблемам палеоклиматов отдельных этапов истории Земли.

А.А. Величко

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

УДК 551.583.7

И.П. Герасимов

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СЦЕНАРИИ

Понятие и термин "палеоклиматический сценарий" имели довольно широкое использование на Всемирной климатической конференции, 12–23 февраля 1979 г. в Женеве.

Как известно, основной задачей Женевской конференции была оценка наших знаний о климатах Земли, методов их изучения и результатов наблюдений как над воздействием хозяйственной деятельности человека на климат, так и влияния климатических изменений на жизнедеятельность человека. Предполагалось, что на основе всестороннего научного обсуждения представленных материалов участники конференции подойдут как к прогнозу будущих изменений климатов, так и к определению путей целенаправленного управления климатическими изменениями. Однако было бы слишком оптимистичным считать, что эти задачи конференции были достигнуты. Ее главным результатом было принятие специального обращения (декларации), в котором рекомендовалось использовать в полной мере настоящие знания человека о климате; предпринимать шаги с целью значительного улучшения этих знаний; предвидеть потенциальные антропогенные изменения в климате и препятствовать тем из них, которые могут быть неблагоприятны для дальнейшего благополучия человечества.

Реальным последствием этих рекомендаций явилось решение конференции о создании Всемирной программы по климату, которая опиралась бы на возможно более широкое развитие соответствующих национальных климатических программ. Это решение основывалось на том, что в ходе дискуссий выявились многие слабые стороны современного состояния мировой климатологии. При этом речь идет о климатологии, а не метеорологии вообще. Последнюю, по нашему мнению, правильнее всего определять как науку о физических процессах, происходящих в атмосфере. Климатология же, как наука, пограничная между метеорологией и географией, должна, вероятно, определяться как дисциплина, которая изучает, описывает и предсказывает конкретные проявления физических процессов в атмосфере (тропосфере), выраженные в характеристиках ее среднего состояния: типах реальных погод, их сочетаниях, продолжительности, закономерностях смены и регионального распространения¹.

Как показывают опубликованные материалы конференции, основное внимание на ней было уделено проблемам метеорологии, а не климатологии. Вероятно, это было правильно, хотя и не соответствовало названию конференции. Такое заключение вытекает из того, что самым эффективным методом изучения метеорологических процессов признается в настоящее время математическое моделирование физических процессов, происходящих в атмосфере. Поэтому именно эти вопросы оказались предметом наиболее острых дебатов на конференции. Однако, по моему мнению, результаты этих дебатов оказались довольно неутешительными именно для климатологии. Простых и ясных метеорологических (физико-математических) моделей, позволяющих описывать разнообразные земные климаты и предсказывать их естественные и антропогенные изменения, в докладах на конференции представлено не было. Да, может быть, и не могло быть представлено в силу ряда больших и непреодоленных еще трудностей.

В чем же заключаются трудности, стоящие на пути разработки эффективных математических моделей физических процессов в атмосфере, необходимых для построения теории климатов? Основной среди них на конференции называлась "чувствительность" (вариабильность) климата, которую трудно отделить от того, что можно и следует называть его изменениями. Оба эти понятия объединяются иногда в понятие динамич-

¹ Определение понятия "климат" по материалам конференции таково: "Климат является синтезом погоды в течение целого, существенно длительного периода времени, необходимого для того, чтобы определить его статистические свойства, состоящие из единого целого (средние значения, несоответствия, вероятности экстремальных явлений и т.д.), и в значительной степени является независимым от любого мгновенного состояния".

ности климата и трактуется как коренное его свойство, затрудняющее возможность точного (математического) описания и предсказания. Однако большинство участников конференции вопреки этому мнению признавало существование тенденции определенной устойчивости (стабильности) климатов, проявляющейся, в частности, в его направленных изменениях — трендах (особенно долговременных). Такое признание дает возможность "вводить" в физико-математические модели теории климата те или иные средние метеорологические параметры. Вопрос, таким образом, переносится в сферу выбора достаточно репрезентативных параметров, вводимых в соответствующие описательные и прогностические характеристики климата, что перекидывает вполне определенный мост между климатологией современного и древнего периода (палеоклиматологией).

Вторая большая трудность использования физико-математических моделей (теорий) в климатологических целях заключается в недостаточной еще изученности ряда метеорологических факторов, составляющих важнейшие компоненты климатических характеристик, подобных например, роли Мирового океана. И если в изучении взаимодействия системы "атмосфера — океан" уже сделаны весьма эффективные шаги, то явно недостаточно исследована еще — для обоснованных климатических прогнозов на основе физико-математических моделей — более сложная система "атмосфера — океан — континент".

Наконец, значительные трудности перед физико-математическим моделированием ставят необходимость всемерного учета региональных особенностей климатов и построения региональных климатических прогнозов. Мне кажется, что именно в этом отношении современные метеорологи находятся в особенно трудном положении. Главная причина этого — необходимость высокой формализации (генерализации) вводимых в физико-математические модели метеорологических параметров, которая очень часто входит в противоречие с реальными чертами изменчивости региональных климатов.

Хотя преодоление первой трудности (перманентной изменчивости климата) признавалось принципиально вполне возможным (путем выявления определенных направленных трендов), все же разработка общей теории климатов, способной решать прогностические задачи, признавалась крайне сложной. Но все-таки было ясно, что наиболее прочную опору для разработки прогнозов будущего климата представляют в настоящее время как эмпирические историко-климатические (прежде всего инструментальные наблюдения, проведенные в историческое время), так и палеоклиматические материалы.

Последние, конечно, не имеют прямого метеорологического характера. Они базируются на климатологической интерпретации разнообразных палеогеографических данных и могут иметь лишь косвенное, опосредствованное значение. Наиболее удобной формой их выражения в настоящее время признаются палеоклиматические сценарии. Так были названы опыты реконструкции климатических условий, существовавших в определенное геологическое время в том или ином районе или на всей земной поверхности. Их прогностические (сценарные) значения основываются на предположении, что "бывшие" климатические условия могут снова повториться стихийно или закономерно в ходе дальнейшего изменения климата под воздействием тех или иных естественных или антропогенных факторов (трендов). Отсюда ясно, насколько необходимо с точки зрения разработки основных задач современной климатологии (и прежде всего прогностических) усиленное внимание к развитию палеоклиматических исследований.

И здесь на первое место выходит рассмотрение используемых в настоящее время методов реконструкции палеоклиматов. Если попробовать в самой общей форме охарактеризовать основные пути или этапы построения палеоклиматических сценариев, то можно говорить о следующей схеме.

Исходный этап — целиком основан на прямой палеоклиматической интерпретации различных палеогеографических данных (факторов).

Промежуточный этап — прямая палеоклиматическая интерпретация, как правило, весьма ограниченных палеогеографических данных дополняется путем проецирования в геологическое прошлое общих закономерностей, установленных для современных климатических явлений и процессов.

Заключительный этап — после прямой палеоклиматической интерпретации и ее актуалистического дополнения палеоклимат "домысливается" на основе общих теоретических построений физико-математических моделей.

Ясна, конечно, определенная условность подобного выделения этапов палеоклиматических исследований и их последовательность. Однако некоторое методологическое различие и определение роли и различного "удельного веса" каждого из охарактеризованных этапов в представляемых палеоклиматических реконструкциях (сценариях) кажется полезной.

Другая важнейшая задача разработки палеоклиматических сценариев — выяснение степени их достоверности (проверка). Она может и должна проводиться прежде всего путем сопоставления палеоклиматических реконструкций, созданных на том или другом из названных выше этапов. Этот путь проверки можно назвать теоретическим. Однако не менее важен и путь эмпирической проверки сценариев, разработанных на том или ином этапе, но использующих различные палеоклиматические методики. При определенной независимости таких методик, обусловленных различным характером исходных палеогеографических данных (фактов), совпадение построенных сценариев служит хорошим подтверждением их обоснованности и достоверности.

Следующим вопросом, на котором стоит остановить внимание, является вопрос об использовании построенных палеоклиматических сценариев. По нашему мнению, здесь четко вырисовываются две главные и возможные цели: во-первых, для выявления прямых и обратных связей реконструируемых природных явлений, и прежде всего палеоклимата с биотой и условиями ее существования и распространения, во-вторых, с целью прогноза будущих климатов, как путем пролонгирования выявленных трендов, так и учета установленных прямых и обратных связей палеоклиматов с природной средой.

Таким образом, совершенно закономерно возможно более широкая палеогеографическая основа, на которой будет проводиться реконструкция палеоклиматов. Без такой основы немислим ни один из названных выше этапов построения палеоклиматических сценариев.

Однако, вероятно, возможен и необходим некоторый отбор тех палеоклиматических сценариев, на которых надо сосредоточить наше главное внимание. Я считал бы наиболее важными временными рубежами палеоклиматических сценариев следующие: 1) миоцен, 2) плиоцен (предледниковье), 3) микулино (межледниковье), 4) поздний валдай (максимум похолодания), 5) атлантический век (последледниковое потепление), 6) малый ледниковый век (историческое похолодание). Могут быть и некоторые другие варианты.

УДК 551.583.7

А.А. Величко

ЭМПИРИЧЕСКАЯ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ (принципы и степень точности)

Из всех компонентов природы прошлого, которые изучает палеогеография, климат — единственный компонент, крайне скупо оставляющий "прямых свидетелей" в ископаемом состоянии. Изучая особенности контактов между различными литологическими фациями, можно выделить детали древнего рельефа, а затем и целые геоморфологические комплексы. С помощью геохимии устанавливаются процессы гипергенного выветривания, а в последние десятилетия достаточно обоснованно стали расшифровывать не только отдельные почвенные профили, но и структуру почвенного покрова. Остатки растений и животных вот уже в течение нескольких столетий служат для исследователей наиболее надежным источником сведений о физической географии прошлых эпох. Даже вода сохраняется от прошлых времен, превратившись в лед и аккумулируясь в ледниках и в вечномёрзлых грунтах.

Только древний климат — "надземная" составная часть ландшафтов — является как бы дискретным, скрытым объектом палеогеографии, доступным для познания опосредствовано. Редко мы решаемся утверждать, что перед нами сама древняя характеристика климата, как, например, в случае с фирново-снежными слоями в области питания ледников, которые дают представление о количестве твердых осадков, выпадавших в течение года.

Однако не требует специальных доказательств тезис о том, что климат как бы запечатлелся ("растворился") в той или иной степени во всех резидуальных феноменах

ландшафтов прошлого. Уже устанавливая признаки эрозийного или дефляционного рельефа, мы делаем предположение о характере увлажнения. Представление об особенностях движения приземного слоя воздуха в данном месте мы получаем, анализируя ориентировку древних дюн.

Диагностика профилей ископаемых почв как бурых лесных позволяет сделать интегральный вывод о том, что климат был достаточно влажным, умеренно теплым, а отнесение профилей почв к карбонатным черноземам скорее указывает на континентальный, засушливый климат. Обнаружение среди палеонтологических находок остатков дриадовой флоры или песка будет обоснованно склонять нас к версии о холодных климатических условиях.

Таким образом, если специалисты, изучающие современную природу, часто вспоминают формулу "климат — зеркало ландшафта", то палеогеографу, который задался целью реконструировать климат прошлого, скорее придется руководствоваться формулой "древний ландшафт — зеркало климата".

Длительное время исследователи плейстоцена в основном удовлетворялись качественными оценками климата. Определения типа "суровый, резко континентальный климат оледенений" или "влажный, теплый климат межледниковий" имеют достаточно широкое распространение в литературе. Перед наукой об антропогенном периоде не возникало жесткого требования восстановить климаты различных эпох с максимально возможным применением количественных оценок. К тому же большинство специалистов проявляли и продолжают проявлять обоснованную осторожность при попытках извлечь из тех или иных палеогеографических материалов количественную палеоклиматическую информацию. Главная причина этого — слабая разработанность методов интерпретации количественной информации, а также оценки степени надежности определений.

Не случайно поэтому попытки восстановить пространственные поля температур и осадков с помощью набора количественных определений в серии конкретных точек до недавнего времени были весьма редки. Скорее преобладали реконструкции, основанные на расчетах, вытекающих из существующих в настоящее время общих зависимостей между климатом и другими природными компонентами, т.е. на основах, широко используемых в палеоклиматическом моделировании. Так, из современной климатологии известно, что граница области распространения постоянных снегов соответствует зоне, где средние годовые температуры не поднимаются выше -10° , а северная граница распространения древесной растительности близка к средней месячной изотерме июля около 10° . Характеристики подобного типа, отражающие объективные связи между климатом и подстилающей поверхностью, успешно использовались для разработки весьма важных построений о климатах прошлого Европы (Бюдель, 1955). И. Брукс (1952), исходя из связей между температурами и поверхностью океана, покрытой льдом и свободной от него, показал, что для начала развития оледенения в высоких широтах достаточно весьма незначительного снижения температур — на $2,8^{\circ}\text{C}$. В ледниковые эпохи наибольшие охлаждения испытывают высокие и средние широты, а в низких широтах термические изменения незначительны. Позже эти представления нашли подтверждение в результатах конкретных исследований. Наиболее фундаментальные разработки по связям между современным и древним климатом принадлежат М.И. Будыко (1980).

В целом можно отметить, что направление в области исследования климатов антропогена, которое в настоящее время называется палеоклиматическим моделированием, зародилось раньше, чем направление, которое можно назвать эмпирической палеоклиматологией. Следует, однако, подчеркнуть условность в разграничении этих направлений. Они, конечно, могут существовать параллельно или с незначительным сопряжением, но в таком случае их результаты будут страдать односторонностью. Даже в столь продвинутых моделях, как модель Л. Гейтса, для максимума последнего оледенения (18—20 тыс. лет назад) выявилась несогласованность между расчетными оценками и данными, полученными по палеогеографическим материалам в ряде районов для конкретных точек (Величко, 1977).

По нашему мнению, указанная несогласованность отнюдь не свидетельствует о несовершенстве используемых моделей. Более того, несогласованность в данном случае явление закономерное, заложенное в самом существе метода исследования. Использование моделей, взятых из современной климатологии, является ни чем иным, как ярким проявлением принципа актуализма в палеогеографии. Нам уже приходилось обращать

внимание на существование ряда ограничений для этого метода (Величко, 1980). Природные ситуации, даже при одинаковом с современностью наборе составных частей одного и того же компонента, могут сильно различаться. Так 18–20 тыс. лет назад обширные пространства средних широт Евразии характеризовались растительностью, состоящей из представителей современных степей и тундр. Однако из них сформировалась совершенно своеобразная группировка растительности — перигляциальные тундростепи, которых в настоящее время на Земле нет.

Неправомерным будет и непосредственный перенос характеристик климата тундр и степей на эти пространства. Очевидно, простое использование современных показателей для прошлого невозможно. В связи с этим И.П. Герасимов (1979) предложил термин "палеоактуализм", а А.А. Свиточ (1982) отметил необходимость соблюдения принципа дополнительности.

Действительно, весь опыт палеогеографических исследований как бы предостерегает специалиста от автоматического переноса современных условий на прошлые эпохи, обязывает анализировать данные под особым углом зрения, а именно — не отражают ли они обстановки, которым нет полного подобия в современности. Это относится уже к самому молодому геологическому периоду — плейстоцену, когда видовой состав флоры и фауны существенно не отличался от современного. Положение значительно усложняется с переходом к более ранним этапам кайнозоя и к мезозою, когда резко возрастает число видов, об экологии которых можно говорить с большой долей неопределенности.

Таким образом, принцип актуализма, являющийся базовым, основополагающим принципом в палеогеографии и в палеоклиматологии, все же не может применяться безоговорочно. Он нуждается в ограничениях, накладываемых дисконформностью (не подобием, не эквивалентностью) природных условий современности и прошлого. Вероятно, следует считать, что в палеогеографии (и геологии) принцип актуализма может использоваться только в сочетании с принципом дисконформности.

Между тем модели, обычно применяемые в палеоклиматологии, как бы настраиваются в соответствии с современной динамической системой климата. Ведь качество модели и проверяется тем, насколько близко к реальности она воспроизводит современную систему.

С другой стороны, реконструкции, основанные только на эмпирических данных, являются остановившимся на полпути исследованием. Останутся не использованными важные климатические закономерности общего характера, заложенные в модели, мало обоснованной будет интерполяция тех или иных показателей для районов, по которым конкретные данные отсутствуют или немногочисленны.

Очевидно, наиболее плодотворные результаты могут быть получены при взаимном сочетании обоих подходов. В этом случае эмпирическая палеоклиматология не только позволит обеспечить системой точек ("палеометеостанций") и ареальных палеометеорологических характеристик территорию, для которой реконструируется палеоклимат. Можно рассчитывать, что именно с помощью этих данных будут введены в модель обязательные ограничения, вытекающие из принципа дисконформности древних природных обстановок современным.

Запаздывание в развитии эмпирической палеоклиматологии по сравнению с палеоклиматическим моделированием вполне объяснимо. К моделированию можно было приступить, располагая установленными закономерностями из современной климатологии и ограниченным набором характеристик природы прошлого, в основном касающихся подстилающей поверхности. Эмпирическая же палеоклиматология требует проведения на обширных территориях детальных полевых и аналитических исследований, разработки методов перевода чисто натурных характеристик в климатические. Даже для достижения того начального уровня, в котором эмпирическая палеоклиматология четвертичного (антропогенного) периода находится сейчас, необходимо было длительное время.

Правда, уместно обратить внимание на несколько парадоксальное положение, сложившееся в палеоклиматологии в целом. Если для четвертичного периода лишь в последние годы начинают получать распространение пространственные палеоклиматические реконструкции, то для более ранних периодов — неогена и палеогена, а затем и для мезозоя и позднего палеозоя палеоклиматические карты для Евразии были построены уже несколько десятилетий назад. Этим наука обязана исследованиям В.М. Синицына

(1967), которого мы с полным правом можем считать одним из основоположников палеоклиматологии.

Последовательная серия карт, построенная В.М. Сеницыным, содержала обобщенную характеристику палеоклиматов, основанную на возможно детальном для своего времени анализе литогенетических формаций, сообществ растительности, животного мира и др. Эти карты давали представление о возможных пределах температур и осадков в различных районах, и их точность была достаточной для общей характеристики климатических условий прошлого.

Однако в настоящее время отношение к палеоклиматологии резко изменилось. Из отрасли знаний, рассматривавшейся часто как некое дополнение к основным (стратиграфическим и палеоландшафтным) результатам исследований, палеоклиматология стала ведущей отраслью, имеющей важное прикладное значение. Реальная угроза чрезвычайно быстрых и крупномасштабных изменений, связанных с ролью антропогенного фактора в развитии климата (в первую очередь увеличение содержания углекислого газа в атмосфере за счет техногенных выбросов), поставила перед специалистами две главные задачи: определить тренд дальнейших климатических изменений и охарактеризовать те климатические ситуации, которые будут возникать по мере реализации тренда.

В настоящей статье мы не касаемся как таковой проблемы правильности оценки тренда или предвидения тех ситуаций, в которых окажется человечество по мере реализации тренда. Эти задачи, как известно, весьма сложны, а в отдельных аспектах — дискуссионны.

Однако в данном случае существенно констатировать, что ни одна из этих задач не может быть решена без материалов о климатах прошлого. Несмотря на преобладающее значение антропогенного фактора, влияние которого на климат не опускается в глубь времен более чем на столетие, установление будущих изменений невозможно без учета тренда естественных изменений за максимально возможный отрезок времени в прошлом. Даже если принять, что он будет совершенно подавлен антропогенным фактором, все же потребуются ввести в долговременный климатический прогноз необходимые поправки, учитывающие естественную динамику климата.

Еще более существенно значение палеоклиматических данных для прогнозирования тех пространственных климатических обстановок, в которых человечество может оказаться в недалеком и отдаленном будущем. Согласно мнению М.И. Будыко (1980), уже через 10–15 лет климат будет теплее на 1° – $1,5^{\circ}$, а к 2050 г. температура воздуха у поверхности Земли увеличится на 2° – 3° . Учитывая, что чем далее в глубь мезокайнозойской геологической истории, тем термический уровень теплых эпох становился преимущественно выше, можно рассчитывать "подобрать" среди прошлых эпох те климатические ситуации, которые будут напоминать (но, конечно, не абсолютно идентичные, конформные!) обстановки будущего, определяемые потеплением за счет ведущей роли антропогенного фактора. Не случайно широким распространением пользуется выражение, что климаты прошлых эпох следует рассматривать как сценарии будущего.

Небесполезно проанализировать и те обстановки, которые могли бы создаться за счет только естественного тренда, т.е. при тренде в сторону похолодания и возникновения условий ледниковой эпохи. Это позволило бы более четко, с учетом пространственных деталей ввести поправки в сценарии, обусловленные решающей ролью антропогенного фактора. Не будет бесцельным и рассмотрение ледниковой климатической ситуации как таковой. История человечества показывает, что общество, обладая коллективным опытом, в тех случаях, когда оно вступало в зону риска при взаимодействии с природой, всякий раз реагировало таким образом, чтобы преодолеть критическую ситуацию путем рационального изменения стратегии дальнейшего прогресса. В случае, если антропогенное потепление климата окажется явлением, имеющим преимущественно негативные последствия, несомненно начнет вырабатываться защитная реакция общества (принцип обратной связи). Тогда может стать реальной альтернатива: либо будут сбалансированы антропогенный и естественный тренды, с тем чтобы добиться оптимальных параметров климата, либо начнет преобладать естественный тренд, который приведет к условиям, в которых человечество в последний раз оказалось 17–20 тыс. лет назад в эпоху максимального похолодания последней ледниковой эпохи.

Итак, палеоклиматические исследования призваны дать ответ на многие животрепещущие вопросы, которые перешли из сферы чисто научного в сферу практического интереса. Отсюда не только возросшее значение палеоклиматических исследований, но и большая ответственность за те результаты и выводы, которые из них следуют. Мерой ответственности в данном случае является степень достоверности, точности данных.

Получаемые эмпирической палеоклиматологией данные могут быть объединены в две основные группы. Одна из которых включает материалы, с помощью которых можно охарактеризовать состояние подстилающей поверхности. По существу, они сводятся к построению "обычных" палеогеографических карт, отражающих соотношение суши и моря, распространение различных типов растительности, почв, границ ледниковых покровов и их рельефа на суше, границ распространения морских льдов и др. Несмотря на то, что они не обладают спецификой климатических карт и не содержат оценок температур и осадков в определенных точках (к чему мы обычно относимся особенно уважительно), эти реконструкции несут совершенно необходимую характеристику климата. Только на основе этих данных можно рассчитывать отражательную способность участков с различным растительным, почвенным покровами, над ледниками и в других условиях, а затем получить суммарное альbedo.

С помощью указанных карт можно установить географию температурных скачков при переходе от неледниковой к ледниковой поверхности, а также рассчитать температурные градиенты над конкретными ледниковыми покровами. Иными словами, материалы такого характера необходимы для выявления географических региональных особенностей климата. Без них было бы невозможно провести правильную интерпретацию данных о температурах, осадках и других компонентах климата, полученных для отдельных точек и ареалов.

Данные, образующие вторую группу палеоклиматических материалов, представляют собой наиболее ценную и в то же время наиболее трудно извлекаемую часть палеоклиматической информации. К настоящему времени существуют разработки, отражающие попытки получить данные о тепло- и влагообеспеченности в пределах континентов по всем трем группам палеогеографических объектов: биогенным, биокосным и литогенным. Каждая из этих трех групп содержит материалы, которые могут дать не только качественные, но и количественные оценки климата. В ряде статей, публикуемых в настоящем сборнике, подробно рассматриваются многие объекты, пригодные для палеоклиматической интерпретации. Здесь же мы попытались рассмотреть возможность построения общего ряда палеогеографических объектов по степени их палеоклиматической информативности (табл. 1, 2)¹. При этом выделены три главные градации: количественная оценка, качественная оценка на уровне природно-климатических зон или областей, сравнительная качественная оценка климата (холодно, тепло, влажно, сухо). Очевидно, наибольшую ценность представляют собой количественные определения палеометеорологических характеристик. Однако при оперировании такими данными необходимо обязательно принимать во внимание не только принципиальную возможность применения того или иного палеогеографического объекта или метода, но и степень точности. Сравнительная таблица используемых объектов и методов показывает, что они предоставляют неодинаковые возможности для реконструкции древних климатов. Поэтому важно, чтобы исследователи, использующие публикуемые палеоклиматические оценки, были ориентированы в степени точности и доверительных пределах тех или иных результатов. Кроме того, оказывается, что значение объектов и методов неодинаково при реконструкции теплых и холодных эпох. Из таблицы следует, что для реконструкции климатов теплых эпох специалисты располагают значительно более широким набором объектов и методов, чем для холодных эпох. Это можно объяснить несколькими причинами. Сравнение с теплыми эпохами представляется более доступным, поскольку настоящее время относится к их ряду.

¹ В рассматриваемый здесь ряд не включены изотопные методы определения палеотемператур, поскольку рассматриваются палеоклиматические индикаторы для суши, среди которых изотопные методы играют пока еще крайне ограниченную роль (изотопно-кислородный метод применяется сейчас для толщ ледников Гренландии и Антарктиды, возможные методические погрешности этого метода обсуждались в литературе). Кроме того, в данной статье рассматривается прежде всего возможность извлечения палеоклиматической информации непосредственно из самих палеоландшафтных компонентов.

Таблица 1

Примерная матрица климатической информативности биогенных палеогеографических компонентов суши внетропического пространства

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ	t июля, °C					Доверительный интервал			t января, °C							Доверительный интервал				Средне-годовая t, °C			P. мм					Доверительный интервал			
	25	20	15	10	5	0	1	5	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	1	5	10	15	-5	-10	-15	200	400	600	800	1000	10
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ																															
Формации южнотавжские темнохвойные, широколиственно-хвойные леса широколиственные леса Западной и Центральной Европы разнотравные и типчково-ковыльные степи																															
Роды Tilia Quercus Carpinus Σ (без вечнозеленого дуба) Picea Σ + Picea																															
Информационно-статистический метод																															
Виды Tilia platyphyllos Quercus pubescens Carpinus betulus																															
Метод центров концентрации (Tilia p., Quercus p., Carpinus b.)																															
ЛЕДНИКОВЫЕ																															
Формации тундро-степи перигляциальные степи холодные степи																															
Роды Betula Salix Larix																															
Виды Betula nana Alnaster frut. Selaginella selag.																															
Метод центров концентрации																															

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ межстадия																				
ФАУНА Комплекс теплолюбивый Виды (роды) благородный олень лось дикаобраз соня-полчок Метод центров концентрации (горностай, темная полевка, суслик, пищуха, пеструшка степная и др.) Насекомые Codes gracilis Villi (жужалица)																				
ЛЕДНИКОВЫЕ																				
Комплекс холодолюбивый Виды (роды) лошадь сайга северный олень овцебык лемминги (копытный, обский) песец Метод центров концентрации (песец, лемминги, северный олень, бизон, россомаха и др.) Насекомые Solioleopus aff. ferrugineus Fahr. (долгоносик степной)																				
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ																				
ПОЧВЫ Типы бореальное почвообразование подзолистые (без глеево-подзолистых) суббореальное почвообразование бурые лесные черноземы (лугово-степные) тропико-субтропическое почвообразование красноцветы Подтипы почв (?)																				
ЛЕДНИКОВЫЕ																				
аркто-бореальное почвообразование почвы с признаками палевых мерзлотных гомогенно-глеевых почв Подтипы почв (?)																				

статочно произвольно можно сделать, исходя из современных различий в климате внутри данной области при перемещении с севера на юг или с запада на восток.

Наряду с реконструкциями на уровне формаций, когда как бы синтезированы условия входящих в них групп растений, широко применяются подходы с использованием растений самих по себе. Наиболее разработаны такие подходы сейчас для древесных пород. Однако в большинстве случаев взятый изолированно отдельный род оказывается мало пригодным из-за очень широкого диапазона климатических параметров, значительно более широкого, чем для формаций, к которым они принадлежат. Так, для ели, участника взятой нами таежной формации, июльские температуры колеблются от 8° до 20° , а январские — от 0° и ниже -35° до -40° . Немногим меньше температурные диапазоны таких широко распространенных родов формаций широколиственных лесов Западной и Центральной Европы, как липа, дуб, граб. А если судить по количеству годовых осадков, то липа может расти на территории, где выпадает от 300 до 2100 мм.

Более определенные данные можно получить путем совмещения климато-экологических характеристик, свойственных отдельным родам. Однако простое наложение климатических параметров, присущих отдельным родам, оказывается мало эффективным. Так, при сочетании данных для липы, дуба и граба оказывается, что летние температурные пределы (14° — 24°) близки к тем, что были установлены для липы, а зимние (от 8° до -7°) близки к таковым для граба. Климатические характеристики, выявленные на уровне формации широколиственных лесов Западной и Центральной Европы, имеют более строгие пределы, чем те, которые получены наложением данных по климату ареалов отдельных родов.

Приведенные примеры отнюдь не означают, что на родовом уровне нельзя получить информацию о палеоклимате с высокой точностью. Разработанный В.А. Климаповым (1976) информационно-статистический метод предусматривает детальный палеоклиматический анализ палинологических спектров с учетом количественного вклада отдельных родов древесных пород (в том числе рассматриваемых нами) в спектр. В результате такой операции достигается высокая точность (до 1°) показателей температур и осадков (до 50 мм). К сожалению, информационно-статистический метод имеет хронологические ограничения. В своей основе он опирается на сходство структуры современных и древних растительных формаций. Однако формации, по структуре сходные с современными, прослеживаются лишь в голоцене. Уже в позднем плейстоцене лесные формации по своему составу существенно отличались от современных (Гричук, 1961). В связи с этим в данные, полученные этим методом для более древних этапов, чем голоцен, могут вкрасться искажения. Во всяком случае, до проведения специальных методических исследований вероятность искажений сохраняется.

В связи с этим потребовалось привлечение данных, которые позволяли бы оценивать метеорологические параметры прошлого, не прибегая к формациям. Такими независимыми индикаторами являются виды растений, каждый из которых обладает достаточно стабильным ареалом, характеризующимся определенными климатическими условиями.

Однако простое использование климатических параметров отдельных видов оказывается мало информативным. Температурные "разбросы" для *Tilia platiphyllos*, *Quercus pubescens* и *Carpinus betulus* оказываются приблизительно в полтора раза меньше, чем для родов липы, дуба и граба, однако точность таких определений все же не превышает 5° — 15° , причем для зимних температур с переходом через 0° . Для палеоклиматических реконструкций теплых эпох плейстоцена пока оказывается наиболее информативным метод центров концентрации ареалов видов растений В. Шафера и сочетания климатограмм этих ареалов, предложенный И. Иверсеном и развитый В.П. Гричуком (1969). Для этого метода в процессе палинологических исследований необходимо получить максимально возможное число видовых определений растений. Путем наложения ареалов обитания отдельных видов определяется участок, где обитает большинство видов, встреченных в палинологическом спектре. Далее "снимаются" климатические показатели, характерные для данного, как правило, небольшого по площади участка. В другом варианте метода устанавливаются климатические параметры ареала каждого вида (климатограммы) и затем совмещаются сами параметры.

4361

Применение метода определения центров современной концентрации видов растений с учетом данных по 22 видам, в том числе *Quercus pubescens*, *Tilia platyphyllos* и *Carpinus betulus*, позволило установить, что в оптимуме микулинского межледникового в пункте торфяника в с. Посудичи (в 100 км к юго-западу от Брянска) температуры июля были 22°, января 2° (точность около 1°), годовое количество осадков 680 мм (точность 50 мм). Этот метод оказывается пока наиболее точным, во всяком случае, для теплых эпох плейстоцена.

Сложнее обстоит дело с использованием данных по растительности для палеоклиматических реконструкций холодных (ледниковых) эпох. Применение формационного метода в ряде случаев оказывается принципиально невозможным, поскольку аналогов таких широко распространенных в то время формаций как тундростепи, перигляциальные степи, в настоящее время не существует. Использование данных по условиям обитания таких часто встречающихся в холодных палинологических спектрах представителей родов, как береза, ольха, лиственница, оказывается неэффективным. Лишь незначительно улучшают положение данные по отдельным видам. Все же уровень летних температур для *Betula nana* и *Alnaster fruticosus* оказывается более низким, а январские температуры, имеющие широкий диапазон, все же ниже 0°.

К сожалению, метод центров концентрации видов для холодных эпох удается применять значительно реже из-за небольшого количества видовых определений. Перспективным оказался в таких случаях метод видовой насыщенности, примененный В.П. Гричуком и З.П. Губониной (Величко и др., 1977) для палеоклиматической реконструкции позднепалеолитической стоянки Тимоновка II, радиоуглеродный возраст которой определяется около 15 000 лет назад. Указанный метод позволил установить летние температуры с точностью до 2° (июля 20°–22°), зимние с точностью до 4° (января –30°, –34°), годовое количество осадков не выше 200 мм.

Для палеоклиматических реконструкций холодных эпох ценные материалы могут быть получены по фаунистическим и литологическим компонентам. Фауна издавна использовалась для характеристики климата. Установлены так называемые теплолюбивые и холодолюбивые комплексы млекопитающих, позволяющие отнести то или иное местонахождение к межледниковой или к ледниковой эпохе. Привлечение отдельных родов (видов) млекопитающих лишь в незначительной степени позволяет уточнить климатические условия. Присутствие в составе фауны остатков благородного оленя и лося вероятнее всего свидетельствует в пользу более или менее мягких (приатлантических) условий, а наличие остатков лошади или сайги — более континентальных условий. Но, как видно из таблицы, термические условия обитания и условия увлажнения весьма широки. Диапазон этих условий несколько сужается для некоторых холодолюбивых. Так, овцебык предпочитает местообитания с температурами лета не выше 5°, а зимы не выше –10°. Лемминги и песцы также могут служить индикаторами температур лета не выше 15°, а зим не выше –5°, –10°. В целом, данные по отдельным животным дают лишь оценки пределов, а не строгие количественные данные о климате.

Однако в последние годы, как нам кажется, наметился значительный прогресс в применении палеофаунистических данных для целей реконструкции климата. Несколько лет назад по нашей инициативе А.К. Марковой (1982) были начаты исследования по применению метода определения центров современной концентрации видов и климатограмм к данным по фауне, обнаруженным в конкретных местонахождениях. Для такого анализа, как правило, привлекались не только представители крупных, но и мелких млекопитающих. Заранее было очевидно, что точность результатов будет не столь высокой, как по растительности, поскольку ареалы большинства млекопитающих характеризуются некоторой неопределенностью из-за способности животных к миграциям, а также из-за того, что истинные ареалы, нарушенные под воздействием человека, теперь не всегда удается восстановить. Тем не менее результаты оказались вполне обнадеживающими. Например, для местонахождения микулинской фауны у г. Гадяч температуры были определены с точностью до 2–3°, хотя точность определения годового количества осадков невелика (до 200–250 мм).

Весьма существенно, что методом центров концентрации удается получить по фауне оценки достаточной точности для местонахождений холодных эпох, информация о климате которых намного более скудна, чем для теплых. Так, для стоянки Хотылево II (конец брянского интервала позднеплейстоценовой ледниковой эпохи) путем



анализа ареалов десяти видов было установлено, что температуры июля здесь были около 13° , а января не выше -34° , годовое количество осадков составило 300–400 мм.

Исследования климата ледниковых эпох на территории СССР, проводимые в настоящее время, показали, что данные по фауне млекопитающих, получаемые с применением метода центров концентрации, не только позволяют увеличить число точек с оценками климата или дополнить данные по тем точкам, для которых имеются определения по флоре, но и вносят важный самостоятельный вклад в палеоклиматические реконструкции. Так, оказалось (в некоторых случаях), что материалы по фауне, обработанные указанным методом, дают более четкое представление о снижении (по сравнению с настоящим временем) летних температур, чем палеоботанические данные, обработанные тем же методом.

Наконец, многообещающим направлением является оценка палеоклиматических параметров с помощью ископаемых насекомых (Киселев, 1981; Назаров, 1979). Некоторые из них оказываются настолько stenotherмными, что уже по отдельному виду можно получить оценки в узком диапазоне. Так, встречающаяся в межледниковых комплексах жуэлица обитает в условиях, в которых июльские температуры составляют 18° – 20° , а январские -8° , -12° . Хорошим индикатором температур (t июля 8° – 10° , t января -25° , -35°) и осадков (200–300 мм в год) ледниковых условий является долгоносик степной.

Немалую палеоклиматическую информацию содержат такие биокосные образования, как ископаемые почвы. Даже диагностика древних почв на уровне типа позволяет получить оценки в диапазоне, близком к диапазону, получаемому по растительным формациям. Взаимное сочетание материалов, полученных по растительным формациям и типам почв, позволило получить высоконадежные данные о динамике климатических областей в микулинское межледниковье, а также ареальные климатические характеристики (Величко, 1982).

Сложнее обстоит дело с использованием ископаемых почв для реконструкции условий холодных эпох. Таких почв известно не так много. В пределах Русской равнины к ним принадлежит брянская почва, относящаяся к интервалу 31–24 тыс. лет назад валдайской ледниковой эпохи (Величко, 1973). Т.Д. Морозова (1981) доказала, что среди современных почв ближе всего к брянским палевые мерзлотные гомогенно-глеевые почвы центральных районов Якутии. Привлекая данные о климате этих районов, можно допустить, что в брянское время осадков выпадало не более 300–400 мм/год, а температуры января были ниже -27° , -28° . Если судить по размерам ареала этих почв, установленных для Русской равнины, можно считать, что подобный климат был характерен для большей части средней полосы Восточной Европы.

Учитывая трудности палеоклиматических реконструкций холодных эпох, мы особо выделили так называемые криосферные компоненты. Известно, какую важную климатообразующую роль играют ледниковые покровы. К сожалению, сами древнеледниковые комплексы не содержат прямой палеоклиматической информации. Возможно, правда, что характеристику климата дает граница оледенения, если принять, что эта граница постоянных льдов отражает положение среднегодовой изотермы -10° и ниже. Однако если ввести в качестве исходных материалов данные о температурах и осадках в приледниковых районах, а также о рельефе самого древнего ледника, то удастся реконструировать климат над самим ледником (Ходаков, 1982). Моделирование климата над областью распространения оледенения — важнейшая часть палеоклиматологии ледниковых эпох, так как только она позволяет "продолжить" реконструкцию климата в области древнего оледенения.

Не менее существенна информация, получаемая с помощью палеокриогенных материалов. Установленные в современном мерзлотоведении зависимости, с одной стороны, между условиями образования таких ведущих криогенных структур, как повторно-жильные трещинные льды, льдо-грунтовые жилы и др., а с другой — климатическими параметрами, дают весьма ценный инструмент для реконструкции климата в перигляциальной зоне. Так, можно считать, что на южной границе распространения указанных структур среднегодовые температуры воздуха не могли быть выше -3° , -5° . Опыт показал, что в районах широкого распространения таких структур они являются важным подспорьем для климатического реконструирования климатических характеристик в отдельных точках. Так, располагая данными о летних тем-

пературах, полученных с помощью палеонтологических компонентов, и данными о среднегодовых температурах, полученными с помощью палеокриогенных структур, удается получить надежные оценки зимних температур.

В заключение остановимся на литологических признаках климатов прошлого. Как известно, определенные генетические типы осадков (коры выветривания, эвапориты, различные виды органогенного осадконакопления) — надежные индикаторы климатических условий (Страхов, 1948; Синицын, 1967). Такие компоненты отражают особенности генерального плана — на уровне природно-климатических поясов и областей. Их можно использовать также для количественных оценок, хотя и с очень широким диапазоном точности (Герасимов, 1979). Даже с применением аналитических данных (химических, минералогических и др.) они все же являются индикаторами качественных особенностей климатов прошлого. Помимо самостоятельного значения такие материалы могут служить важным дополнением к имеющимся количественным оценкам. Например, для равнинной территории Средней Азии пока не удалось получить климатических оценок по микулинскому межледниковью. Для качественной интерполяции изменения климата от районов, где имеются количественные оценки, далее на юг большую роль могут сыграть сведения об особенностях процессов выветривания.

Таким образом, экспериментальная палеоклиматология располагает широким спектром критериев оценки климата: количественных, полуколичественных, качественных. Несомненно, что на современном уровне исследований они все должны использоваться в комплексе. Только в этом случае, не упуская малейшей информации, можно получить наиболее удовлетворительные результаты в области палеоклиматических реконструкций. Важнейшая составная часть этой информации — количественные данные, хотя бы потому, что они делают наиболее сравнимыми климатические карты (таблицы, кривые) прошлого с современностью.

Как уже отмечалось, количественные оценки палеоклимата могут быть двух видов. ареальные и точечные. Конечно, точечные оценки дают наиболее индивидуализированную картину. Однако корректную интерполяцию по точкам можно провести, лишь располагая данными о климатических параметрах, собственных данной и соседним областям, т.е. с помощью ареальных оценок. Необходимо иметь в виду, что вся сумма количественных оценок, как правило, не распределена равномерно по всей исследуемой территории. И в этом случае для правильной интерполяции могут быть весьма полезными качественные методы. Кроме того, такие оценки могут быть использованы для предварительных суждений о палеоклимате изучаемой территории.

В целом можно отметить, что палеоклиматическая информативность имеет тенденцию к сокращению от биогенных компонентов через биокосные к литологическим, хотя значимость отдельных литологических компонентов (например, криосферных) в области количественных оценок весьма велика.

Наконец, в общих реконструкциях климатов прошлого тесно сплетаются данные экспериментальной палеоклиматологии и палеоклиматического моделирования. Они смыкаются не только методически, но и территориально (при реконструкциях в перигляциальных и ледниковых областях). Успехи дальнейших исследований в областях экспериментальной палеоклиматологии связаны с дальнейшим развитием методик количественных оценок, обогащением новым фактическим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

- Брукс И. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952.
- Будыко М.И. Климаты в прошлом, настоящем и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.
- Бюдель И. Палеогеография Европы в эпоху последнего оледенения. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., 1955.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 4.
- Величко А.А. Палеогеография, современное состояние природной среды и прогноз. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1980, № 50.
- Величко А.А. Развитие климата в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М., 1982.
- Величко А.А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. М.: Наука, 1977.
- Герасимов И.П. Климаты прошлых геологических

- ческих эпох. — Метеорология и гидрология, 1979, № 7.
- Гричук В.П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. — В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., 1961.
- Гричук В.П.* Климатические условия северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Тепловая мелиорация северных широт. М., 1969.
- Киселев С.В.* Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. М.: Наука, 1981.
- Климанов Б.А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ. Сер. 5, 1976, № 2.
- Маркова А.К.* Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981.
- Назаров В.И.* Жесткокрылые из местонахождения Рубешица и среда их обитания. — Палеонтол. журн., 1979, № 4.
- Свиточ А.А.* Актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена. — В кн.: Тез. XI Международн. конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 3.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.
- Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. Ч. 2.: М.; Л.: Гостеоиздат, 1948.
- Ходаков В.Г.* Построение модели европейского покровного ледника, основанное на актуалистическом подходе. — В кн.: Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет. М., 1982.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

УДК 551.583.7:56:581

В.П. Гричук

РЕКОНСТРУКЦИЯ СКАЛЯРНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПО ФЛОРИСТИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ И ОЦЕНКА ЕЕ ТОЧНОСТИ

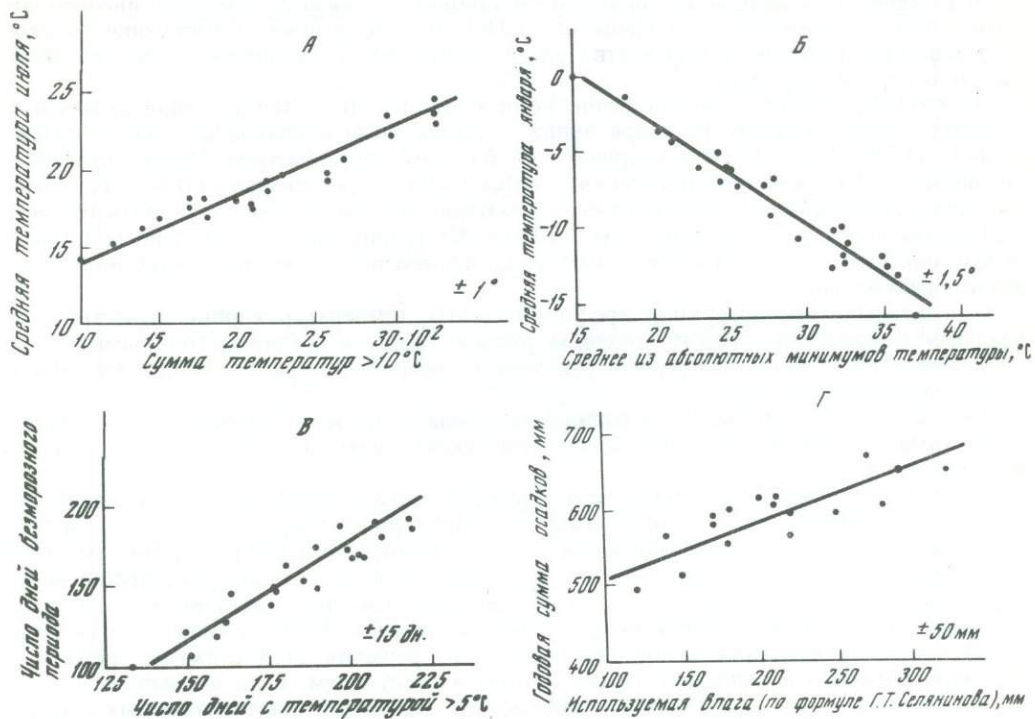
Существование связи растений и растительных сообществ с климатом настолько очевидно, что нет необходимости приводить специальные доказательства этого. О большой конкретности этих связей свидетельствует хотя бы тот факт, что Л.С. Берг пользовался характеристикой растительности при выделении типов климата; так, он выделял, в частности, климат тундры, климат тайги, климат степи.

Очевидность этих связей привела к тому, что различного рода палеоботанические материалы уже давно широко привлекаются для реконструкции климатов геологического прошлого и в особенности четвертичного периода.

Но если наличие связи растений с климатом не вызывает сомнений, то не менее очевидно и сложность этих связей. На эту сложность указывает и тот факт, что из круга климатологических дисциплин давно выделилась специальная отрасль — агроклиматология, оперирующая в основном весьма специфической системой показателей и характеристик климата взамен таких принятых в общей климатологии, как средние месячные температуры, средние годовые количества осадков и другие.

Поэтому по факту нахождения ископаемых остатков какого-либо растения мы можем установить лишь те климатические показатели, которые реально определяли возможность существования данного вида. В современной агроклиматологии для характеристики условий произрастания растений используются такие показатели, предложенные в основном Г.Т. Селяниновым (1930), как сумма температур выше 10° , число дней с температурой выше 5° , число дней с температурой выше 10° , обеспеченных осадками, и другие. Следовательно, по палеоботаническим материалам мы можем установить лишь те принятые в общей климатологии показатели, которые имеют функциональную связь с фитоклиматическими показателями, при этом их точность определяется теснотой этой связи.

К сожалению, из-за недостатка литературных материалов нам пришлось обратиться к обработке первичных данных, приведенных в Миrowsком агроклиматическом справочнике (1937). Были обработаны материалы по следующему четырем основным скалярным климатическим показателям по данным 23 метеостанций, равномерно распределенных на территории Европейской части СССР и Западной Европы.



Р и с. 1. Графики соотношений основных климатических показателей

А — соотношение суммы температур выше 10° и средней температуры июля; Б — соотношение средних из абсолютных минимумов температуры и средней температуры января; В — соотношение числа дней с температурой выше 5° и длительностью безморозного периода; Г — соотношение используемой влаги (по формуле Г.Т. Селянинова) и годовой суммы осадков

1. С наибольшей полнотой термические условия вегетационного периода растений определяются суммой температур выше 10° . На графике показано соотношение этого показателя и средней температуры июля (рис. 1, А). Связь между этими климатическими показателями достаточно тесная. Из графика следует, что средняя температура наиболее теплого месяца по флористическим материалам может быть определена с погрешностью порядка $\pm 1^{\circ}$.

2. Условия перезимовывания растений с наибольшей полнотой определяются средней величиной абсолютных минимумов температуры. На графике показано соотношение этого показателя и средней температуры января (см. рис. 1, Б). Как видно, связь и этих климатических показателей весьма тесная. Выявляющиеся отклонения позволяют считать, что температура наиболее холодного месяца по флористическим материалам может быть определена с погрешностью $\pm 1,5^{\circ}$.

3. Возможность произрастания растений с наибольшей полнотой определяется числом дней с температурой выше 5° . На графике показано соотношение этого показателя и длительности безморозного периода (см. рис. 1, В). Разброс точек на графике показывает, что связь этих двух показателей несомненно многофакторная, но все же достаточно тесная. Оценка отклонений позволяет считать, что по флористическим материалам длительность безморозного периода может быть определена с точностью ± 15 дней.

4. Годовое количество осадков — тот показатель, который неполно характеризует условия увлажнения, следовательно, и влагообеспеченность растений. Здесь имеет значение величина испарения и ряд других факторов. Очевидно, что и решение обратной задачи — установление по растительности годовой суммы осадков — также не может дать точного результата. Г.Т. Селянинов (1930) эмпирически нашел формулу, которая позволяет с приемлемой точностью установить количество влаги, использу-

емой растениями в данной термической обстановке. В связи с этим было введено понятие "гидротермический коэффициент" (ГТК), показывающий соотношение годового количества осадков и количества влаги, необходимой растениям в соответствующих термических условиях.

На графике показано соотношение количества используемой растениями влаги и годовой суммы осадков на территориях с нормальным и слабоизбыточным увлажнением (ГТК = 1,0–2,1), характерным для большей части Европы. Между названными показателями имеется определенная корреляция, позволяющая считать, что в этих условиях увлажнения по флористическим материалам мы можем установить годовое количество осадков с погрешностью ± 50 мм. На территориях с избыточным (ГТК > 3,0) или недостаточным (ГТК < 1,0) увлажнением погрешности определения будут значительно больше.

Относительно реконструкции средних годовых температур хорошо известно, что реальная корреляция между составом растительности и средними годовыми температурами имеется лишь в тропической зоне (в основном в районах с невыраженной термической сезонностью).

Таким образом, приведенные данные показывают, на какую точность реконструкции климатических показателей мы можем рассчитывать, используя палеоботанические материалы.

Один из вариантов методики реконструкции количественных значений основных скалярных климатических показателей на основании палеофлористических материалов был разработан в Палинологической лаборатории Института географии АН СССР уже довольно давно (Гричук, 1969). Он основывается на методических предложениях, высказанных в работах двух крупнейших европейских специалистов в области географии растений и палеоботаники — Шафера (Szafer, 1946) и Иверсена (Iversen, 1944), которые наметили самостоятельные пути решения этой сложной проблемы. Концепция Шафера в основных чертах состоит в следующем. Если мы найдем район, где в настоящее время совместно произрастают все виды, остатки которых определены в каком-то горизонте (имеются в виду отложения позднего кайнозоя), то мы имеем все основания полагать, что современные климатические условия являются идентичными или, во всяком случае, очень близкими к тем условиям, в которых обитала данная ископаемая флора. Концепция Иверсена заключается в выявлении тех климатических условий, которые индицирует тот или иной вид растений, и в установлении тех пределов, которые являются общими для всего комплекса видов, найденных в каком-то горизонте. Для характеристики этих условий им предложен очень удобный тип климатограмм.

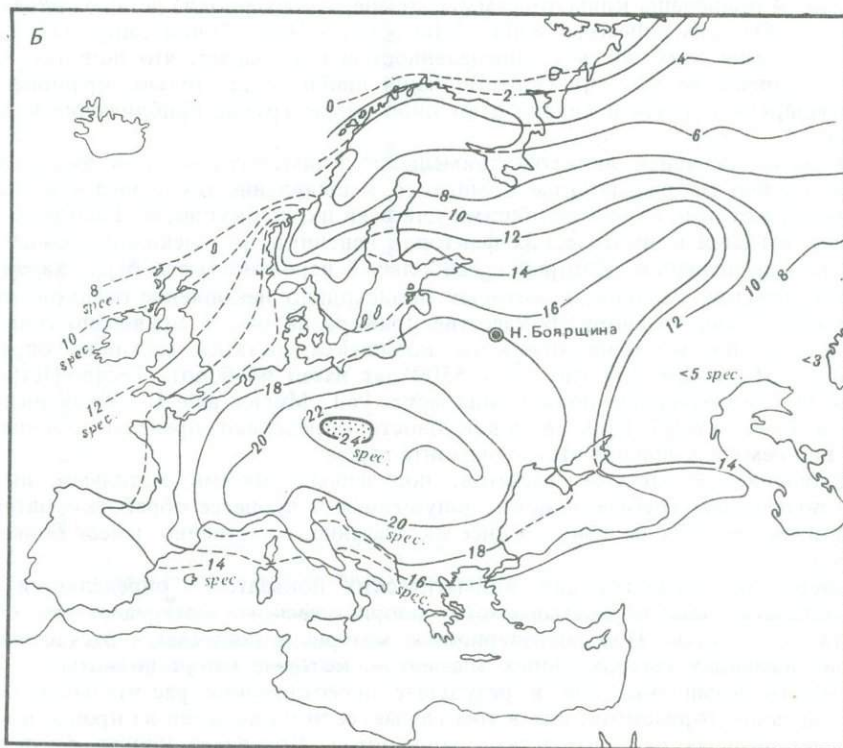
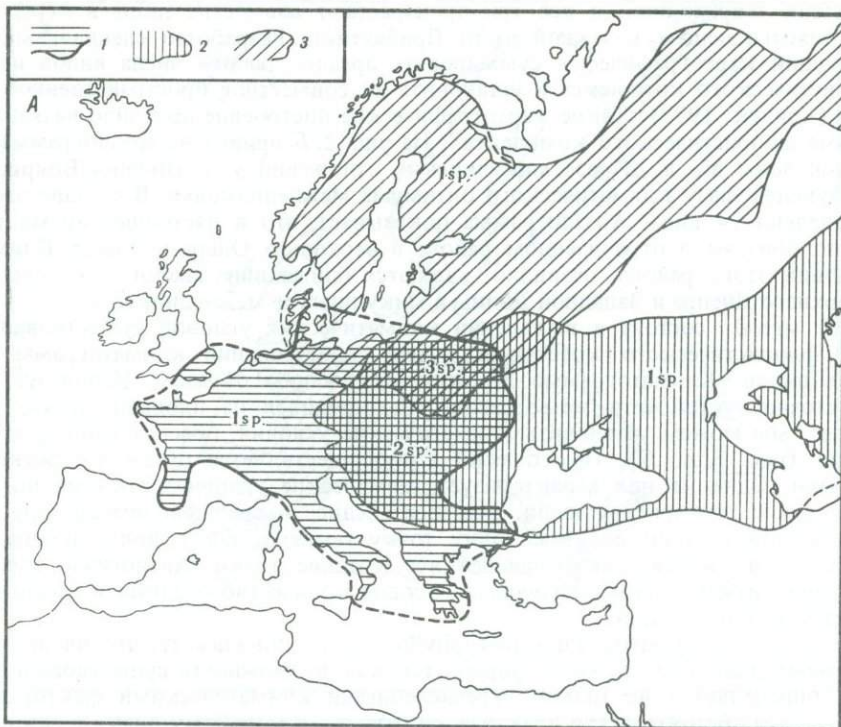
Для контроля результатов полученных реконструкций были использованы обе эти концепции и на их основе разработаны два строго формализованных независимых метода расчета основных скалярных климатических показателей.

Первый метод состоит в том, что путем картографического суммирования современных ареалов всех видов, остатки которых (пыльца, семена, растительные ткани) определены в интересующем нас горизонте, выявляется их совместное пространственное распределение. Район совместного произрастания максимального числа видов, очевидно, и является той территорией, климатические условия которой наиболее близки к климатическим условиям эпохи их обитания в пункте расположения изучаемого разреза.

Используя данные климатологических справочников по всем метеостанциям на выявленной территории, мы можем установить пределы колебаний климатических показателей и в случае небольшой амплитуды их расхождения рассчитать средние значения. Так, на рис. 2, А показаны современные ареалы трех видов: *Carpinus betulus* L., *Polycnemum arvense* L. и *Botrychium multifidum* (J. Gmel.) Rupr. Ареал каждого из них занимает большую площадь, но совместно по два они встречаются на значитель-

Р и с. 2. Пример построения ареалограммы флористического комплекса

А — соотношение ареалов *Carpinus betulus* L. (1), *Polycnemum arvense* L. (2) и *Botrychium multifidum* (J. Gmel.) Rupr. (3) и распределение числа совместно обитающих видов; Б — ареалограмма флоры пылевой зоны M₂ в разрезе у д. Нижняя Боярщина (микулинское межледниковье). В составе флоры определено 24 вида; изолиниями показано современное распределение количества совместно обитающих видов



но меньших территориях, а все три произрастают совместно лишь в ограниченном районе, примыкающем к южной части Прибалтики. Разработан специальный метод, позволяющий картографически суммировать ареалы любого числа видов изучаемого флористического комплекса и установить их совместное пространственное распределение (Гричук, 1978). Такое картографическое построение получило название "ареалограмма флористического комплекса". На рис. 2, Б приведена ареалограмма флоры пыльцевой зоны М₅ в разрезе микулинских отложений у д. Нижняя Боярщина, характеризующей фазу климатического оптимума межледниковья. В составе этой флоры определено 24 вида. Ареалограмма показывает, что в настоящее время все они совместно обитают в ограниченном районе в верховьях Одера и Эльбы. Климатические условия этого района, очевидно, являются ближайшим аналогом условий в бассейне верхнего Днепра и Западной Двины в микулинское межледниковье.

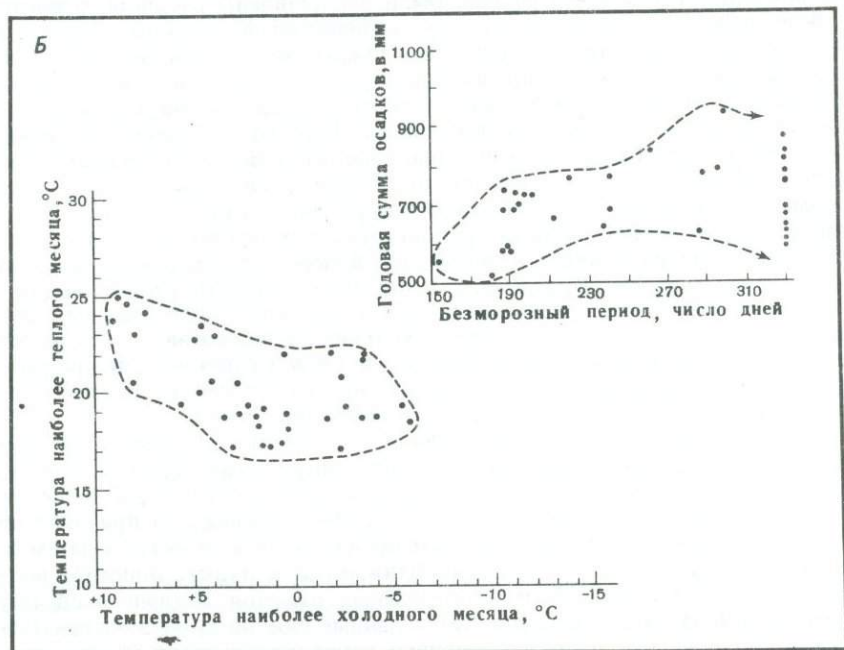
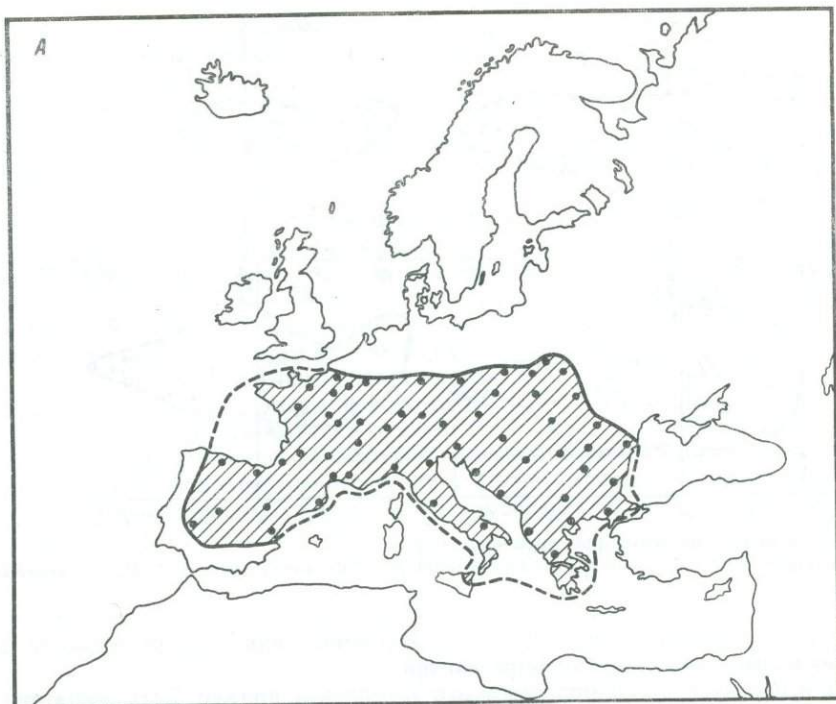
Второй метод состоит в выявлении климатических условий существования изучаемого флористического комплекса путем сопоставления климатограмм слагающих его видов. Климатограмма строится следующим образом. Используя данные по достаточно густой сети метеостанций, находящихся на площади ареала какого-либо вида, мы можем установить климатические условия, обеспечивавшие его существование (рис. 3, А, Б). Практически это осуществляется путем построения двух вариограмм. Одна из них характеризует термические условия: отложив по оси ординат среднюю температуру июля, а по оси абсцисс — среднюю температуру января, мы по каждой станции получаем одну точку температурного поля; площадь поля оконтуривается линией, охватывающей все крайние точки. Аналогично строится и вторая вариограмма, характеризующая годовое количество осадков и продолжительность безморозного периода.

Пример климатограммы *Tilia platyphyllos* Scop. показывает, что очертания этих полей имеют довольно сложную форму, так как возможность существования данного вида определяется не только перечисленными климатическими факторами (см. рис. 3, Б). Это обстоятельство практически относится к любому виду. В качестве примера на рис. 4 приведены климатограммы (температурные поля) четырех видов: *Quercus robur* L., *Quercus pubescens* Willd., *Tilia cordata* Mill. и *Ulmus campestris* L. Сложная конфигурация этих полей с определенностью показывает, что попытки характеризовать термические условия существования любого вида только крайними значениями температуры июля и января дают лишь самое грубое приближение к действительности.

Дальнейшей операцией является совмещение климатограмм всех видов, определенных в данном флористическом комплексе, и выявление тех пределов климатических условий, которые являются общими для всей их совокупности. Если выявленные амплитуды значений климатических факторов невелики, то, очевидно, можно рассчитать их средние величины, которые с наибольшей вероятностью и будут характеризовать климатические условия, в которых происходило накопление осадков, вмещающих соответствующую флору. В качестве примера на рис. 5 приведено совмещение температурных полей флористического комплекса, остатки которого определены в образце торфа возрастом (по ¹⁴C) 5500 лет назад из болота Тесово-Нетильское. Показанные температурные поля *Ulmus laevis* Pall., *Myrica gale* L., *Alnus incana* (L.) Moench. и *Picea exelsa* Link. в совокупности определяют пределы температурных условий во время накопления этого горизонта торфа.

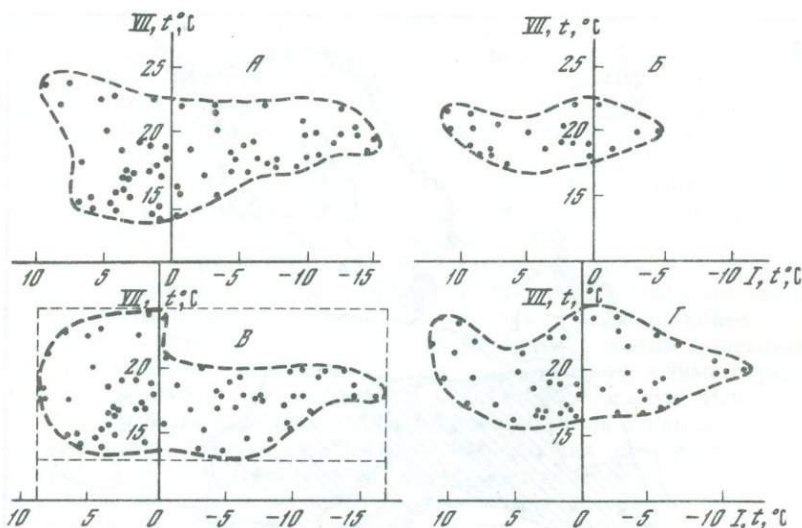
Сопоставление результатов расчетов, полученных обоими методами, позволяет вскрыть возможные грубые ошибки, допущенные в процессе обработки материалов, а при наличии сходных величин среднее их значение, естественно, имеет большую достоверность.

Достоверность реконструкции климатических показателей определяется прежде всего достоверностью обрабатываемого флористического материала, его объемом и представительностью. Под достоверностью материала понимается отсутствие в его составе искажающих гетерохронных элементов, которые могут появиться в составе используемого комплекса или в результате переотложения растительных остатков из более древних горизонтов, или в том случае, если он выделен из пробы, в которой смешан материал из разновозрастных горизонтов. Последнее иногда случается при отборе больших проб для карпологического анализа. Поэтому самым начальным этапом исследования должно быть рассмотрение с позиций эколого-географического



Р и с. 3. Пример построения климатограммы вида *Tilia platyphyllos* Scop.

А — ареал распространения и расположения основных метеостанций в его пределах; Б — климатограмма



Р и с. 4. Климатограммы некоторых древесных пород
 А — *Quercus robur* L.; Б — *Quercus pubescens* Willd.; В — *Tilia cordata* Mill.; Г — *Ulmus campestris* L.

анализа состава обрабатываемой флоры для установления его однородности, а также выявления возможных неверных определений.

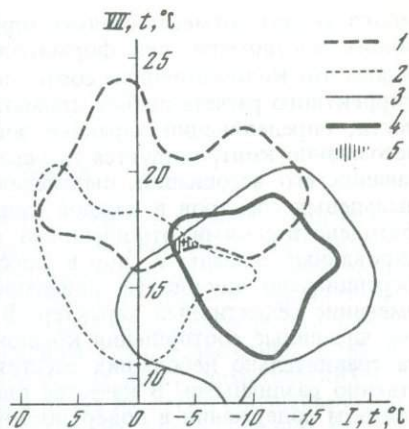
Объем используемого флористического комплекса должен быть достаточно большим. Очень важно, чтобы в его составе были представлены растения, относящиеся к разным экологическим группам и разным жизненным формам (по Раункьеру). Это требование связано с тем, что, как известно, каждый вид состоит из набора экотипов, но не известно, были ли все они представлены у данного вида и в геологическом прошлом. Кроме того, возможно, что какие-то экотипы вида исчезли. Опираясь комплексом видов, относящимся к разным жизненным формам, обитавшим в разных условиях среды, можно с полной уверенностью избежать искажений, вносимых этим обстоятельством. Кроме того, существенно получение и какого-то количества избыточной информации при самих палеоклиматических реконструкциях.

Случайные погрешности результата реконструкции климатических показателей, конечно, неизбежны, но их влияние в значительной мере устраняется при использовании двух независимых методов. Кроме того, в них могут появиться погрешности, связанные с неточностью данных о современных ареалах растений, привлекаемых для реконструкции. Однако анализ соответствующих материалов показывает, что при современном состоянии флористических исследований возможные неточности ареалов не могут привести к искажениям, превосходящим пределы точности реконструкций отдельных климатических показателей, охарактеризованных ранее.

Для того чтобы несколько ориентироваться в вопросе о возможной суммарной величине погрешностей, была выполнена серия контрольных расчетов. При этих расчетах вместо данных о составе ископаемой флоры из геоботанических описаний были взяты списки видов, зарегистрированных на пробных площадках при описании ряда конкретных фитоценозов. По этим данным производились расчеты, а затем полученные величины сопоставлялись с данными ближайшей к пункту описания метеорологической станции. Результаты таких контрольных расчетов частично были опубликованы (Гричук, 1969). Здесь же приводятся данные еще по трем пунктам (таблица). Данные этой таблицы, как и опубликованные ранее, показывают, что средние температуры января и июля определяются с отклонением от значений, установленных метеорологическими наблюдениями на величину не более $\pm 1^\circ$, длительность безморозного периода не более чем ± 15 дней и годовое количество осадков — ± 50 мм. Они показывают, что описываемая методика реконструкции количественных значений основных скалярных климатических показателей полностью реализует возможности их восстановления по флористическим материалам.

Р и с. 5. Климатограмма флористического комплекса из горизонта с датой 5500 лет назад болота Тесово-Нетгельское (Новгородская область)

Среднее значение температуры января — 4°, июля 17°. 1 — *Ulmus laevis* Pall.; 2 — *Myrica gale* L.; 3 — *Alnus incana* (L.) Moench.; 4 — *Picea excelsa* Link.; 5 — температурное поле, общее для всех видов



В последние годы появились публикации с изложением ряда методик реконструкции климатических показателей по количественным результатам спорово-пыльцевому анализу — Вебба и Брайсона (Webb, Bryson, 1972), В.А.Климанова (1976) и др. Необходимо отметить, что ни одна из этих методик не имеет сколько-нибудь серьезного биологического обоснования и все они опираются на положения, весьма спорные с ботанической точки зрения. По существу, они сводятся к чисто формальной математической обработке цифр, получаемых в результате спорово-пыльцевого анализа. Но несомненно, что отсутствие анализа биологических закономерностей не может быть компенсировано использованием математического аппарата любой сложности.

Не вдаваясь в рассмотрение этих работ по существу (что потребовало бы слишком

Сопоставление рассчитанных по флористическим материалам значений климатических показателей с данными метеорологических станций

Пункт и растительная ассоциация, по которой получены флористические данные	Источник информации	Температура, °C		Длительность безморозного периода, дни	Годовое количество осадков, мм
		января	июля		
Г. Данилов (Ярославская обл.); ельник-кисличник	Расчет по методу ареала комплекса	- 13,1	17,8	128	586
	Расчет по методу суммирования климатограмм	- 12,5	17,6	141	605
	Средние значения	- 12,8	17,7	135	597
	Данные по метеостанции Данилов	- 12,2	18,0	137	565
	Отклонения	- 0,6	- 0,3	+ 2	+ 32
Район г. Приекуле (Латвийская ССР); ельник дубово-ясеневый	Расчет по методу центров современной концентрации видов	- 3,5	16,7	156	580
	Расчет по методу суммирования климатограмм	- 4,8	17,3	150	595
	Средние значения	- 4,2	17,0	153	588
	Данные по метеостанции Приекуле	- 3,4	16,6	165	630
	Отклонения	+ 0,8	+ 0,4	- 12	- 42
Центрально-Черноземный заповедник, Стрелецкая степь (Курская область)	Расчет по методу центров современной концентрации видов	- 9,0	20,0	147	500
	Расчет по методу суммирования климатограмм	- 9,8	19,5	144	490
	Средние значения	- 9,4	19,7	146	495
	Данные по метеостанции Курск	- 9,2	19,0	146	545
	Отклонения	- 0,2	+ 0,7	0	- 50

много места), отметим только одно основное обстоятельство. Исходя уже из самых общих закономерностей формирования спорово-пыльцевых спектров, можно утверждать, что количественные соотношения их компонентов не могут являться базой для корректного расчета любых климатических показателей. Если общий состав растительности, определяющий характер зонального типа растительности данной территории, несомненно контролируется прежде всего климатическими условиями, то состав слагающих его ассоциаций, пыльцевая продукция которых определяет состав спорово-пыльцевых спектров в каждой конкретной точке, обуславливается уже локальными фитоценоотическими отношениями и эдафическими условиями. При переходе продуцированной пыльцы и спор в фоссильное состояние на их составе сказываются дифференциально идущие (в зависимости от генезиса отложений) процессы разрушения, имеющие селективный характер. В результате перечисленных, а также и других причин численные соотношения компонентов спектров поверхностных проб, взятых даже на сравнительно небольших расстояниях одна от другой, обычно оказываются существенно различными. В качестве примера можно сослаться хотя бы на данные о процентном содержании в поверхностных пробах пыльцы ели — *Picea abies* Karst. и пыльцы дуба — *Quercus robur* L., приведенные в работе М.И. Нейштадта (1957). На них хорошо видно отсутствие корреляции, например, с температурными факторами.

Отмеченные различия в количественных соотношениях компонентов спорово-пыльцевых спектров не являются препятствием для их правильной фитоценоотической интерпретации, поскольку при этом в анализ вовлекается вся сумма флористической и эколого-ценотической информации, которую несет данный спектр. Математическая же обработка одних только цифр, полученных при анализе, не может дать корректного палеоклиматического результата, сколько бы сложными не были применяемые методы расчета. Из сказанного следует, что вопрос о точности реконструкции количественных значений климатических показателей в случаях применения названных выше двух методов обработки палинологических данных остается не решенным.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М., 1969.
- Гричук В.П. Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции отложений позднего кайнозоя. — В кн.: Палинологические исследования на Северо-Востоке. Владивосток, 1978.
- Девятова Э.И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Л.: Наука, 1976.
- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1976, № 2.
- Мировой агроклиматический справочник. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1937.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Селянинов Г.Т. К методике сельскохозяйственной климатографии. — Тр. по сел.-хоз. метеорологии, 1930, вып. 22.
- Iversen J. *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators.* — Geol. fören. Stockholm förhandl. 1944, Bd. 66, h. 3.
- Szafer W. *Flora pliocenska z Kroszienka nad Dunajcem.* — Rozprawy Wydziału II nauk matemat.-przyrod. Gdanske tow. naukowe, 1946, t. 72.
- Webb T., Bryson E. Late- and postglacial climatic change in the northern Midwest USA: quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. — Quaternary research, 1972, vol. 2, N 1.

СМЕЩЕНИЕ ВЫСОТНОЙ ПОЯСНОСТИ КАК ОСНОВА РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОРНЫХ СТРАНАХ

Специфика проведения палеоклиматических реконструкций для горных стран на основе палеофлористических данных определяется сложной структурой флоры и растительности этих территорий, обусловленной климатическими изменениями в зависимости от высоты над уровнем моря. Динамическое равновесие растительных формаций в такой ситуации неустойчиво, и даже сравнительно небольшие по амплитуде изменения климатических показателей могут привести к смещениям границ высотных поясов. С одной стороны, это обстоятельство облегчает выполнение палеоклиматических реконструкций, подчеркивая климатические изменения и делая их легко опознаваемыми в ходе палеофлористических исследований. С другой стороны, оно осложняет работу исследователя, который постоянно должен считаться как с возможностью произрастания в одно и то же время на соседних участках видов растений с резко различной экологией, так и с тем, что любой исследуемый комплекс растительных остатков может включать материал из разных высотных поясов.

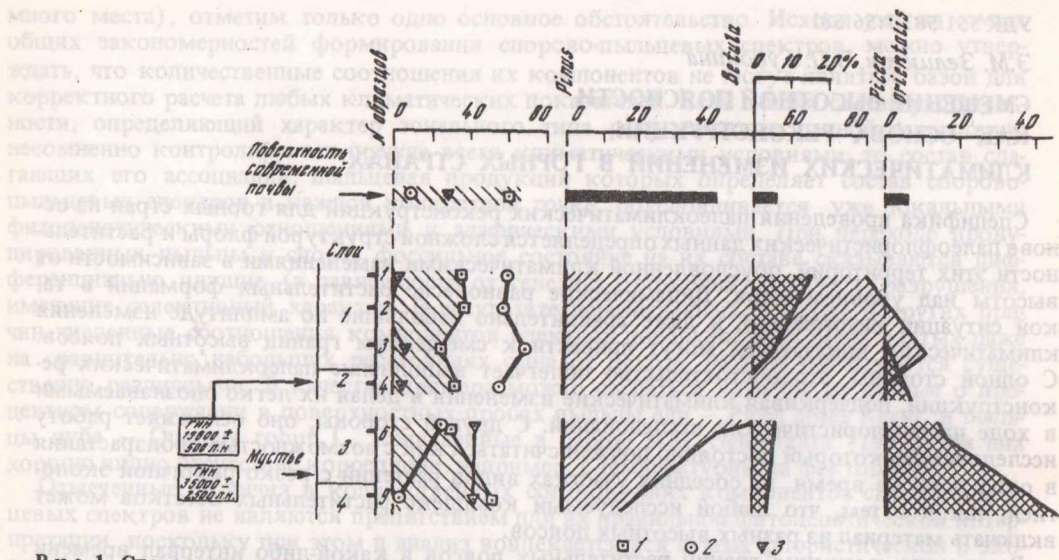
Выявление смещения границ растительных поясов в какой-либо интервал времени в прошлом уже само по себе позволяет сделать вывод об изменениях климата этого интервала. Обычно для их характеристики используются наблюдаемые сейчас климатические параметры того высотного пояса в районе исследования, который в рассматриваемый период находился на уровне местоположения разреза. В качестве примера можно указать на работы Л.С. Исаевой-Петровой (1972) по Азербайджану и Г.М. Левковской (1980) по пещере Кударо в Юго-Осетинской автономной области. В частности, Г.М. Левковская для определения климатических показателей периода накопления пещерных отложений использует данные метеостанций, расположенных ниже и выше пещеры Кударо. Такой подход вполне правомерен, но лишь в том случае, когда флора и растительность исследуемого хронологического интервала были идентичны современному флоре и растительности того высотного пояса в этом же районе, который рассматривается в качестве климатического аналога. Присутствие в ископаемой флоре видов растений, чуждых современной флоре района исследования, особенно ценозообразователей и характерных видов растительных сообществ, следует рассматривать как сигнал о невозможности использовать условия современных высотных поясов этого района в качестве основы для палеоклиматических реконструкций.

Методические вопросы палеоклиматических реконструкций в горных странах на основе выявляющегося в результате палинологических исследований смещения вертикальных растительных поясов рассматриваются в данной статье по материалам трех палеолитических стоянок Кавказа: Ахштырской пещеры (Западный Кавказ, долина р. Мзымта, 300 м); Цонской пещеры (центральная часть Большого Кавказа, южный склон, г. Буба, 2100 м над ур. м.); пещеры Азых (Восточное Закавказье, предгорья Карабахского хребта, 850 м над ур. м.).

Обнаруженные в отложениях каменные изделия позволяют установить их возрастные пределы. Для отложений Ахштырской пещеры были выполнены также определения абсолютного возраста: для слоя 2 по ^{14}C — $19\,000 \pm 500$ лет назад (Чердынцев, Алексеева и др., 1965), для слоя 3 по урану и торью (из сталактитов) — $35\,000 \pm 200$ лет назад (Чердынцев, Казачевский, Кузьмина, 1965).

Ахштырская пещерная стоянка расположена в нижнем лесном поясе, образованном полидоминантными термофильными колхидскими широколиственными лесами, в древостое которых главную роль играют несколько видов дубов, каштан, бук и граб. Коренные леса этого пояса сильно нарушены в результате антропогенного воздействия, тем не менее спорово-пыльцевой спектр поверхностной пробы достаточно удовлетворительно отражает флористический состав этих ценозов и количественные соотношения их компонентов (рис. 1).

Спорово-пыльцевая характеристика получена для двух горизонтов пещерных отложений — более древнего, залегающего в верхней части мустьерской толщи (слои 3 и 4), и более позднего, вмещающего позднепалеолитические орудия (слои 1 и 2).



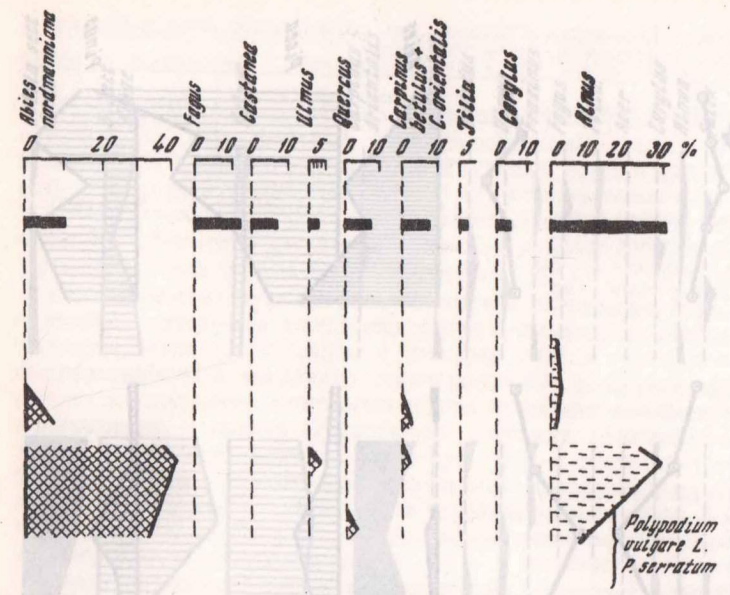
Р и с. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Ахштырской пещеры
 1 — пыльца древесных пород; 2 — то же, травянистых растений; 3 — споры. Цифры на колонках — номера слоев

Во всех спектрах присутствуют пыльца и споры только тех растений, которые и сейчас произрастают на прилегающей территории¹. Спектры мустьевских слоев свидетельствуют о распространении в этот период вокруг пещеры темнохвойных лесов из *Picea orientalis* (L.) Link. и *Abies nordmanniana* (Stev.) Sprach. Имеются все основания предположить их полное сходство с современными пихтово-еловыми лесами Западной Грузии, распространенными на высотах 1200–1900 м. Это предположение подтверждается присутствием в спектрах спор папоротника *Polypodium vulgare* L. — типичного обитателя этих лесов. Споры папоротников, как известно, не переносятся на дальние расстояния воздушными потоками и поэтому являются хорошими индикаторами местных условий.

Тот факт, что в период накопления мустьевских слоев вокруг Ахштырской пещеры, т. е. на высоте около 300 м над ур. м., были распространены темнохвойные леса, аналогичные современным лесам на высоте 1200–1900 м, свидетельствует о том, что в этот период горные пояса располагались не менее чем на 1000 м ниже современного уровня. Сходство флоры и растительности, существовавших в рассматриваемый хронологический интервал в окружении Ахштырской пещеры, а сейчас — на территории верхнего горного пояса в этом же районе, позволяет нам использовать в качестве основы для палеоклиматических реконструкций современные характеристики основных элементов климата указанного горного пояса. Следовательно, мы можем считать, что в период заселения мустьевцами Ахштырской пещеры температуры июля здесь были не менее чем на 5°, а температуры января — не менее чем на 9° ниже современных.

Спектры лежащих выше позднепалеолитических слоев Ахштырской пещеры характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (в первую очередь полевой и прочих сложноцветных), а из числа древесных пород — пыльцы сосны. Вместе с тем в спектрах отмечены единичные пыльцевые зерна широколиственных и темнохвойных пород, несколько чаще встречается пыльца грабинника (*Carpinus orientalis* Mill.), показательное отсутствие в нижней части рассматриваемого горизонта пыльцы березы — характерного представителя субальпийской растительности Западного Кавказа. На основании этих данных можно сделать вывод, что в рассматриваемый хронологический

¹ Палинологические данные по отложениям Ахштырской пещеры опубликованы в статье В.П. Гричук и др. (1970).

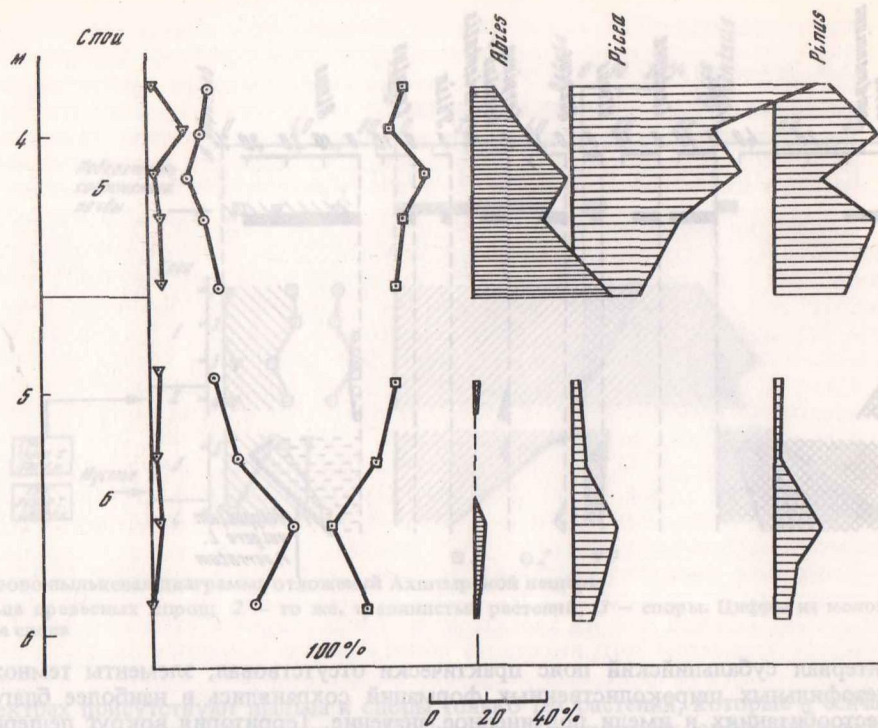


интервал субальпийский пояс практически отсутствовал, элементы темнохвойных и мезофильных широколиственных формаций сохранялись в наиболее благоприятных местообитаниях и имели подчиненное значение. Территория вокруг пещеры была занята в основном осветленными лесами из ксерофильных древесных пород, а также травянистыми ценозами. Эти обстоятельства свидетельствуют о том, что характер растительности на окружающей Ахштырскую пещеру территории определялся в позднем палеолите не дальнейшим снижением границы горных поясов, а иссушением климата в фазу валдайского оледенения. В целом спектры позднепалеолитических слоев Ахштырской пещеры служат наглядным примером того, что изменения флоры и растительности в горных странах даже в сравнительно недавнем прошлом не следует сводить лишь к простым смещениям границ высотных поясов.

Спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами мустьевских слоев Ахштырской пещеры и характеризующиеся подавляющим преобладанием пыльцы темнохвойных древесных пород, были обнаружены в средней части пыльценосной толщи Цонской пещеры (рис. 2, зона "б"). Как уже отмечалось, эта пещера расположена на высоте 2100 м и сейчас находится в субальпийском поясе в окружении высокотравных лугов. Верхняя граница леса, образованная здесь буковым криволесьем, проходит на высоте 1900–2000 м над ур. моря.

В отложениях Цонской пещеры обнаружены орудия эпохи среднего ашеля. В спорово-пыльцевых спектрах, как и в спектрах Ахштырской пещеры, присутствуют в основном пыльца и споры растений, и поныне произрастающих в этом районе (хотя и на других высотных отметках). Исключение составляет пыльца хмелеграба (*Ostrya*), многочисленные зерна которого отмечены в этой зоне. По-видимому, хмелеграб сохранялся в этот период в небольших популяциях как реликт флоры предшествующей эпохи (подробнее о хмелеграбе см. ниже).

В целом количественные соотношения компонентов спектров позволяют заключить, что в период формирования рассматриваемых отложений вокруг пещеры были распространены темнохвойные леса, аналогичные современным елово-пихтовым и елово-березовым лесам верхнего лесного пояса Юго-Осетинской автономной области. Пещера, таким образом, находилась на территории верхнего лесного пояса, субальпийское редколесье располагалось выше. В отличие от настоящего времени в его составе преобладал не бук (его пыльца отмечена лишь в виде единичных зерен), а береза, однако, как полагают, сокращение площадей, занятых субальпийскими березняками в пределах их высотных ареалов, — явление относительно недавнее и обусловлено хозяйственной деятельностью человека.



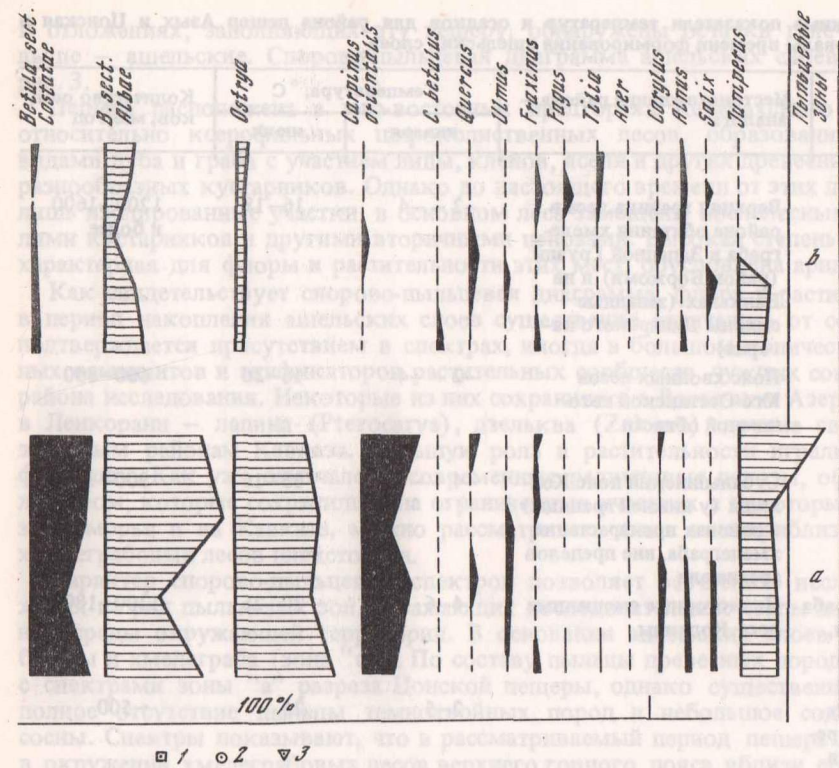
Р и с. 2. Спорво-пыльцевая диаграмма отложений Цонской пещеры
Условные обозначения см. рис. 1

Приведенные данные показывают, что в рассматриваемый период фиксируется сдвиг высотных поясов вверх не менее чем на 200–300 м. Климат в это время был, следовательно, теплее современного. Руководствуясь современными климатическими показателями для территории верхнего лесного пояса этого района, можно полагать, что температуры были выше примерно на 2–4°. Отличалось от современного и распределение температур и осадков по временам года (таблица 1).

Состав и соотношение компонентов спорво-пыльцевых спектров лежащих ниже отложений существенно иные (см. рис. 2, зона "а"). Здесь главную роль играет пыльца берез (*Betula sect. Albae* и в меньшей степени *B. sect. Costatae*) и хмелеграба (*Ostrya*). Содержание пыльцы ели и пихты невелико, пыльца мезофильных широколиственных пород (дуба, клена, ясеня и вяза) очень немногочисленна. Чаше встречается пыльца грабинника — эдификатора ксерофильных редколесий, а также пыльца можжевельника (арчи). Необходимо подчеркнуть, что одна из основных древесных пород времени формирования исследуемых спектров — хмелеграб — в современной флоре Юго-Осетинской автономной области отсутствует.

Для палеогеографической интерпретации приведенных данных необходимо рассмотреть современное распространение, экологическую приуроченность и фитоценоотические связи основных компонентов дендрофлоры, выявленной в зоне "а" разреза Цонской пещеры.

Современные ареалы берез на Кавказе приурочены к Большому Кавказу и к западным районам Малого Кавказа. Островные ареалы березы Литвинова имеются в высокогорьях восточной части Малого Кавказа. Березы — типичные эдификаторы субальпийских редколесий и криволесий, они формируют первичные ценозы также и в пределах верхнего лесного пояса по крутым склонам, по скалам и по долинам. А.Г. Долуханов (1967) указывает, что субальпийские березняки тяготеют к районам с достаточно конти-



нентальным климатом, но с увеличением континентальности выше определенных пределов (когда годовые амплитуды температур превышают 23°) их участие в растительном покрове резко сокращается вплоть до полного исчезновения.

Хмелеграб — сравнительно редкий компонент современной флоры Кавказа. Он встречается по Черноморскому побережью южнее Туапсе, в долинах притоков Куры от Ахалцихе до Боржоми и в изолированных местонахождениях на Северном Кавказе. Высотные пределы его ареала очень широки — от 100 до 2100 м. Обычно хмелеграб встречается в виде незначительной примеси в сложных широколиственных лесах нижнего и среднего горных поясов. Самостоятельные хмелеграбовые ценозы известны на ограниченных территориях в верхнем лесном поясе западных районов Средиземноморья (северная Италия, западные приморские склоны Динарского нагорья), а также на Кавказе (в районе Боржоми). Современное распространение и фитоценоотические связи хмелеграба показывают, что его экологический оптимум приурочен к районам с высокой влажностью (в частности, летом), хотя он и выносит некоторую сухость грунтов. В роли эдификатора в современных условиях хмелеграб выступает в тех случаях, когда рост более конкурентоспособных широколиственных пород подавлен — на бедных почвах, на известняках и в верхнем горном поясе, где для термофильных широколиственных пород недостаточно тепла.

Учитывая весьма высокую пыльцевую продуктивность берез, а также присутствие в спектрах зоны "а" пыльцы растений, свойственных лесным формациям, следует сделать вывод, что в период формирования отложений, относящихся к рассматриваемой зоне, пещера находилась в окружении хмелеграбовых лесов верхнего горного пояса, вблизи его верхней границы. На сухих склонах были распространены ксерофильные редколесья, образованные грабинником, на крутых склонах, скалах и осыпях — арчевники (пыльца *Juniperus* составляет заметную часть спектров).

Следовательно, по сравнению с современностью имело место не только заметное продвижение границы лесного пояса вверх, но и существенная перестройка его структуры. Сейчас на прилегающей территории мы не находим аналога одной из основных

Реконструированные показатели температур и осадков для района пещер Азых и Цонская в некоторые интервалы времени формирования ашельских слоев

Пыльцевая зона	Местонахождение района – аналога	Температура, °С		Количество осадков, мм/год
		января	июля	
Цонская пещера Зона "а" березы и хмелеграба	Верхняя граница леса в районе обитания хмелеграба в Западной Грузии (район Боржоми) и на Балканах (западные склоны Динарского нагорья)	-2 – -4	16–18	1200–1600 и более
Зона "б" пихты и ели	Пояс хвойных лесов Юго-Осетинской автономной области	-2 – -4	16–20	600–800
Пещера Азых Зона "д" березы и хмелеграба	Субальпийский пояс Колхиды (у нижней границы) в районах произрастания хмелеграба, вне пределов ареала ели	-4 – -7	15–16	900–1000
Зона "е" дуба и граба с участием лапны, грецкого ореха и других видов	Низкогорные смешанные леса Колхиды	4–6	20–25	1200–1800
Предгорья Карабахского хребта (современные показатели по данным метеостанции Физули)		2–5	25	~500

формаций верхнего лесного пояса того времени – хмелеграбовых лесов. Естественно, что в этом случае в качестве модели для палеоклиматических реконструкций следует избрать районы распространения именно этих формаций – при условии произрастания в этих районах всех других растений, пыльца которых присутствует в спектрах рассматриваемой зоны. Современные аналоги указанных формаций сохранились, как уже отмечалось, в районе Боржоми на Кавказе и на западном склоне Динарского нагорья на Балканах. Следует подчеркнуть, однако, что такая аналогия имеет лишь приблизительный характер и, следовательно, реконструируемые количественные показатели должны рассматриваться как ориентировочные.

Показательно, что средние температуры января и июля в верхнем горном поясе вблизи границы с субальпийским поясом в названных районах оказались идентичными; они составляют -2° , -4° в январе и $16-18^{\circ}$ в июле. Различия отмечаются лишь в осадках (хотя в обоих районах влажность очень высокая): около 1200–1600 мм/год в районе Боржоми и еще больше на приморских склонах Динарского нагорья.

При сопоставлении климатических показателей, установленных для времени формирования двух исследованных горизонтов (зоны "а" и "б"), выявляется, что температурные показатели были близкими, а основное различие, обусловившее резкую смену растительности, заключалось в изменении годового количества осадков. Нельзя исключить и возможное влияние различий в сезонном распределении температур и осадков.

Пещера Азых. Большой интерес с точки зрения методики климатических реконструкций в горных странах на основе палеоботанических данных представляют материалы по пещере Азых – одного из древнейших в мире поселений первобытного человека².

² Палеогеографические и палинологические данные по стоянке Азых см.: Величко и др., 1980.

В отложениях, заполняющих эту пещеру, обнаружены остатки галечной культуры и выше — ашельские. Спорово-пыльцевая диаграмма ашельских слоев представлена на рис. 3.

Пещера расположена в юго-восточных предгорьях Карабахского хребта, в поясе относительно ксерофильных широколиственных лесов, образованных несколькими видами дуба и граба с участием липы, кленов, ясеня и других древесных пород, а также разнообразных кустарников. Однако до настоящего времени от этих лесов сохранились лишь изолированные участки, в основном леса замещены послелесными лугами, зарослями кустарников и другими вторичными ценозами. Высокая степень ксерофитизации, характерная для флоры и растительности этих мест, обусловлена аридностью климата.

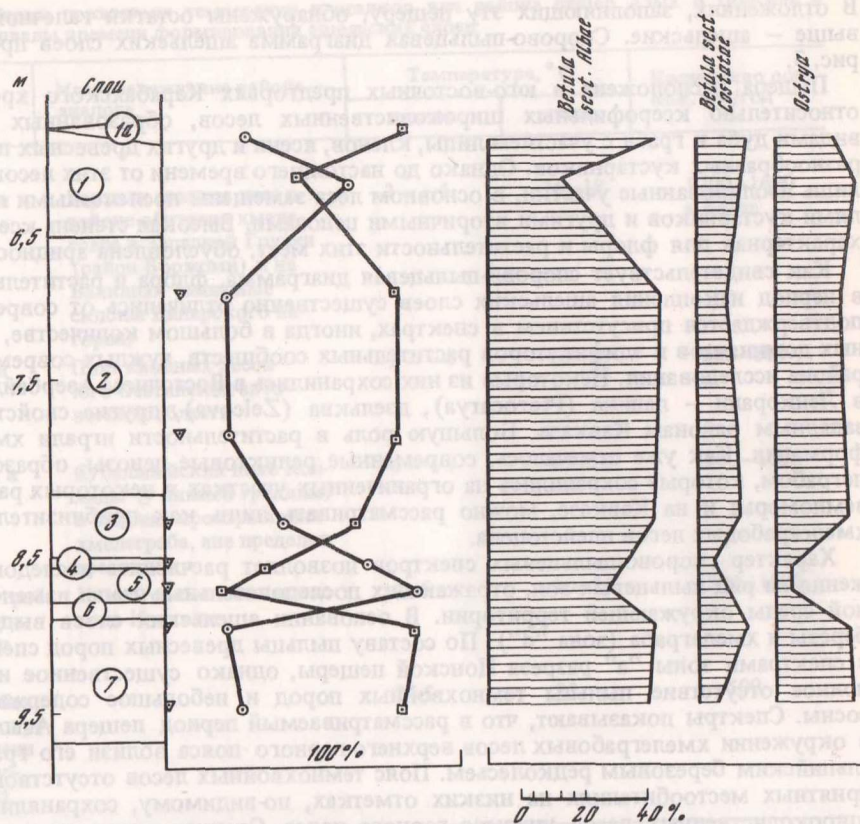
Как свидетельствует спорово-пыльцевая диаграмма, флора и растительность района в период накопления ашельских слоев существенно отличались от современных. Это подтверждается присутствием в спектрах, иногда в большом количестве, пыльцы важных доминантов и эдификаторов растительных сообществ, чуждых современной флоре района исследования. Некоторые из них сохранились в Восточном Азербайджане только в Ленкорани — лапина (*Pterocarya*), дзельква (*Zelcova*), другие свойственны более западным районам Кавказа. Большую роль в растительности играли хмелеграбовые формации. Как уже отмечалось, современные реликтовые ценозы, образованные хмелеграбом, которые сохранились на ограниченных участках в некоторых районах Средиземноморья и на Кавказе, можно рассматривать лишь как приблизительный аналог хмелеграбовых лесов плейстоцена.

Характер спорово-пыльцевых спектров позволяет расчленить исследованные отложения на ряд пыльцевых зон, отражающих последовательные этапы изменения природной среды окружающей территории. В основании ашельских слоев выделяется зона березы и хмелеграба (зона "d"). По составу пыльцы древесных пород спектры сходны с спектрами зоны "а" разреза Цонской пещеры, однако существенное их отличие — полное отсутствие пыльцы темнохвойных пород и небольшое содержание пыльцы сосны. Спектры показывают, что в рассматриваемый период пещера Азых находилась в окружении хмелеграбовых лесов верхнего горного пояса вблизи его границы с субальпийским березовым редколесьем. Пояс темнохвойных лесов отсутствовал, в благоприятных местообитаниях на низких отметках, по-видимому, сохранились элементы широколиственных лесов нижнего горного пояса. Следует подчеркнуть, что развитие субальпийской растительности вблизи высотного уровня пещеры свидетельствует о снижении границы горных поясов на величину порядка 800—1000 м: сейчас нижняя граница субальпийского пояса в Восточном Закавказье проходит на высоте 1800 м.

Приведенные данные свидетельствуют о существенных отличиях природных условий рассматриваемого хронологического интервала от современных условий на этой же территории, в первую очередь о значительной степени океаничности климата этого столь аридного сейчас района. Об этом можно судить по тому факту, что районом совместного обитания видов растений, пыльца которых обнаружена в спектрах зоны "d", сейчас является Колхида. Субальпийский пояс Колхиды вне районов ареала ели является флористическим аналогом района исследования в период заселения стоянки Азых носителями ашельской культуры и, следовательно, может служить в качестве модели для палеоклиматических реконструкций. Сопоставление климатических характеристик этого района и современных характеристик района расположения пещеры (по данным метеостанции Физули) позволяет оценить амплитуду происшедших изменений (см. таблицу).

Спектры лежащего выше интервала (зона "e") отличаются от спектров зоны "d" большим содержанием пыльцы травянистых растений и соответственно снижением количества пыльцы хмелеграба и берез секции *Costatae*, в несколько меньшей степени — берез секции *Albae*. Это показывает, что площади лесов, образованных названными древесными породами, претерпели существенное сокращение. В частности, хмелеграбовые леса были вытеснены широколиственными формациями, где хмелеграб произрастал в качестве второстепенной древесной породы.

Особо следует отметить присутствие в спектрах рассматриваемого интервала пыльцы лапины — типичного обитателя низовых лесов Колхиды и Ленкорани, где она произрастает совместно с ольхой и грецким орехом (максимальное содержание их пыльцы в ашельских слоях пещеры Азых приурочено также к зоне "e").



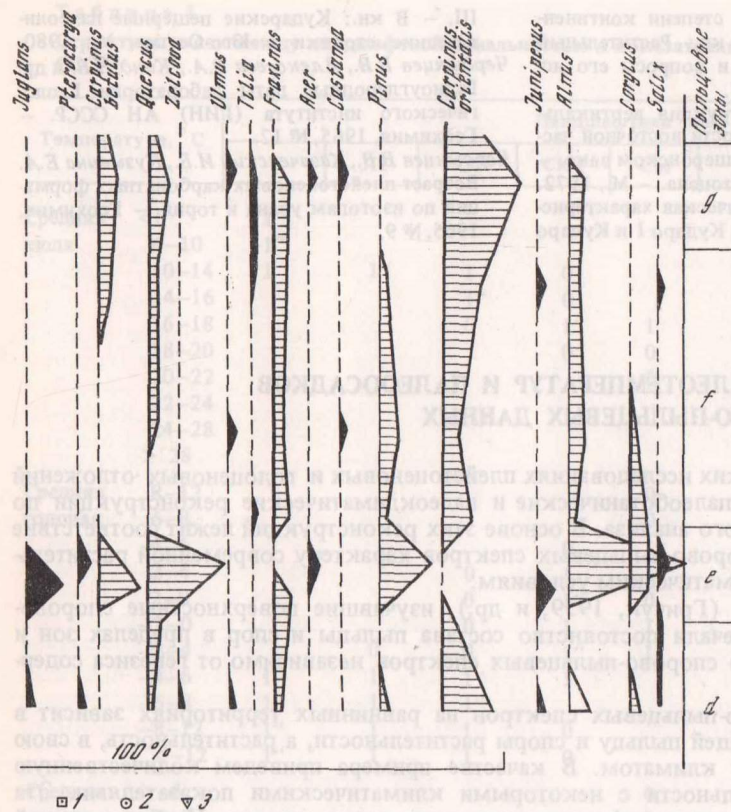
Р и с. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений пещеры Азых
Условные обозначения см. рис. 1

В целом сопоставление спорово-пыльцевых спектров зон "d" и "e" показывает, что в период, соответствующий более поздней из этих зон, пещера находилась в окружении лесов нижних горных поясов, на более низких отметках появились участки низовых лесов. Таким образом, произошло существенное продвижение вверх границ высотных поясов, на основании чего можно заключить, что этот этап был теплее предшествующего. Это подтверждается тем обстоятельством, что флористическим аналогом района расположения пещеры Азых в период, соответствующий зоне "e", являются низкогорья Колхиды. Следовательно, можно полагать, что климатические показатели в предгорьях Карабахского хребта в указанный период были близки современным показателям этого района Колхиды (см. таблицу).

Спектры лежащих выше отложений (зона "f") очень сходны со спектрами зоны "d" и свидетельствуют о снижении границ высотных поясов. Пещера вновь находится в окружении хмелеграбовых и березовых лесов вблизи границы субальпийского и верхнего лесного горных поясов.

В спектрах следующего интервала (зона "g") возрастает содержание пыльцы хмелеграба и грабнича и соответственно снижается роль пыльцы берез. Постоянно, хотя и в небольшом количестве, встречается пыльца широколиственных, однако породы, наиболее требовательные к теплу и влаге (лапина, грецкий орех, дзельква), в этом интервале отсутствуют. Приведенные факты показывают, что в рассматриваемый период произошел сдвиг вверх верхней границы лесного пояса, обусловивший расширение его территории и отдаление от пещеры границы субальпийской зоны. Это могло быть обусловлено как потеплением, так и уменьшением влажности климата.

На примере спектров зоны "g" наглядно выявляется, что информативными с точки зрения палеоклиматических реконструкций являются не только те растения, пыльца



которых доминирует в спектрах, но и таксоны, пыльца которых отмечена в виде единичных зерен.

На основании приведенных выше фактов можно сделать следующие выводы.

1. Фиксируемые по палеоботаническим данным смещения границ высотных поясов являются важным источником информации при палеоклиматических реконструкциях в горных странах. Для выявления таких смещений необходимы достаточно полные палеофлористические материалы.

2. Использование климатических данных по ближайшему к пункту исследования району на территории соответствующего высотного пояса (т.е. использование этого района в качестве аналога) возможно лишь при идентичности флоры и растительности, существующих сейчас в этом районе и реконструируемых по палеоботаническим данным.

3. Отсутствие такой идентичности свидетельствует о том, что район-аналог следует искать на территории, более или менее отдаленной от пункта исследований, возможно, в иных ботанико-географических областях.

4. При характеристике климата прошлых эпох, проводимой на основании выявленных смещений горных поясов, необходимо рассматривать условия теплообеспеченности и влажности в их взаимосвязи.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А., Антонова Г.В., Зеликсон Э.М. и др. Палеогеография стоянки Азых — древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3.
- Долуханов А.Г. К вопросу о зависимости верхних пределов развития древесно-кустарни-
- денберг Э.О. О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений Кавказских палеолитических пещер. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 4.

- ковой растительности от степени континентальности климата. — В кн.: Растительный мир высокогорий СССР и вопросы его использования. Фрунзе, 1967.
- Исаева-Петрова Л.С. Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. — В кн.: Палинология плейстоцена. — М., 1972.
- Левковская Г.М. Палинологическая характеристика отложений в пещерах Кударо I и Кударо III. — В кн.: Кударские пещерные палеолитические стоянки в Юго-Осетии. М., 1980.
- Чердынцев В.В., Алексеева В.А., Кинд Н.В. и др. Радиоуглеродные даты лаборатории Геологического института (ГИН) АН СССР. — Геохимия, 1965, № 12.
- Чердынцев В.В., Казачевский И.В., Кузьмина Е.А. Возраст плейстоценовых карбонатных формаций по изотопам урана и тория. — Геохимия, 1965, № 9.

УДК 551.583.7 : 56.581

В.А. Климанов

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР И ПАЛЕООСАДКОВ НА ОСНОВЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ ДАННЫХ

При палеогеографических исследованиях плейстоценовых и голоценовых отложений большое значение имеют палеоботанические и палеоклиматические реконструкции по данным спорово-пыльцевого анализа. В основе этих реконструкций лежит соответствие состава субрецентных спорово-пыльцевых спектров характеру современной растительности и современным климатическим условиям.

Многие исследователи (Гричук, 1959, и др.), изучавшие поверхностные спорово-пыльцевые спектры, отмечали постоянство состава пыльцы и спор в пределах зон и подзон, а также сходство спорово-пыльцевых спектров независимо от генезиса содержащих их отложений.

Формирование спорово-пыльцевых спектров на равнинных территориях зависит в основном от продуцирующей пыльцу и споры растительности, а растительность, в свою очередь, тесно связана с климатом. В качестве примера приведем количественную связь ландшафтной зональности с некоторыми климатическими показателями. Эта связь определялась с помощью информационно-логического анализа. Наиболее тесной оказалась связь со средними температурами июля (коэффициент связи $K = 0,299$), с количеством осадков за теплый период ($K = 0,204$), со средней годовой температурой ($K = 0,198$), с годовым количеством осадков ($K = 0,184$), с количеством осадков за холодный период ($K = 0,133$) и в меньшей степени ландшафтная зональность связана со средними температурами января ($K = 0,130$). Для наглядности связи современной ландшафтной зональности с современными климатическими условиями в табл. 1 показана ее связь с температурным режимом.

Из таблицы видно, что связь ландшафтной зональности со средними температурами июля почти прямопропорциональна. Для средних годовых температур эта связь выражена слабее, а для средних температур января линейность связи почти не наблюдается, о чем и свидетельствует наиболее низкий коэффициент связи между средними температурами января и ландшафтной зональностью.

Определив принадлежность ископаемого спорово-пыльцевого спектра к той или иной зоне, пользуясь табл. 1, можно дать грубую оценку температурного режима времени формирования данного спектра.

Таким образом, имея тесную связь между субрецентными спорово-пыльцевыми спектрами и ландшафтными зонами, между зонами и климатическими показателями, можно для равнинных территорий (для горных районов необходим также учет геолого-геоморфологических факторов) найти связь между субрецентными спорово-пыльцевыми спектрами и современными климатическими условиями. А так как основой интерпретации ископаемых спектров является сравнение их с современными спектрами, то имея связь спектров с климатом, можно интерпретировать ископаемые спектры в палеоклиматических целях.

В настоящее время существует несколько методик палеоклиматических реконструкций по спорово-пыльцевым данным, в которых соответствие между субрецентными спектрами и современными климатическими условиями устанавливается с помощью различных математических методов (Климанов, 1976; Гелета, Спиридонова, 1979;

Таблица 1

Структура связи между ландшафтной зональностью и показателями температуры на территории СССР*

Температура, °С	Ландшафтная зона									
	Т	ЛТ	СТ	СЮТ	СМ	Ш	ЛС	С	П	
Средняя	<6	1''								
июля	6-10	1''								
	10-14	1	1''	1	0			0		
	14-16			1''	0			0		
	16-18			0	1''	1	0	0		
	18-20				0	0	1''	1	0	
	20-22					0	1	1''	1	0
	22-24							1	1''	1
	24-28								1''	1
	> 28									1''
Средняя	8-12				0	0	1	0		1''
годовая	6-8				0	1	1	1''		0
	4-6				0	1	1''	0	1	0
	2-4			0	1	1''	1	0	1	
	2-0			0	1''	0		0	1	
	-2-0			0	1	1		1''	0	
	-2-4		0	0	1''	1				
	-4-6	1	1	1''	1					
	-6-8	1	1	1''						
	-8-12	1''	1	1	0		0			
	<-12	1''	1	1	0					
Средняя	>-5				0	1	1''	1		1
января	-5-8				0	0	1''	1	1	1
	-8-11			0	0	1''	1	1	0	0
	-11-14	0	0	0	0	0	0	0	1''	0
	-14-17	1''	0	0	1			0	1	1''
	-17-20	0		0	1''	0		1''	0	
	-20-23	0		1''	1			1	0	
	-23-28	1''	1''	1	1	1				
	-28-34	1''	1	1	0	1				
	<-34			1''	1					

*Т — тундра, ЛТ — лесотундра, СТ — северная тайга, СЮТ — среднеюжно-таежные леса, СМ — смешанные леса, Ш — широколиственные леса, ЛС — лесостепь, С — степь, П — пустыня и полупустыня.
1 — характерные температуры для данной зоны, 1'' — наиболее характерные температуры для данной зоны, 0 — нехарактерные температуры для данной зоны.

и др.). В данной статье рассматривается дополненная методика (Климанов, 1976), в которой для установления соответствия субрецентных спорово-пыльцевых спектров современным климатическим условиям, как и для нахождения связи зональности с климатическими параметрами, использовался информационно-логический анализ. Этот анализ предложен и обоснован для физико-географических объектов Ю.Г. Пузаченко (Пузаченко, Мошкин, 1969). В основе методики лежит традиционный ареалогический метод, только мы рассматриваем не ареалы растений, а распространение их пыльцы и ее количества в спорово-пыльцевых спектрах, представленных в табличном виде. Этот метод позволил нам получить количественные характеристики, которые используются при восстановлении количественных показателей климата голоцена и плейстоцена.

С помощью информационно-логического анализа мы определили меру зависимости между климатическими характеристиками и составом пыльцы древесных пород в

спорово-пыльцевых спектрах или значимость пыльцы каждой породы при определении климатических характеристик (величина связи K), определили также величину связи между каждой конкретной градацией содержания пыльцы в спектре с климатическими характеристиками или значимость содержания данной пыльцы в спектре при определении каждой климатической характеристики [величина $U(A/v_k)$], установили, какое именно содержание пыльцы в спектре характерно для данных величин (градаций) климатических характеристик.

Ранее с помощью информационно-логического анализа нами были получены таблицы, раскрывающие структуру связи между общим составом пыльцы и спор, составом пыльцы древесных пород и средними годовыми температурами, средними температурами июля и января, средними годовыми количествами осадков (Климанов, 1981). В данной статье рассматривается структура связи между общим составом пыльцы и спор, составом пыльцы древесных пород и количеством осадков за теплый и холодный периоды года. Реконструкция названных показателей влажности позволяет взаимно контролировать их значения. Так, если после реконструкции количество осадков за теплый и холодный периоды в сумме совпадают с количеством осадков за год, то реконструкции можно считать достоверными, в противном случае следует искать ошибки реконструкции. Таким образом, мы можем контролировать не только реконструированные температурные показатели, но и показатели влажности.

Коротко остановимся на таблицах, раскрывающих структуру связи между составом спорово-пыльцевых спектров и современными количествами осадков за теплый и холодный периоды, построение которых аналогично построению таблиц других климатических показателей.

Информационно-логическому анализу было подвергнуто около 800 субрецентных спорово-пыльцевых спектров. Они были получены в результате анализа образцов из 220 точек, расположенных на равнинных территориях СССР. Этот материал был взят в основном из литературных источников, показатели современных количеств осадков за теплый и холодный периоды — из карт Климатического атласа СССР масштаба 1 : 12 500 000.

В результате обработки материала информационно-логическим анализом на ЭВМ были получены таблицы, раскрывающие структуру связи состава пыльцы с количеством осадков за теплый и холодный периоды (табл. 2). Общая величина связи K состава пыльцы древесных пород с количеством осадков за теплый период в порядке ее убывания получилась такая: для пыльцы бука $K = 0,158$, граба — $0,148$, пихты — $0,119$, лиственницы — $0,086$, липы — $0,069$, карликовой березы — $0,054$, вяза — $0,047$, ели — $0,045$, дуба — $0,043$, ольхи — $0,043$, кедра и кедрового стланика — $0,040$, березы — $0,024$, сосны — $0,022$, ивы — $0,020$. Коэффициент связи количества осадков за теплый период с древесной пылью $K = 0,037$, с травянистой пылью также $0,037$, со спорами — $0,017$. Величина связи общего состава пыльцы и спор и состава пыльцы древесных пород с количеством осадков за холодный период следующая: для древесной пыльцы — $0,033$, для травянистой пыльцы — $0,042$, для спор — $0,030$, для пыльцы лиственницы $0,206$, бука — $0,120$, граба — $0,110$, пихты — $0,102$, кедра и кедрового стланика — $0,101$, липы — $0,091$, карликовой березы — $0,090$, дуба — $0,085$, ели — $0,045$, ивы — $0,042$, ольхи — $0,036$, вяза — $0,034$, сосны — $0,018$, березы — $0,012$. Величина коэффициента связи K дает нам информацию о том, по какой пыли с большей определенностью можно судить о количестве осадков. Чем выше значение K , тем с большей определенностью по пыли можно судить о количестве осадков, т.е. пылью можно разделить на сильно- и слабозначимую.

В табл. 2 величина $U(A/v_k)$ показывает величину связи процентного содержания пыльцы в спектре с количеством осадков. Для тех древесных пород, у которых большая величина K , наблюдается закономерное увеличение $U(A/v_k)$ при возрастании процентного содержания пыльцы в спектре, т.е. чем выше процентное содержание данной пыли в спектре, тем более определенно можно судить о количестве осадков. Так, содержание в спектре пыльцы липы более 50% однозначно указывает на количество осадков за теплый период 350–400 мм, а за холодный период — 150–175 мм. Пустые места в таблице означают, что данного соотношения количеств осадков и пыльцы в нашем материале по субрецентным спектрам не было встречено, или, другими словами, данное содержание пыльцы отрицает данное количество осадков.

Таким образом, мы видим, что между субрецентными спорово-пыльцевыми спектрами и количеством осадков за теплый и холодный периоды существует статистическая связь. Это было показано ранее и для других климатических показателей (Климанов, 1981). Пыльца каждой древесной породы несет большую или меньшую информацию о каждом климатическом показателе и его величине. Поэтому, суммируя эту информацию по всем компонентам спорово-пыльцевого спектра, можно выделить наиболее вероятную величину климатического показателя для данного спектра.

Реконструкция климатических характеристик по данному спорово-пыльцевому спектру производится путем суммирования характерных связей между процентным содержанием пыльцы и величиной климатической характеристики, т.е. путем суммирования единиц из табл. 2 по процентному содержанию пыльцы каждой породы и по всем градациям климатической характеристики, с выбором по максимальной их сумме наиболее вероятной градации климатического показателя.

В целом, алгоритм выделения наиболее вероятной величины климатического показателя по данному спорово-пыльцевому спектру или алгоритм восстановления количества осадков и температур формулируется в виде следующего правила. Наиболее вероятной величиной климатического показателя будет та, к которой относится максимальная сумма (по всем компонентам спектра) характерных содержаний пыльцы данных пород. Если решение двойственно, то наиболее вероятной величиной климатической характеристики в первом случае, когда характерные содержания пыльцы принадлежат одной и той же пыльце, будет та, к которой относится наибольшая сумма наиболее характерных содержаний пыльцы (т.е. 1^я из табл. 2), во втором, когда сумма характерных содержаний пыльцы принадлежит разным компонентам спектра, будет та, которой принадлежит характерное содержание пыльцы с большей величиной связи $Y(A/v_k)$. Если величины климатических характеристик с одинаковой суммой характерных содержаний пыльцы удалены друг от друга на одну градацию, то наиболее вероятная величина климатического показателя лежит между ними. Если содержание пыльцы рода с высоким значением K не встречается в данной градации климатической характеристики (пропуск в табл. 2), то эта градация не рассматривается. Для пыльцы, относящейся к слабозначимой, отрицанию градации климатического показателя придается абсолютное значение (т.е. в процессе реконструкции эта градация больше не рассматривается), когда пыльца двух и более пород отрицает данную градацию климатического показателя.

Рассмотрим процесс реконструкции на примере, который запишем в виде табл. 3. Возьмем спорово-пыльцевой спектр и выясним, какое количество осадков за теплый период было во время формирования этого спектра. Вначале берем самую высокозначимую пыльцу в данном спектре и выясняем, для каких градаций осадков она характерна, нехарактерна и какие градации отрицает. В нашем примере наиболее значимой является пыльца липы. Выписываем из табл. 2 вероятностные характеристики для содержания пыльцы липы 37% в табл. 3. Получилось, что данное содержание пыльцы липы характерно только для количества осадков 350–400 мм, нехарактерно для количества 400–500 мм, остальные величины осадков отрицает, т.е. можно сказать, что реконструированные значения осадков лежат в пределах 350–500 мм. Таким же образом поступаем с каждым компонентом спорово-пыльцевого спектра. В итоге подсчитаем сумму характерных содержаний пыльцы, т.е. сумму единиц. Получилось, что максимальная сумма относится к количеству осадков 350–400 мм, их следует признать наиболее вероятными для данного спорово-пыльцевого спектра.

Бывают более сложные случаи, когда одинаковая сумма единиц относится к двум и более градациям климатических характеристик. В таких случаях проводится анализ значимости пыльцы и ее процентного содержания, рассматривается сумма единиц отдельно по общему составу пыльцы и спор и по составу пыльцы древесных пород, отдельно по высоко- и малозначимой пыльце, распределение сумм единиц по каждой градации климатической характеристики, т.е. следует руководствоваться описанным выше алгоритмом при восстановлении температур и осадков.

Палеоклиматические реконструкции, имеющие вероятностный характер, не бывают без ошибок. Наиболее простые способы определения надежности реконструкции основаны на подсчете количества неверных реконструкций, которые проводятся по достаточно большому количеству образцов. Путем вычисления отношения числа

Таблица 2. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Кедр и кедровый стланик	0	1	1	1	0					1	1	0,050	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0,147
	0-5			0	1"	1	1	1	1			0,254	1	1"	1	1	0	0	0	0	0	0,323
	5-10			0	1"	1	1	1	1			0,772	1	1	1	1"	0	0	0	0	0	0,673
	10-20			0	1	1	1"	1	0			0,614	1	1	0	1"	0	0	0	0	0	0,698
	20-30			0	1	1	1"	0	0			0,365	1	1"	1	1	0	0	0	0	0	0,146
	30-40				1	0	1"	0	0			1,139		1	1	1"	0	0	0	1"		0,575
	40-50				1	0	1"	0				0,946		1		1	1		0	1"		0,712
>50				0	1	0	1"	0			0,801	1	0		1			0	1"		0,844	
0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0,000	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0,068	
Пихта	0-5		0	0	0	0	1	1	1	1"	1	0,682	0	1	1	1	1"	0	0	1	1	0,203
	5-10						0	1	1	1"	1	0,802			1"	1	0			1	1"	0,783
	10-20									1"		2,555			1"							2,829
	0	1	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0,030	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0,000
Вяз	0-5	0	0	0	0	0	1	1	1	1"	1	0,075		0	0	0	1	1	1"	1	1	0,320
	>5	0					1	1	1"			0,633			0			1"	1			1,308
	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0,000	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0,245
Ель	0-5	0	0	0	0	0	1	1	1"	1	1	0,267	0	1	0	1	1	0	1	1"	1	0,175
	5-10	0	0	0	0	0	0	1	1"	1	1	0,260	1	0	0	1	0	0	1	1"	1	0,087
	10-15	0	1	0	1	0	0	1	1"	1		0,059	1	0	0	0	1	0	1	1"	1	0,197
	15-20	0			0	0	0	1"	1	1		0,731	0	0	0	0	1	1	1	1"	1	0,504
	20-30			0	0	0	0	1"	1	1		1,117	0	0	0	1	1	0	1	1"	1	0,425
	30-40			1"		0	1	1	1			0,888	1	1		1	1	0	1	1"	1	0,322
	40-50			1			1	1"				0,994	1						1	1"	1	0,923
>50			1						0		2,555	1							1"	1	2,018	
0	1		1	1	1	0	0				0,310	1	0	0	0		1	1	0		0,598	
0-10	1	0	1	0	0	1"	0	0	1	1	0,229	0	1"	1	0	0	0	0	1"	1	0,048	
10-20	0	0	0	1	1	1	1"	0	1	0	0,134	1	1	1"	1	1	0	0	0	0	0,035	
20-30	0	0	0	1	1	1	1	0	1"	0	0,254	1	1	1	1"	0	0	0	0	0	0,158	
Сосна	30-40	0	0	0	1	1	1	1	1	1"	0	0,291	1	1	1"	0	0	0	0	1	1"	0,126
	40-60	0	1	1	1	1	1	1	1"		0	0,248	1	1	0	0	0	0	1"	1	1	0,109
	60-80	0	1	1	1	1	0	1"	1		0	0,142	1	0	0	0	1"	1	1	1	1	0,138
	>80	1	1	1"	1	1	0	1"	1			0,111	0	0	0	0	1"	1	1	0		0,333
	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0		0,000	0	0	0	1	1	1	0	0	1	0,141
	0-10	1	1	1	1	0	0	1"	0	0	0	0,122	1	0	0	0	1	1	1"	0	1	0,155
	10-20	1	1	1	1	0	1"	1	0	1	1	0,084	1	1	1	0	1"	0	0	0	1	0,013
	20-30		0	0	0	0	1	1	1"	1		0,501	1	0	1	0	0	0	0	1"		0,008
	30-40		0	1	0	0	1"	1	1	1		0,625	1	0	1	1"	0	1	0	1"		0,028
	40-60		1	0	0	1	0	0	1	1"		0,088	1	1"	1	1	0	0	0	0		0,047
60-80		1	0	1	1	0	0	1	1"		0,002	1	1	1"	0	0	0	0	0		0,222	
>80	1			1	1	0	1	1"			0,255	1	1"	1	1	1					0,971	
0	1	0	1	1	0	0	1	1	1	1	0,022	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0,086	
0-5	0	1	1	1	1"	1	1	1	1		0,050	1	1	1	1"	1	1	1	1	1	0,012	
5-10		1	1	1	1	1"	0	0			0,287	1	1	1"	1	1	0	0	0		0,198	
10-20		1"	1	1	1	1	0	0			0,138		0	1"	1	1	0	0			0,482	
Ива	20-30		1	1	1"		1					1,155			1"	0	0	0			1,829	
	>30		1"	1		1						1,055			1"	0					2,018	
	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1		0,000	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0,058
	0-5	0	0	0	0	1	1	1"	0			0,342	1	0	0	0	1	1	1"	0	0	0,309
	5-10	0	1	0	0		0	1	1	1"	1	0,336	1	1	0	0	1	0	0	1	1"	0,001
10-15	0	1	1	0		0	0	1	1"	1	0,001	1	1	1	0	1	0	0	1"	1	0,002	
Ольха	15-20	1	1	1	0	0	0	0	1"	1	1	0,114	1	1	1	0	1	0	0	1"	1	0,390
	20-30	1	1"	1	0	1	0	0	1	1"	1	0,000	1	1	1	1	1	0	0	1"	1	0,000
	30-40	1"	1	1	0	0	1	0	0			0,714			1"	1	0	0	1"	1	0,988	
	40-50	1	1	1"	1							1,555		1	1	1	0			1"	1	1,243
	>50	1	"			1						2,053		1"	1	1	0					1,384

* 1 - характерное; 1" - наиболее характерное содержание пылицы в спектре для данных количеств осадков; 0 - нехарактерное содержание пылицы данного рода.

Таблица 3

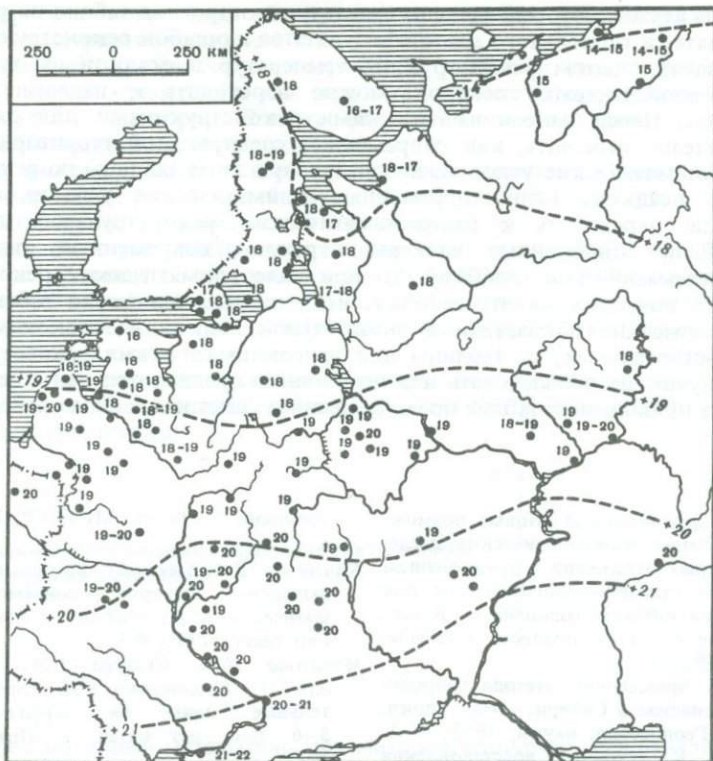
Реконструкция количества осадков за теплый период

Пыльца	%	Количество осадков за теплый период, мм									
		< 100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—500	500—600	> 600
Древесная	31		0	1	1	1''	1	0	0	0	—
Травянистая	3	—	—	0	0	0	0	1	1''	1	—
Споры	56	—	—	0	0	1''	1	0	0	0	—
Липа	37	—	—	—	—	—	—	1''	0	—	—
Вяз	2	0	—	—	—	—	1	1	1''	—	—
Дуб	16	—	—	—	—	0	1	1''	0	—	—
Ель	3	0	0	0	0	1	1	1''	1	1	1
Береза	7	1	1	1	1	0	0	1''	0	0	0
Сосна	35	0	0	0	1	1	1	1	1	1''	0
Сумма характерных содержаний пыльцы в спектре для данного количества осадков		1	1	2	3	4	6	7	4	3	1

неверных реконструкций к общему числу образцов, по которым были произведены реконструкции, можно составить представление о вероятности ошибки реконструкции.

Оценка надежности построенных таблиц по реконструкции климатических характеристик проводилась по современным спорово-пыльцевым спектрам. При реконструкции средних температур июля было проанализировано 190 спектров, из них неверный результат получился при анализе 39 образцов, при этом для 27 из них реконструированные и действительные значения были соседними градациями, а так как значения всех климатических характеристик дискретны и современные спектры могли быть взяты на границе или рядом с границей соседних градаций, то такие расхождения не играют существенной роли. Расхождения на одну градацию и более, т.е. существенные расхождения, составили 6,3%. При реконструкции среднегодовых температур существенные расхождения составили 6,7%, для среднеянварских — 8,2%, для годового количества осадков — 7%, для количества осадков за теплый и холодный периоды — около 8%. Из приведенных оценок видно, что надежность таблиц по реконструкции температур и осадков можно считать удовлетворительной. Вычисленные проценты дают нам также информацию о том, какие климатические характеристики реконструируются более достоверно. Это — средняя температура июля, среднегодовая температура, годовое количество осадков, хуже всего реконструируется средняя температура января.

Расчетные палеоклиматические характеристики по разным методикам используются для построения палеоклиматических кривых и палеоклиматических карт на определенные срезы времени по определенным территориям. Методы построения палеоклиматических карт можно разделить на три основные группы: теоретические, теоретико-эмпирические и эмпирические. К первой группе, например, относится палеотемпературная модель территории суши, на время 18—20 тыс. лет назад, построенная американскими учеными. Ко второй группе методов построения палеоклиматических карт относятся методы, базирующиеся на малом фактическом материале с последующей интерполяцией и экстраполяцией на обширные территории с помощью моделирования. В частности, в работе М.В. Муратовой с соавторами (1980) приводятся палеоклиматические карты на климатический оптимум голоцена территории СССР, построенные по рассчитанным палеоклиматическим характеристикам по спорово-пыльцевым данным для 26 пунктов СССР с помощью тренд-анализа. Эмпирические методы основаны на большом фактическом материале, палеоклиматические карты строятся путем проведения изолиний палеоклиматических характеристик по многочисленным точкам, в которых определены количественные палеоклиматические показатели.



Реконструированные температуры июля для точек местонахождения голоценовых разрезов (пунктирные линии — изотермы, проведенные на основе реконструкций)

Описанная выше методика палеоклиматических реконструкций может использоваться для построения палеоклиматических карт как теоретико-эмпирическими, так и эмпирическими методами. В данной статье в качестве примера рассмотрим картосхему средних температур июля для Европейской части СССР в климатический оптимум голоцена, построенную эмпирическим путем. Расчеты количественных показателей палеотемператур июля проводились по 90 разрезам голоценовых отложений, взятым из литературных источников. Рассчитанные палеоклиматические показатели наносились на бланковую карту в точки нахождения упомянутых разрезов. На рисунке в этих точках приведены реконструированные значения температур июля. Как видно, полученные палеоклиматические показатели довольно хорошо отражают области с одинаковыми значениями температур. Только единичные точки составляют исключения, отличаясь от рядом находящихся на $1-2^{\circ}$, но они сгладились соседними значениями температур при проведении изотерм. Описанным образом ранее были построены палеоклиматические картосхемы средних годовых температур, средних температур июля и января и годового количества осадков для климатического оптимума голоцена (Климанов, 1978).

Таким образом, описанная методика реконструкции климата голоцена и плейстоцена по спорово-пыльцевым данным позволяет получить количественные характеристики температур (средние годовые, средние июля и января) и количества осадков за год, за теплый и холодный периоды. Получение всех трех характеристик (температуры или осадков) обеспечивает взаимоконтроль реконструированных значений климатических показателей. Для того чтобы можно было пользоваться таблицами для реконструкции температур и осадков, необходима основательная тренировка в реконструкции современных температур и осадков по современным спорово-пыльцевым спектрам путем сравнения действительных и полученных значений климатических характеристик для точек отбора проб (современные климатические показатели надо

брать только из атласа, который использовался для построения таблиц по реконструкции палеоклимата) и тщательного анализа результатов и ошибок реконструкций.

Только обладая опытом реконструкции температур и осадков на основе современных спорово-пыльцевых спектров, можно переходить к палеоклиматическим реконструкциям. Перед палеоклиматическими реконструкциями для определенной территории полезно выяснить, как современные спектры этой территории отражают современные климатические условия, используя при этом таблицы по реконструкции температур и осадков. Если современные климатические условия отражаются хорошо, можно переходить к палеоклиматическим реконструкциям для данной территории. Если современные спектры отражают современные климатические условия с систематической ошибкой, то при палеоклиматических реконструкциях можно вводить поправку на эту ошибку. Если же полученные по таблицам современные климатические показатели в значительной степени и закономерно отличаются от действительных, то таблицы для палеоклиматических реконструкций для этого района лучше не использовать или необходима предварительная дополнительная корректировка приводимых таблиц по современным спектрам данного района.

ЛИТЕРАТУРА

- Гелета И.Ф., Спиридонова Е.А. Новые возможности применения палинологических исследований озерных отложений с привлечением многомерного статистического анализа для реконструкции климата голоцена. — В кн.: История озер СССР в позднем кайнозое, Иркутск, 1979, ч. 1.
- Гричук М.П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири. — Науч. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки, 1959, № 1.
- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ, Сер. 5. География, 1976, № 2.
- Климанов В.А. Палеоклиматические условия Русской равнины в климатический оптимум голоцена. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4.
- Климанов В.А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 5.
- Муратова М.В., Суетова И.А., Бурашников Т.А., Кроличенко Е.И. Климат и растительные зоны на территории СССР 5–6 тыс. лет назад. — Природа, 1980, № 7.
- Пузаченко Ю.Г., Мошкин Л.В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях. — В кн.: Медицинская география. М., 1969. (Сер. геогр. Вып. 3. Итоги науки).

УДК 551.583.7 : 56:581

А.А. Либерман, М.В. Муратова, И.А. Суетова

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЛИНЕЙНОЙ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Для построения палеоклиматических карт значительных территорий требуется достаточно густая сеть надежно датированных и равномерно распределенных по площади пунктов, для которых имеются палеоклиматические данные. Так, для построения карты одного какого-либо временного среза на территорию СССР необходимо иметь около 200 таких пунктов. Фактически же мы располагаем лишь несколькими десятками точек, для которых имеются количественные сведения о климате, полученные главным образом в результате обработки данных спорово-пыльцевого анализа. Кроме того, все эти точки обычно приурочены к лесным зонам, а о зонах тундр, степей и пустынь мы имеем минимальное количество информации.

Попытка создания карт по таким данным при помощи традиционных методов линейной интерполяции может привести к недопустимо большим ошибкам. Нами была поставлена задача разработать метод объективной нелинейной интерполяции (и экстраполяции), который позволил бы по относительно скудным данным строить достаточно подробные карты для значительных территорий.

Очевидно, для нелинейной интерполяции прежде всего необходимо выявить закономерности изменения изучаемого параметра по площади. Логично предположить, что та-

кие закономерности могут быть обнаружены при анализе современных карт тех же параметров. Рассмотрим возможность такого анализа.

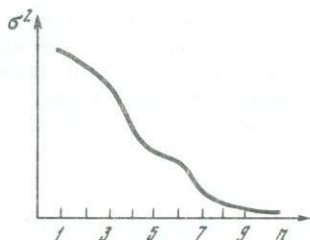
Карту какого-либо климатического параметра (например, среднегогодовой температуры июля) можно представить как результат совместного действия значительного числа разнообразных факторов. Все эти факторы можно разделить на три основные группы: глобальные, региональные и локальные.

Глобальные факторы, такие, как общий уровень солнечной радиации, наклон земной оси, прозрачность атмосферы, воздействуют на весь земной шар, и результат этого воздействия должен хорошо описываться линейным трендом.

Региональные факторы действуют приблизительно одинаково в пределах крупных территориальных единиц. К ним можно отнести общие географические особенности регионов, влияние морей и океанов и другие. Эти факторы должны создавать обширные аномалии на фоне линейного тренда, которые также могут быть описаны относительно несложными уравнениями.

К третьей группе относятся *локальные факторы*, которые оказывают сугубо местное действие на климат. Они связаны главным образом с особенностями рельефа и вертикальным градиентом температур.

Р и с. 1. Зависимость ошибки аппроксимации от степени аппроксимирующего полинома



Анализируя с помощью математических методов, например тренд-анализа, современную карту изучаемого параметра, можно ее разделить на три карты, каждая из которых будет представлять собой результат действия одной из выделенных групп факторов. Такое разделение можно выполнить следующим образом.

Представим карту температур (осадков) как некоторую функцию координат $T(x, y)$. Эту функцию можно аппроксимировать трендом некоторого порядка, причем этим трендом будет описан результат совместного действия глобальных и региональных факторов, а неаппроксимированный остаток будет представлять собой результат действия локальных факторов.

В таком случае

$$T(x, y) = T_n(x, y) + R(x, y),$$

где $T(x, y)$ — исходная современная карта; $T_n(x, y)$ карта тренда степени n ; $R(x, y)$ — карта дискретного остатка аппроксимации.

Остается неясным, при каких n будут выполняться требуемые условия. Выбор степени полинома осуществляется следующим образом.

Если начать с $n = 1$ и производить последовательную аппроксимацию, каждый раз увеличивая n на 1, то оказывается, что среднеквадратичное отклонение (σ) аппроксимирующего полинома от исходной карты уменьшается неравномерно. При некотором значении n происходит резкое уменьшение среднеквадратичного отклонения, затем оно меняется мало и вновь наблюдается его резкое уменьшение. Этот выход на промежуточную асимптоту соответствует тому моменту, когда полином степени n хорошо описывает аномалии достаточно высокого порядка. Если кривая скорости спада n ведет себя так, как показано на рис. 1, следует выбрать $n = 5$, так как предыдущая степень не позволяет получить достаточно хорошую аппроксимацию искомых аномалий, следующая степень (6) почти не дает дополнительной точности, а далее начинается аппроксимация аномалий более высокого порядка.

Тренд степени n можно представить как сумму линейного тренда и некоторого нелинейного остатка, т.е.

$$T_n(xy) = T_1(xy) + Z_n(xy).$$

Таким образом удается разделить влияние глобальных $T_1(x, y)$ и региональных факторов.

Окончательно исходную современную карту можно представить в виде трех слагаемых:

$$Tn(x, y) = T_1(x, y) + Zn(x, y) + R(x, y),$$

где каждое слагаемое представляет собой влияние соответствующей группы факторов.

Теперь можно перейти к конструированию математической модели искомой палеоклиматической карты.

Логично ожидать, что уравнение модели может быть представлено аналогичным образом, т.е.

$$M(x, y) = M_1(x, y) + ZMn(x, y) + RM(x, y).$$

Обозначения здесь очевидны.

Остается найти указанные три слагаемых для карты изучаемого параметра, до иного временного среза. Для этого следует сделать три предположения.

1. При крупных климатических экстремумах ведущую роль играют глобальные факторы, следовательно, линейный тренд должен быть найден непосредственно по фактическим определениям температур.

2. Локальные аномалии температур и количества осадков, описанные массивом $R(x, y)$, зависят преимущественно от чисто местных особенностей рельефа. Поскольку для относительно "близких" временных срезов изменения рельефа можно не учитывать, допустимо принять

$$RM(x, y) = R(x, y).$$

3. Мы предполагаем, что характеристики климатических зон и соотношения между ними постоянны, и, следовательно, относительные изменения климатических параметров на фоне линейного тренда также постоянны, т.е.

$$\frac{Zn(x, y)}{Z_1(x, y)} = \frac{ZMn(x, y)}{M(x, y)}.$$

Отсюда можно выразить второй член уравнения через известные величины:

$$ZMn(x, y) = Zn(x, y) \frac{M_1(x, y)}{Z_1(x, y)}.$$

Полное уравнение модели будет выглядеть следующим образом:

$$M(x, y) = M_1(x, y) + Zn(x, y) \frac{M_1(x, y)}{Z_1(x, y)} + R(x, y),$$

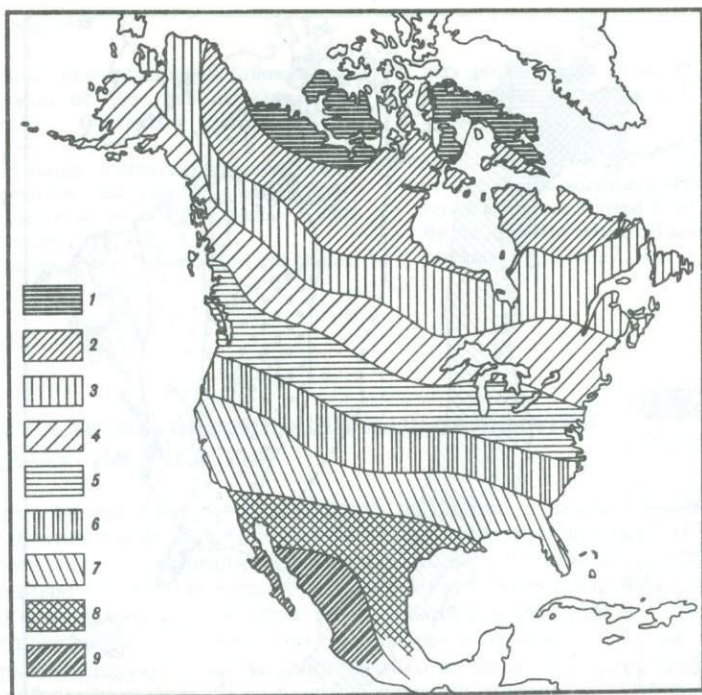
где $M_1(x, y)$ вычисляется по исходным палеоклиматическим определениям с применением метода наименьших квадратов; $Zn(x, y)$ и $Z_1(x, y)$ вычисляются аналогичным способом по современной карте; $R(x, y)$ также снимается с современной карты.

Следует отметить, что наименее убедительным здесь является способ представления второго члена уравнения. По мере накопления фактического материала его можно будет уточнить, представляя второй член уравнения как регрессию соответствующего члена уравнения, описывающего современные распределения климатических характеристик, т.е.

$$ZMn(x, y) = F_{regr}(Zn(x, y)).$$

Однако и в том виде, в котором здесь представлено уравнение модели, оно дает хорошую сходимость при тестовых испытаниях.

Для оценки представительности и точности работы модели тестовые исследования проводились двумя способами. Во-первых, исключались из рассмотрения некоторые точки, в которых были определены температуры изучаемого временного среза, и проводилось сравнение этих значений с температурами, полученными на модели в тех же координатах. Ошибка не превышала 2° , среднеквадратическая ошибка — 1° .



Р и с. 2. Разность (Δ) средних температур июля эпохи 5000–6000 лет назад и современных
 1 – $\Delta = 4^{\circ}\text{C}$; 2 – $\Delta = 3^{\circ}\text{C}$; 3 – $\Delta = 2^{\circ}\text{C}$; 4 – $\Delta = 1^{\circ}\text{C}$; 5 – $\Delta = 0$; 6 – $\Delta = -1^{\circ}\text{C}$; 7 – $\Delta = -2^{\circ}\text{C}$;
 8 – $\Delta = -3^{\circ}\text{C}$; 9 – $\Delta = -4^{\circ}\text{C}$

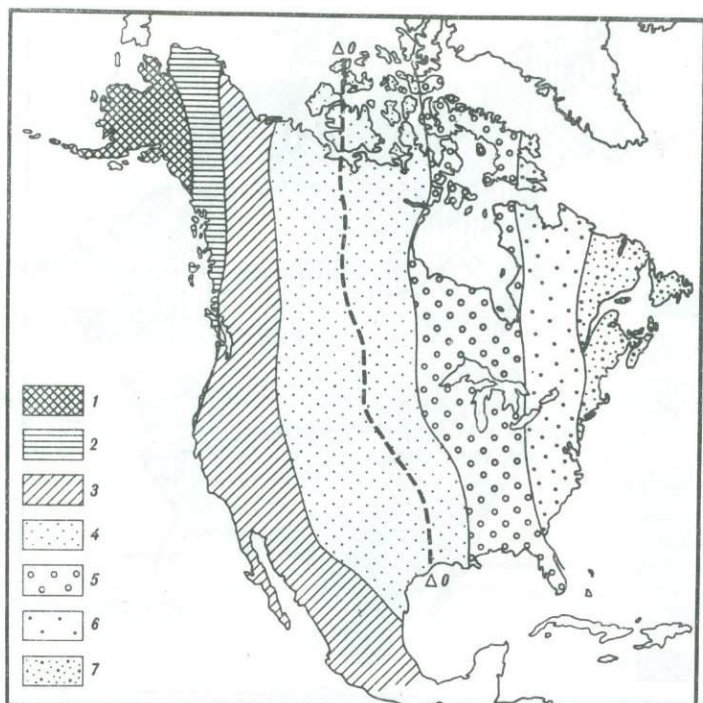
Второй тест заключался в построении известной заранее карты температур отдельного года по среднемноголетней карте. При этом использовались значения температур и в тех же точках, что и при построении палеоклиматической модели. Максимальная и среднеквадратичная ошибка составили здесь также соответственно 2 и 1° . Все тестовые исследования проводились для карт средних температур июля.

Первые исследования такого рода выполнены нами для времени 5000–6000 лет назад. Эта эпоха достаточно близка к нашему времени и поэтому относительно подробно изучена. В качестве примера здесь приведена карта разности средних температур июля и среднего годового количества осадков времени 5000–6000 лет назад и современных (рис. 2). При анализе распределения этих характеристик видно, что их изменение по отношению к современному носило дифференцированный характер. Так, наибольшие положительные отклонения средних температур июля были приурочены к высоким широтам ($64\text{--}72^{\circ}$ с.ш.). Они составляли $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$.

В области, расположенной между 44 и 50° с.ш., температуры практически не отличались от современных. К югу от этой области происходило постепенное снижение температур. На юге материка отрицательные отклонения достигали $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$.

Интересные закономерности наблюдаются при рассмотрении отклонения среднего годового количества осадков 5000–6000 лет назад от современных (рис. 3). Линия, где среднее годовое количество осадков совпадало с современным, проходит вблизи 95° в.д. на юге, сдвигаясь к 120° в.д. на севере. К западу от нее наблюдалось постепенное увеличение количества осадков. В пределах этой области максимальное положительное отклонение (до 300 мм) было приурочено к северо-западной части материка. К югу эта разность становилась меньше (100–150 мм). Район, расположенный к востоку от зоны "нулевых" отклонений, получал меньше осадков, чем сейчас. Особенно большим было отрицательное отклонение на побережье залива Св. Лаврентия (350–400 мм).

Сопоставление полученных результатов с материалами американских исследователей



Р и с. 3. Разность (Δ) среднего годового количества осадков эпохи 5000–6000 лет назад и современного

1 – $\Delta > 250$ мм; 2 – Δ – от +150 до +250 мм; 3 – Δ – от +50 до +150 мм; 4 – Δ – от –50 до +50 мм; 5 – Δ – от –50 до –150 мм; 6 – Δ – от –150 до –250 мм; 7 – Δ – < 250 мм

(Webb, Bryson, 1972; Heusser, 1973; Mack et al., 1978; Kay, 1979) обнаружило их совпадение. Так, например, в таблице приводится сравнение нескольких оценок средней температуры июля и среднего годового количества осадков, рассчитанных этими авторами по результатам спорово-пыльцевого анализа для эпохи 5000–6000 лет назад и данных, полученных на модели в тех же точках. Приведенные сравнения позволяют считать метод нелинейной интерполяции применимым для палеоклиматических реконструкций.

Реконструированные климатические показатели для эпохи 5000–6000 лет назад

Координаты точки	Данные американских исследователей			Данные модели	
	источник	средняя t июля, °С	среднее годовое количество осадков, мм	средняя t июля, °С	среднее годовое количество осадков, мм
62° с.ш., 101° з.д.	Kay, 1979	11–13	–	13	500
47° с.ш., 89° з.д.	Webb, Bryson, 1972	22	410	21	400
45° с.ш., 93° з.д.		22	410	23	500
42° с.ш., 89° з.д.		22	410	22	500
48° с.ш., 117° з.д.	Mack et al., 1978	18–19	–	18	400
34° с.ш., 120° з.д.	Heusser, 1973	22	–	22	500

- Heusser C.I.* Environmental sequence following the Fraser Advance of the Juan de Fuca Lobe, Washington. — Quaternary research, 1973, vol. 3, N 2.
- Kay P.A.* Multivariate statistical estimates of Holocene vegetation and climate change, forest-tundra transition zone, NWT, Canada. — Quaternary research, 1979, vol. 11, N 1.
- Mack R.N., Rutter N.W., Valastro S.* Late Quaternary pollen record from the Sanpoil River Valley, Washington. — Canad. J. bot., 1978, vol. 56, N 14.
- Webb T., Bryson R.A.* Late and Postglacial climatic change in the northern Midwest, USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. — Quaternary research, 1972, vol. 2, N 1.

УДК 551.583:56:581

В.И. Турманина

ВОЗМОЖНОСТИ ФИТОИНДИКАЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ В ПРЕДЕЛАХ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ

Выявлению палеоклиматов отдаленного прошлого в значительной мере может помочь установление характера вековых колебаний климата в пределах последнего тысячелетия комплексом фитоиндикационных методов. Подобный анализ может явиться тем переходным мостом к палеоклиматическим реконструкциям, который поможет решить ряд спорных вопросов. Одно из его важных преимуществ — то, что анализируется современная растительность и экстраполяция в прошлое проводится на те интервалы, в которых исследуются особи одного и того же вида. Это сразу решает сложный вопрос о видовой принадлежности растений, в немалой степени затрудняющий палеоботанические исследования.

Разработка способов датирования новейших отложений по растительности была начата еще в 1954 г. во Всесоюзном агрогеологическом тресте, затем продолжена во Всесоюзном институте гидрогеологии и инженерной геологии и в Проблемной лаборатории снежных лавин и селей МГУ. При этом в последние годы все большее внимание уделяется выяснению причин, вызывающих переотложение датируемого материала, т.е. климатическим факторам, поскольку неотектоническими причинами и антропогенным воздействием невозможно объяснить усиление или ослабление гляциальных процессов.

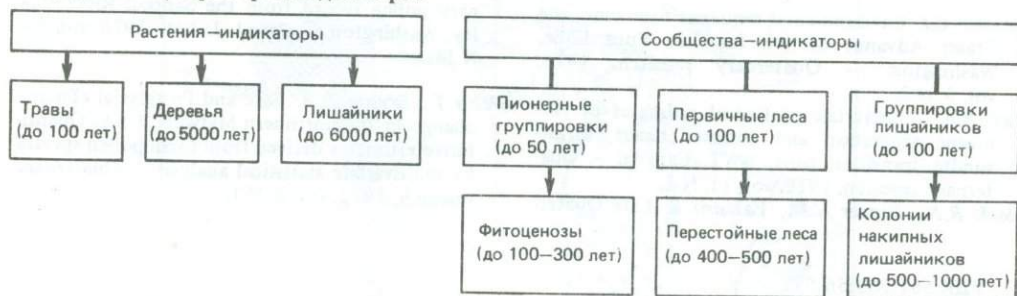
Основные положения по фитоиндикации в пределах тысячелетия изложены в более ранних работах и задача этой статьи — обратить внимание на значительность обусловленных климатом вековых перестроек растительности для получения количественных характеристик климата по этим перестройкам растительных сообществ (Турманина, 1976; 1979).

Фитоиндикационные методы применимы преимущественно в пределах нашего тысячелетия. Это связано с тем, что только единичные растения долгожители (деревья, накипные лишайники) доживают до возраста 5000—6000 лет, а основное число растений-индикаторов может быть использовано в пределах 300—500 и реже 1000 лет (табл. 1). Среди растений-долгожителей первое место по длительности жизни принадлежит накипным лишайникам, и поэтому лихенометрический метод, предложенный в 50-е годы Бешелом, находит все более широкое применение (Голодковская и др., 1979; Турманина, 1979). Сложность применения этого метода состоит в том, что лишайники разрастаются на стабильном субстрате, а однообразные элементы рельефа могут приобретать стабильность в различное время. Так, отложения донной морены остаются стабильными сразу же после отступления ледника. Высокие же валы боковой морены XIX в. до сих пор энергетично осыпаются и их датировка невозможна. Вторая трудность применения метода состоит в том, что лишайники становятся видимыми на одних отложениях в первые годы, на других — только через несколько десятилетий. Многочисленность замеров и последующая статистическая обработка помогают преодолеть трудности.

Дендрохронологический метод достаточно широко освещен в литературе (Битвинская, 1974; Турманина, 1976; Молчанов, 1976; Ситникайте, 1978; Ловелиус, 1979). При выявлении климатических условий в тысячелетнем интервале этот метод полезен прежде всего для выяснения лимитирующих факторов роста деревьев, и при гибели

Т а б л и ц а 1

Пределный возраст фитоиндикаторов



древостоев в определенных условиях можно сделать вывод о тех ведущих факторах, которые вызвали эту гибель. Можно проследить и динамику ареалов некоторых видов, по которым возможен сбор материала. Но для выявления лимитирующего фактора на первом этапе необходимо сопоставление приростов деревьев из определенных местобитаний с рядами метеорологических наблюдений данного конкретного района. Так, для Приэльбрусья на основании сопоставления прироста деревьев с наблюдениями метеостанции удалось выявить, что сосна крючковатая положительно реагирует на суммы эффективных температур более 10° , если деревья растут в верховьях долин по днищам. Но сосны этого же вида, произраставшие на южном склоне, положительно реагировали только на увеличение летних осадков. Реакция же на средние температуры года, января, июля, годовые количества осадков практически не проявлялась. Подобная картина характерна для высот 2000-2300 м. Но с подъемом на 300-500 м лимитирующим фактором начинает выступать температура, независимо от экспозиции склона. Подобные сопоставления позволяют считать, что в максимум наступания ледников в XVII в. отличительной чертой климата было устойчивое увеличение летних осадков и снижение летних температур, на что указывает хорошее возобновление и прирост сосен по южным склонам, где в настоящее время сосны представлены лишь единичными деревьями. Колебания верхнего предела произрастания сосен и пределах 500 м за тысячелетие при вертикальном градиенте летних температур $0,65^{\circ}$ при подъеме на 100 м дают основание считать, что летние температуры изменялись в пределах 3° .

Наибольшую информацию могут дать погребенные деревья с хорошей сохранностью древесины, датированные по ^{14}C . Анализ погребенных сосен с перевала Бечо (Центральный Кавказ) позволил сделать вывод, что в VIII-XII вв. природные условия были близки к современным. Затем последовали десятилетия резко постоянного снижения прироста годовичных колец, свидетельствующего о снижении температур. Отсутствие возобновления деревьев на этих высотах до XX в. свидетельствует о многовековом снижении температуры с XIII по XIX в. включительно.

С помощью дендрохронологии фактически можно устанавливать реакцию отдельных деревьев и древостоев на неблагоприятные условия среды. Установление же подобных факторов для экосистем в целом потребует еще много лет работы, так как в каждой экосистеме собраны экологически разнородные особи, само существование которых возможно благодаря разнообразию ежегодной метеорологической обстановки. Так, в Приэльбрусье на тех же участках, где была выявлена реакция сосен на температуры и осадки, была сделана попытка подобного анализа для травостоя. На фиксированных геоботанических площадках, где наблюдения ведутся более 10 лет, сравнивалась высота травостоя в годы с сырым прохладным сезоном вегетации (сумма эффективных температур 650°C) и сухим теплым (сумма эффективных температур 1050°). В отличие от сосен травы всюду были выше в сырой прохладный год (табл. 2).

Сочетание дендрохронологического метода, позволяющего выявить, какой из климатических факторов благоприятно или неблагоприятно влияет на произрастание деревьев, с анализом изменения ареалов древесных видов в течение нашего тысячелетия может дать наибольшую информацию о тех критических климатических ситуациях, которые изменяли границу распространения видов.

Картина изменения растительности с конца XVI до середины XIX в. в период макси-

Т а б л и ц а 2

Изменение прироста годичных колец сосен, общего проективного покрытия травостоя и высоты травостоя в прохладный сырой (1970 г.) и теплый сухой (1975 г.) сезоны вегетации (Центральный Кавказ)

Геоботанические площади 10 X 10 м	Количество видов	1970 г.			1975 г.		
		при- рост, мм	средняя высота травос- тая, мм	покры- тие, %	прирост, мм	средняя высота травос- тая, мм	покры- тие, %
Сосняк-черничник по дни- щу долины, выбитый ла- винами в 1967-1976 гг.; абс. высота 2100 м	41	2,2	55	65	2,3	30	60
Склон южной экспозиции с субальпийским лугом, изредка единичные сосны; абс. высота 2350 м	70	1	50	95	0,5	30	95
Сосняк с мятликом дуб- равным по склону к пой- ме р. Большой Азау; абс. высота 2300 м	40	2	70	30	1,5	50	40
Сосняк-черничник по се- левым валам XIII в. над Большим Азау; абс. высо- та 2250 м	31	2	55	90	1,5	20	80
Сосняк-беломошник на ледниковых отложениях середины XIX в.; абс. высота 2200 м	44	2	35	20	1,5	30	15
Пионерные группировки в ущелье Азау на отложе- ниях начала XX в.; абс. высота 2375 м	18	2	65	80	2	30	70

мального разрастания ледников "малой ледниковой эпохи" рисуется следующим обра-
зом. Горные ледники Кавказа и Полярного Урала продвинулись вниз от нескольких
сотен метров до километров. В Хибинах, Карпатах и на Южном Урале снежники деся-
тилетиями не таяли. По днищам долин и по склонам северных экспозиций деревья
были оттеснены вниз на несколько сотен метров. Но по склонам южной экспозиции
Кавказа, Крыма и Карпат деревья смогли подняться выше. Укрепились позиции бука
в Крыму, на Кавказе и в Карпатах. На равнине ель заняла ведущее положение в елово-
широколиственных лесах. Дуб и липа продвинулись на юго-восток в подзоны лесосте-
пи и луговой степи. Многочисленные сообщения о былой обводненности степи, о боль-
ших озерах, судоходных реках относятся именно к этому интервалу времени. Высокие
травы и обильные урожаи в степях имели место только в этот период. На северо-западе
Европейской части страны, напротив, приходилось убирать зеленые хлеба и досушивать
их в сараях над кострами. Заболоченность на Севере была меньше, лиственница продви-
нулась на северо-запад. Хвойные леса всюду выходили к побережью Белого и Баренце-
ва морей.

Подобные изменения в растительном покрове могли произойти только при длитель-
ном снижении летних температур, увеличении увлажненности, отсутствии сильных зим-
них холодов и летних засух, т.е. при длительном преобладании западной циркуляции
над всей территорией Восточной Европы; Кавказа и Западного Закавказья. На побе-
режье Белого и Баренцева морей могла усиливаться континентальность за счет увеличе-
ния ледовитости, максимум которой на одно-два столетия отставал от максимума гор-
ного оледенения.

Таким образом, в период малого оледенения биологический потенциал в целом был выше, чем в предшествующий период VIII—XII вв., леса продвигались к северу и югу, степи, даже прикаспийские, давали обильные урожаи трав.

Новые знания об экологии растений, и в первую очередь древесных пород, позволят установить климатические параметры прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

- Битвинскас Т.Т.* Дендроклиматические исследования. Л.: Гидрометеоздат, 1974.
- Голодковская Н.А., Серебрянный Л.Р., Ильвес Э.О.* Колебания ледников высокогорного Кавказа в историческое время (по лишенометрическим и радиоуглеродным данным). — Изв. ВГО, 1979, т. 11, № 1.
- Ловеллус Н.В.* Изменчивость прироста деревьев. Л.: Наука, 1979.
- Молчанов А.А.* Дендроклиматические основы прогнозов погоды. М.: Наука, 1976.
- Ситникайте А.* Дендроклиматохронология, 1900—1970: Библиогр. указатель. Вильнюс, 1978.
- Турманина В.И.* Фитоиндикация колебаний климата. — В кн.: Ландшафтная индикация природных процессов, М., 1976.
- Турманина В.И.* Пути восстановления природных условий последнего тысячелетия и основные результаты. — В кн.: Ритмы гляциальных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1979.

ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОКЛИМАТОВ

УДК 551.583.7:56:591

Н.К.Верещагин

ИСКОПАЕМЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ

Основной методической предпосылкой для индикации палеоклиматов по остаткам ископаемых зверей является общеизвестный принцип актуализма. Обстановку прошлого — ландшафты, биотопы, климат, погоду — палеостерологи реконструируют по примерам современной экологии — экологии зверей, близких или тождественных с ископаемыми. Наибольшее число доказательств правомерности сказанного имеется для четвертичного периода. Палеоэкология ископаемых зверей плейстоцена может считаться постулатом.

В сущности, все выдающиеся териопалеонтологи и палеоэкологи — Г.Осборн, О.Абель, А.А.Борисяк, Ф.Цейнер, И.М.Громов и др. почти безоговорочно пользовались в своих построениях и выводах о климатах и ландшафтах прошлого вероятными отношениями ископаемых зверей к среде обитания, проводя ближайшие параллели со сходными современными видами.

Вторая методическая предпосылка заключается в том, что палеоклимат познается по какому-то индикаторному виду зверя или комплексу видов не непосредственно, а опосредованно — через реконструированные ландшафты и биотопы, существовавшие в определенных климатических константах.

Возможности и точность реконструкции палеоландшафтов и палеоклиматов по остаткам вымерших зверей, разумеется, не беспредельны и не дают абсолютных цифр, но, во всяком случае, они не ниже, чем по другим группам организмов прошлого.

По сравнению с другими представителями животного и растительного мира (моллюсками, рыбами, пресмыкающимися, амфибиями, птицами, споровыми и цветковыми растениями) ископаемые млекопитающие нередко могут дать даже более полную информацию о палеоландшафтах, палеобиотопах и палеоклиматах, в отдельных случаях даже отразить погодные условия, например, сезонность, глубину и характер снежного покрова. Эти положения можно иллюстрировать конкретными примерами.

Один из них — палеофауна Косякинского карьера, относящаяся к среднему плиоцену Предкавказья. В песках древней реки, прорезавшей неглубокий каньон в сарматских

известняках Ставропольской возвышенности, обнаружены остатки плиоценового кро-та, выхухоли, бобра, хомяка, зайца, медведя, рыси, гиппариона, тапира, носорога, бородавочника, оленя, овернского мастодонта и динотерия. Такой набор видов отчетливо свидетельствует о лесных джунглевых ландшафтах, луговых полянах и пойменно-озерных биотопах, существовавших во влажном субтропическом климате с незамерзающими водоемами.

Известная бинагадинская среднеплейстоценовая фауна (и флора) Апшеронского полуострова также может служить превосходным доказательством правомерности палеоэкологических построений и реконструкций палеоклиматов на основе находок остатков индикаторных видов зверей и целого их комплекса. Благодаря консервирующему действию асфальта хорошо сохранились кости 40 видов зверей, почти 100 видов птиц и остатки стольких же видов насекомых. В комплексе эти остатки животных позволили составить отчетливое представление о ландшафте своеобразной закавказской саванны с рошицами фисташки, можжевельников и тамариска, с травянистым покровом степного типа из злаков, эфемеров, полыней и солянок. Остатки растений названных видов, извлеченные из асфальта, только подтвердили это представление. Лучшие индикаторы ксерофитного ландшафта и сухого умеренного климата в среднем плейстоцене — грызуны — тушканчики, песчанки, полевки как более или менее оседлые животные.

Ранее нами (Верещагин, 1959) была предпринята попытка графически изобразить происходившие в плейстоцене сдвиги ландшафтных зон. Для показа возможных ошибок в толковании палеоландшафтов и палеоклиматов можно привести следующие примеры.

В долине Куры в 60 км восточнее Тбилиси расположен островок Кароязского леса. Он находится в зоне бородачевой степи, совершенно выгорающей к середине июня. В лесу имеются выходы мощных холодных ключей Кара-су, окаймленных дубравами, а местами настоящими непролазными "джунглями" и луговыми полянами. На таких луговых полянах живут кроты — подземные мезофильные животные, требующие влажной почвы с обилием почвенных беспозвоночных. Кроты уцелели, здесь, вероятно, с плиоцена, так как ни прийти, ни уйти через сухую степь они не могут. Рядом же, всего в 50 м на солончаковых полянах с кермеком и солянками обитают тушканчики и песчанки — типичные ксерофилы. Обнаружение костей кротов, тушканчиков и песчанок в едином слое любого палеонтологического местонахождения поставило бы в тупик каждого палеоэколога при попытке реконструкции палеоландшафта.

Второй пример касается акклиматизируемых видов. Занимаясь в 30-х годах опытами акклиматизации в СССР южноамериканского болотного бобра — нутрии, первое время мы вычерчивали климатограммы для Аргентины, Парагвая, Средней Азии и Закавказья с помощью климатических справочников. Но изучая экологию зверя в природе, пришлось убедиться, что нутрия легко переносит морозы до -20°C , которые ей не приходилось переносить на родине. Условием ее благополучного существования является наличие незамерзающей (например проточной) воды и водно-болотной растительности.

Сходных экологических деталей и исключений можно привести много. Некоторые прохорезы, сокращения, пульсации и реликтовость ареалов ряда видов млекопитающих на протяжении их геологической истории могут быть объяснены такими экологическими деталями. В целом же экология и границы ареалов, требования к среде обитания большинства видов зверей теперь настолько изучены, что можно, экстраполируя в прошлое, получать довольно достоверные адекватные сведения для их генетически близких предков.

Приведенные исключения и экологические детали позволяют говорить о третьей методической предпосылке — необходимости учитывать тафономический тип захоронений звериных остатков. Наилучшие результаты для реконструкции палеоландшафтов и палеоклиматов могут дать комплексные захоронения в асфальтах, в многолетней мерзлоте, в пещерах, в торфяниках, худшие — в аллювиально-озерных осадках, делювии и лёссах. Дело в том, что в асфальтах или битумах и в мерзлых грунтах иногда сохраняются муфифицированные мягкие ткани, трупы, кожа, шерсть, кормовая масса желудка и кишек, что расширяет познания об экологии зверей и, следовательно, о среде их обитания. Оценивая видовой состав остатков грызунов из пещер, расположенных в горном массиве, необходимо также учитывать, что их кости принесены туда филинами, охотившимися в нескольких высотных зонах, поэтому в их погадках смешаны остатки луговых и лесных зверушек.

Надежными показателями палеоландшафтов и палеоклиматов являются морфологические черты млекопитающих. Физико-химические методы исследования ископаемых остатков млекопитающих позволяют уточнять временные этапы событий прошлого и одновременно проследить быстроту эволюции морфологических черт, например, строения зубов, черепа, конечностей.

Судить о палеоэкологии ископаемого зверя, т.е. об его отношении (и зависимости) к ландшафту и климату, позволяет его тип сложения — экстерьер и конституция. Под конституцией и экстерьером зоологи и зоотехники понимают комплекс признаков телосложения, обеспечивающих тот или иной образ жизни, физиологические особенности и способность к разным типам движений — лазанию, бегу, прыжкам, рытью, полету. Различные типы экстерьера и конституции обусловлены и сопровождаются рядом физиологических черт и показателей в виде энергетических затрат, как-то: способностью питаться сухими и сочными кормами, существовать во влажной и жаркой или в сухой и холодной среде, впадать в спячку, развивать большие скорости или работать медленно на силовом уровне. Имея дело с костными, в лучшем случае с высохшими или мерзлыми трупными остатками, зоопалеонтологи обращают особое внимание на строение зубов, соотношение рычагов трубчатых костей конечностей и на строение кисти и стопы. При наличии содержимого желудка или капролитов, остатков кормовых растений или животных палеоэкология зверя выявляется с большой легкостью и достоверностью.

Попытки общей характеристики и показа смен влажного и сухого климатов прошлого по остаткам зверей делались неоднократно. Еще Неринг (Nehring, 1890), изучая позднеплейстоценовую териофауну Европы в конце прошлого столетия, отмечал факт ее существования в сухом степном климате.

Одна из первых диаграмм колебаний климата была составлена для Палестины по остаткам млекопитающих (Bate, 1937). Соотношение количества остатков газелей (обитателей степных ксерофитных ландшафтов) и остатков ланей (обитающих в лесных биотопах), извлеченных из пещер горы Кармел, показало смену климатов от сухого и теплого до влажного и прохладного.

Сходная диаграмма была составлена Г.Ф.Барышниковым (1977) для Кавказа по материалам раскопок пещер Кударо I—III, расположенных в верховьях р. Риони (рисунк). На основании изучения многочисленных костей козла, живущего в условиях высокогорного и скального рельефа, и оленя — обитателя мезофильных лиственных лесов, он пришел к выводу, что холодный и сухой климат был в мустье, теплый и влажный — между мустье и ашелем, теплый и сухой — в ашеле.

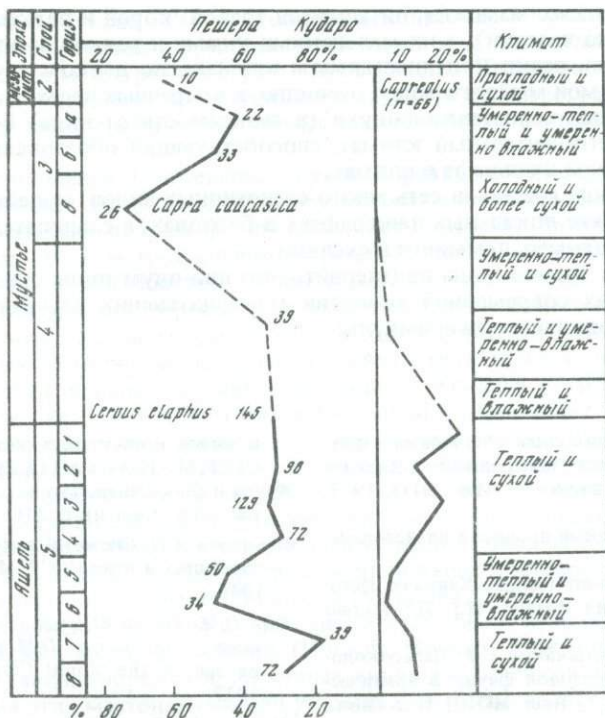
При реконструкции климата эпохи мамонта и волосатого носорога приходится сталкиваться со своеобразными парадоксами.

Как известно, многие ученые до сих пор считают, что мамонты и пещерные львы жили на севере Евразии в условиях более теплого климата, чем современный. Объясняется это тем, что слоны, носороги, львы ассоциируются с жаркими саваннами и гилеями. Как же они могли жить в условиях Арктики при холоде в 50° ниже нуля? Такие устоявшиеся представления иногда приводили и приводят к попыткам разного рода компромиссов в трактовке процесса развития экологической обстановки в Арктике и Субарктике, а в связи с этим и к попыткам искажения причин разрушения и гибели мамонтовой фауны, вернее ее индикаторной группировки (или комплекса). Показательно, что до сих пор, начиная с работы И.Д.Черского, некоторые ученые склонны считать причиной гибели этой группировки похолодание климата в последнюю ледниковую эпоху, хотя эта группировка мамонтовой фауны процветала в условиях минимальных температур валадая, а вымерла лишь через 12000—15000 лет, при резком повышении температур.

Иными словами, потребовалось около ста лет, чтобы могло появиться исследование А.А.Величко (1973) с документальной трактовкой природного процесса в плейстоцене. Нами совместно с Г.Ф.Барышниковым была сделана попытка проанализировать экологию мамонтовой фауны (Верещагин, Барышников, 1980).

Необходимо оговориться, что природа плейстоценовой тундростепи до сих пор полностью не разгадана и не реконструирована, а ряд фактов просто не увязан и не объяснен, например, высокая продуктивность первичной биомассы и мерзлота грунта.

Рассмотрим, какие отряды, семейства и роды зверей могут дать лучшие палеоклиматические показатели. С теоретической точки зрения наиболее достоверные результаты для реконструкции палеоклиматов могут дать стенотипные виды с узкой специализа-



Колебания числа и процентного содержания костей *Carpeolus*, *Cervus elaphus* и *Capra caucasica* в слоях пещеры Кударо. По Г.Ф. Барышникову (1977)

цией к определенным биотопам и ландшафтам. Очевидно, что убиквисты, например волк и заяц, для этого мало подходят.

Из отряда насекомоядных для реконструкции ландшафта и климата пригодны кроты, выхухоли, отчасти ежи как относительно мезофильные и гидрофильные зверьки, или как связанные с ландшафтом пустынь и полупустынь (ушастые ежи), исключаящие наличие многолетней мерзлоты.

В отряде рукокрылых, большей частью южных теплолюбив, индикаторами могут служить оседлые виды и перелетные, энергично расселившиеся в голоцене на север.

Из отряда хищных к видам с хорошей индикацией относятся песец, ареал которого в эпохи оледенений сдвигался далеко к югу, белогрудый или черный медведь, представитель так называемой манчжурской фауны, для питания которого нужны желуди и орехи (лесные, манчжурские, кедровые). Представляют интерес и южные виды кошек.

Среди непарнопалых хорошими индикаторами ландшафтов может быть древний носорог, а в болотных теплых джунглях — тапир. Лошадь и осел, как правило, интересны тем, что дают представление преимущественно о степном ландшафте с твердым грунтом, показателем чего являются их небольшие копытные фаланги и, следовательно, роговые копыта.

В отряде парнокопытных известно замечательное адаптивное свойство — приспособление плотнорогих и полорогих к разнообразным обстановкам, рельефу и типам корма. Так, остатки северного оленя почти всегда указывают на наличие в окрестностях ягеля и полукустарников — черники, гонобобля, вереска, а следовательно, и холодного или умеренного климата. Остатки кабана и косули, а также благородного оленя типа марала и изюбря дают представление о лесных биотопах, глубине и характере снежного покрова. Изучение А.Н.Формозовым (1946) и А.А.Насимовичем (1955) влияния режима снежного покрова на жизнь зверей показало, что северная граница ареала этих зверей совпадает с границей глубины снежного покрова в 70 см. Присутствие сайги указывает на существование степи, плотных грунтов, снегового покрова не выше 30 см, сухого континентального климата.

Из отряда хоботных мамонты, питавшиеся травой, корой и ветками кустарников и деревьев (особенно чозении), с их маленькими ушами и тонкой эмалью зубов существовали в холодном, резко континентальном климате, во всяком случае, так было на севере Евразии. Зимой мамонты жили, очевидно, в приречных лесах.

Из зайцеобразных сеноставки-пищухи (в зависимости от вида) безусловно указывают на резко континентальный климат, способствующий образованию скальных россыпей, или на степной ландшафт и климат.

Наконец, в отряде грызунов есть много стенотипных видов, существовавших в строго зональных и даже локальных ландшафтах и биотопах, а следовательно, и палеоклиматах. Таковы, например, лемминги и суслики.

Таким образом, можно лишь подтвердить, что при вдумчивом отношении к фактам и с учетом данных современной экологии млекопитающих изучение палеоклиматов может получить дополнительный импульс.

ЛИТЕРАТУРА

- Барышников Г.Ф. Природная обстановка и фауна млекопитающих центрального Кавказа в позднем антропогене. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 3.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Верецагин Н.К. Млекопитающие Кавказа: История формирования фауны. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Верецагин Н.К., Барышников Г.Ф. Палеоэкология поздней мамонтовой фауны в арктической зоне Евразии. — Бюл. МОИП, Отд. биол., 1980, т. 85, вып. 2.
- Насимович А.А. Роль режима снежного покрова в жизни копытных животных на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Фауна и флора антропогена северо-востока Сибири. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 63.
- Формозов А.Н. Снежный покров в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
- Bate D.M. The fossil fauna of the Wady-el-Mughara cavity. — In: Garrod D.M. a. Bate D.M. The Stone age of the Mount Carmel, vol. 1. Oxford, 1937.
- Nehring A. Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin, 1890.

УДК 551.583.7:56:591

А.К. Маркова

МИКРОТЕРИОФАУНА КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОКЛИМАТОВ

Интенсивные эволюционные изменения мелких млекопитающих (в некоторых филетических линиях устанавливается до 7–8 эволюционных стадий на протяжении плейстоцена), широкое распространение этих животных и частота встречаемости их местонахождений позволяют широко использовать микротериологические данные для изучения смен природных обстановок в прошлом. Так, на основе данных по экологии мелких млекопитающих удается проследить основные изменения природы Русской равнины на протяжении плейстоцена. Несомненно, прежде всего улавливаются качественные изменения среды, а получение конкретных климатических показателей вызывает трудности.

Обеспеченность палеогеографических реконструкций данными по экологии мелких млекопитающих достаточно высокая. К настоящему времени для плейстоцена Русской равнины известны десятки местонахождений мелких млекопитающих, тогда как захоронения остатков крупных млекопитающих встречаются реже.

В большинстве случаев обоснованность геологического возраста местонахождения подкрепляется не только собственно териологическими данными о приуроченности фауны к тому или иному фаунистическому комплексу, но и данными сопряженных методов: литостратиграфического, палинологического, радиоуглеродного, палеомагнитного и других.

Наиболее древнее похолодание Русской равнины по данным мелких млекопитающих фиксируется еще для ачкагыля (Западное Предуралье, местонахождение Симбугино). В Симбугино обнаружены остатки болотных леммингов рода *Sinaptomys* (Сухов, 1977). Ныне лемминги этого рода обитают лишь в Северной Америке, где они придерживаются заболоченных местообитаний от тундры до открытых ландшафтов Великих

равнин. По мнению В.П. Сухова (1977), экология ископаемых болотных леммингов отличалась от экологии современных представителей этого рода. Он считает, что симбугинские лемминги населяли междуречные степные пространства. Интерпретировать этот этап сложно прежде всего потому, что не совсем ясна как его палеогеографическая характеристика, так и палеогеографическая характеристика более молодых плиоценовых местонахождений.

Несомненное похолодание (оледенение) Русской равнины фиксируется по микротериологическим данным тираспольского местонахождения Богдановка (бассейн среднего Дона). Тираспольский возраст фауны позволяет датировать это местонахождение ранним плейстоценом. В этом захоронении встречены остатки копытного и настоящего леммингов, северосибирской полевки — животных, тесно связанных с зоной тундр. Местонахождение Богдановка перекрыто горизонтом раннеплейстоценовой донской морены. Фауну из этого местонахождения нельзя сопоставлять с западно-европейскими фаунами, известными из миндельских (-эльстерских) отложений и их аналогов, в которых отмечены остатки древних водяных полевок — *Arvicola mosbachensis* (Heller, 1969; Sutcliffe, Kowalski, 1976). Этот вид в Богдановке отсутствует. Напротив, здесь отмечены остатки его предковой формы — *Mimomys intermedius*. Таким образом, по геологическим и фаунистическим данным из бассейна Дона устанавливается наличие раннеплейстоценового оледенения, более древнего, чем окское (миндельское).

Имеются также указания на существование еще одной, более древней чем донская, морены. Так, микротериологическое тираспольское местонахождение Клепки залегает между отложениями донской морены, расположенной выше костеносного горизонта, и перемытой мореной еще более древнего возраста (Маркова, 1982).

Выше отложений донской морены в последнее время обнаружено большое количество позднетираспольских местонахождений (Иловой, Мучкап, Коротояк и другие), содержащих остатки главным образом лесостепных видов (Красенков и др., 1980; Агаджанян, 1981). Фауна этих местонахождений указывает на установление межледниковых климатических условий. Все эти местонахождения относятся к мучкапскому межледниковью.

Окское оледенение по микротериологическим данным на Русской равнине пока не фиксируется. Более молодые лихвинские фауны обнаружены в большом количестве местонахождений в центральной и южной частях Русской равнины (Маркова, 1982). Следует отметить, что межледниковые фауны Русской равнины, за исключением фаун Белоруссии, Прикарпатья и ее северных регионов, в основном имели степной облик. Это касается как раннеплейстоценовых (мучкапских и лихвинских) фаун, так и более молодых.

Новая эпоха оледенения — днепровская — также отмечается появлением в умеренном поясе Русской равнины типичных тундровых видов — леммингов двух родов, северосибирской полевки, широким распространением узкочерепных полевок, степных пеструшек. Для этой эпохи на основании морфологических особенностей остатков леммингов удалось выделить более ранние и более поздние фауны (Агаджанян, 1972). К началу днепровской эпохи относятся фауны из флювиогляциальных песков в разрезе Лихвин (Агаджанян, 1972), ко второй половине — фауны Кипиево в бассейне Печоры (Агаджанян, Исайчев, 1976) и Алпатьево в бассейне Оки (Маркова, 1982).

Последнее межледниковье — микулинское — фаунистически охарактеризовано довольно слабо. Для Русской равнины установлено лишь несколько териофаун этого возраста, в которых в основном представлены степные виды. Так, в разрезе Гадяч, расположенном в бассейне р. Псёл, встречены остатки степной пищухи, степной пеструшки, сусликов, серых хомячков. Здесь обнаружен лишь один лесной вид — темная полевка (Маркова, 1975а). В настоящее время этот район находится в зоне лесостепи. Видимо, сходные ландшафты существовали и в микулинское межледниковье. Фауна из разреза Черемошник, расположенного в Ростовской низине, содержит остатки рыжей полевки, типичного лесного вида. Здесь же обнаружены остатки узкочерепной полевки, тяготеющей к открытым ландшафтам (Агаджанян, 1971).

Фауна Шкурлата содержит в основном степные виды мелких млекопитающих (Алексеева, 1980; Маркова, 1982). Нужно отметить, что и сейчас этот разрез находится в степной зоне. Таким образом, даже по немногочисленным териологическим материалам фиксируется зональная структура природных компонентов микулинского межледниковья.

Переходя к рассмотрению микротериологических материалов позднего плейстоцена, мы можем констатировать, что морфологические особенности большинства видов мелких млекопитающих к этому времени сформировались. По-видимому, и по экологическим характеристикам они мало отличимы от современных видов. Поэтому мы сочли возможным для изучения микротериологических материалов из позднелейстоценовых местонахождений применить метод, широко используемый палинологами, — метод климатограмм (Iversen, 1944). Принцип его применения тот же, что и в палинологии, — для каждого вида мелких млекопитающих, обнаруженного в определенном местонахождении, был построен современный ареал. Мы старались использовать восстановленные ареалы животных, дающие представление об их распространении до влияния антропогенного фактора. Затем изучались данные всех метеостанций, попавших в этот ареал. Для каждого вида было построено по две климатограммы. На первой из них на оси ординат были представлены значения годовой суммы осадков, на оси абсцисс — сумма твердых осадков, на второй — на оси ординат откладывались средние значения самого теплого месяца, на оси абсцисс — самого холодного. Наложением климатограмм ареалов видов данного местонахождения определялась область их совмещения. Значения, попавшие в эту область, дали представления о наиболее вероятных климатических данных времени существования местонахождения.

Необходимо отметить следующее: 1) в настоящее время определение мелких млекопитающих проводится на видовом уровне; следовательно, мы использовали данные о распространении видов, а не родов; 2) в нашем распоряжении находились главным образом костные остатки из первичных местонахождений, где материал захоронялся без переотложения (исключение составляет фауна Шкурлата); 3) все исследованные местонахождения приурочены к одному региону — центру Русской равнины; 4) при построении климатограмм мы не учитывали материалы по широко распространенным интразональным видам.

Однако, несмотря на вполне доброкачественный исходный материал, полученные данные не могут претендовать на большую точность, поскольку во всех случаях они не являются полными (трудно предположить, что в изучаемых местонахождениях захоронялись остатки всех обитавших на этой территории видов); не всегда удается использовать данные по восстановленным ареалам (современные ареалы часто изменены под влиянием антропогенных факторов); млекопитающие в меньшей степени, чем растительность, зависят от температурного фактора. Снеговой покров в суровые зимы предохраняет от гибели и позволяет существовать и даже размножаться под снегом многим видам полевков, пеструшкам и леммингам. В жаркие летние периоды часть мелких млекопитающих скрывается в глубокие норы и там переживает наиболее жаркое время дня, что предохраняет их от перегрева.

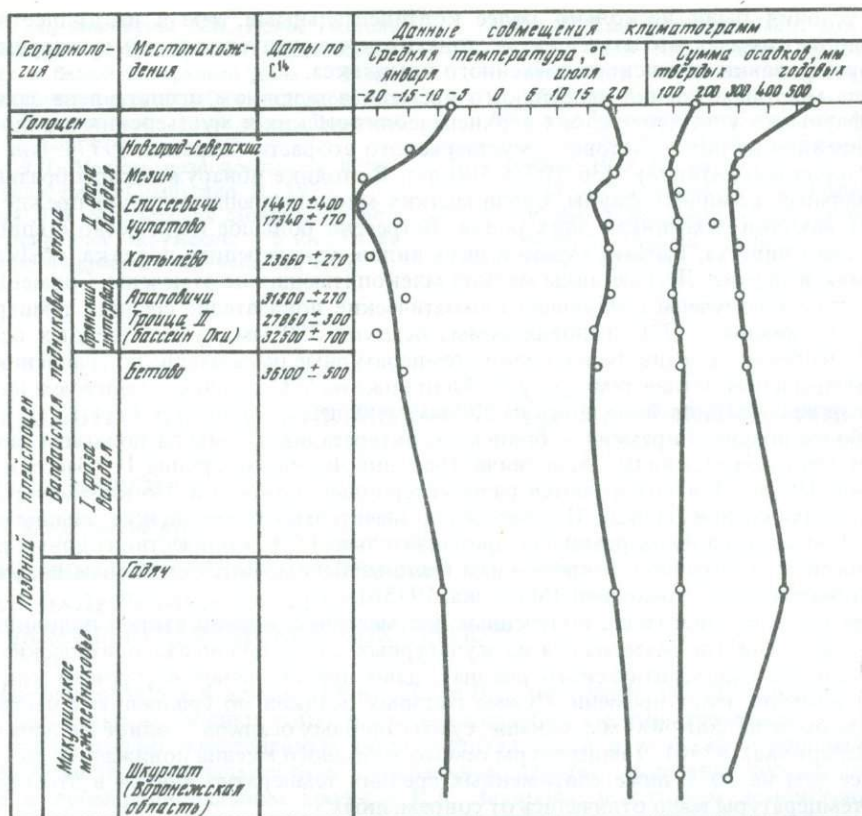
Однако млекопитающие трофически связаны с растительностью, и во многих случаях их распространение совпадает с распространением определенных растительных ассоциаций. Находки лесных видов мелких млекопитающих несомненно свидетельствуют о распространении лесов, при этом в ряде случаев можно даже определить тип леса. Так, сони обитают в широколиственных лесах, где они питаются желудями, орехами, плодами диких яблонь. Полевки рода *Clethrionomys* больше тяготеют к таежным биотомам. Лемминги тесно связаны с фитоценозами тундры. Тушканчики морфологически приспособлены к существованию в открытых ландшафтах. В большей степени существование мелких млекопитающих зависит от количества осадков, которые в летний период определяют влажностное содержание кормов, а в зимний — наличие снегового покрова. Известно, что в суровые малоснежные зимы происходит массовая гибель мелких млекопитающих.

Таким образом, связи "климат—млекопитающие" очень разнообразны и сложны и данные климатограмм позволяют проследить лишь самые общие изменения климата.

На рисунке приведены основные показатели, снятые с климатограмм ареалов мелких млекопитающих, обнаруженных в позднелейстоценовых местонахождениях центра Русской равнины. Самые северные точки ареалов расположены на 53° с.ш. (сейчас здесь распространена зона широколиственных лесов), самые южные — на 51° с.ш. (зона лесостепи — местонахождение Гадяч; зона степи — местонахождение Шкурлат).

Какие же климатические показатели получаются по данным климатограмм для умеренной полосы Русской равнины?

Местонахождение Шкурлат, относимое исследователями (Раскатов и др., 1977) к миклулинскому времени по находке остатков лесного слона (определение Л.И. Алексе-



Палеоклиматические характеристики позднего плейстоцена по микротермологическим данным местонахождений Среднего Приднепровья и некоторых других районов центра Русской равнины

евои) и геологическим данным, содержит лишь степные виды мелких млекопитающих. Здесь встречены остатки пеструшек двух родов, хомяков, тушканчиков, узкочерепных полевок, т.е. типично степная фауна мелких млекопитающих. Совмещение климатограмм ареалов этих видов указывает на более континентальные условия по сравнению с современными. Температуры января достигали -14°C (сейчас -9°C), температуры июля практически не отличались от современных и равнялись 20°C . Годовая сумма осадков составляла 230 мм (в настоящее время 450 мм), а твердых — 70 мм (сейчас 150 мм). Следовательно, количество осадков в период формирования местонахождения Шкурлат было почти вдвое меньше, чем в настоящее время. Вполне вероятно, что это местонахождение образовалось в самом начале микулинского времени или в один из межстадиалов днепровского времени.

В местонахождении Гадяч фауна обнаружена в кротовинном горизонте мезинского почвенного комплекса. Кротовинами переработан весь профиль почвы, что может указывать на то, что фауна существовала, когда был сформирован полный профиль почвы (Маркова, 1975а).

Палеопедологическими исследованиями установлено, что мезинская почва имеет дву-членное строение. Первая фаза почвообразования относится к микулинскому межледниковью, вторая, более молодая, — к крутицкому интерстадиалу валдая. По-видимому, обнаруженная нами фауна относится именно к этой фазе почвообразования. Фауна этого местонахождения состоит в основном из степных видов, из лесных присутствует лишь один — темная полевка. Совмещение климатограмм для этого местонахождения дает следующие результаты: температура наиболее теплого месяца была 20°C , температура января -14°C , годовая сумма осадков составляла 420 мм (сейчас 500 мм), твердых осадков выпадало около 100 мм (в настоящее время 130 мм). Следовательно, климати-

ческие условия были несколько более континентальными, чем в настоящее время. Это позволяет думать, что изученное местонахождение следует относить к завершающей фазе формирования мезинского почвенного комплекса.

Группа местонахождений валдайского времени в основном представлена захоронениями фауны в культурных слоях верхнепалеолитических и мустерских стоянок. Наиболее древняя из них — Бетово — мустерского возраста (Тарасов, 1977). Она имеет радиоуглеродную датировку $36\ 100 \pm 500$ лет. В стоянке обнаружен своеобразный перигляциальный комплекс фауны. Среди мелких млекопитающих следует прежде всего отметить находки леммингов двух родов. Встречено большое количество степных видов: степная пищуха, байбак, суслики двух видов, узкочерепная полевка, обыкновенный хомяк и другие. Лесные виды мелких млекопитающих не отмечены. Совмещением климатограмм получены следующие климатические показатели: средняя температура июля 15°C , января -17°C , годовая сумма осадков 350 мм, сумма твердых осадков 120 мм. Особенно заметны более низкие температурные показатели: по сравнению с настоящим временем летние температуры были ниже на 5°C , зимние — более чем на 10°C . Сумма годовых осадков была почти на 200 мм меньше.

Для более позднего времени — брянского интерстадиала — мы располагаем данными по двум местонахождениям: Араповичи (бассейн Десны) и Троица II (бассейн Оки) (Маркова, 1972). Для них имеются радиоуглеродные датировки. По климатограммам для местонахождения Троица II отмечаются значительно более низкие зимние температуры. Температура июля равнялась приблизительно 15°C , количество годовых и твердых осадков по сравнению с современным было меньшим. Близкие данные получены и для местонахождения Араповичи (Маркова, 1975б).

Климатические показатели, полученные для местонахождений второй половины валдайского времени (по материалам из культурных слоев позднепалеолитических стоянок Деснинского палеолитического района), дают представление о суровом континентальном климате этого времени. Сумма годовых осадков по сравнению с настоящим временем была на 200–400 мм меньше, сумма твердых осадков — вдвое меньше современной (Маркова, 1975б). Температуры самого холодного месяца понижались до -22°C , что более чем на 10°C ниже современных средних температур января в этом районе. Летние температуры мало отличались от современных.

Таким образом, анализ климатограмм, построенных на основании микротериологических данных, дает представление о довольно стабильной обстановке валдайского времени, характеризовавшейся холодным и засушливым климатом. Эти данные подтверждаются данными, полученными другими палеогеографическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К. Грызуны плейстоцена центра и юга Русской равнины: Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. М., 1971.
- Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.
- Агаджанян А.К. Местонахождение мелких млекопитающих раннего плейстоцена на р. Иловой. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. М., 1981.
- Агаджанян А.К., Исайчев К.И. Лемминги среднего плейстоцена в разрезе Кипиево (Коми АССР). — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М., 1976.
- Алексеева Л.И. Особенности териокомплекса последнего межледникового Русской равнины. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1980, т. 93 (Млекопитающие Восточной Европы и антропогена; т. 93).
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешикина Е.А., Либерман Ю.Н. О нижнечетвертичном возрасте донского ледникового языка (по данным изучения мелких млекопитающих). — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 3.
- Маркова А.К. Ископаемые грызуны из почвы брянского межстадиала. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 2.
- Маркова А.К. Ископаемые грызуны из почв мезинского комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975а, № 5.
- Маркова А.К. Палеогеография верхнего плейстоцена по данным анализа ископаемых мелких млекопитающих верхнего и среднего Приднепровья. — В кн.: Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975б.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины и их значение для палеогеографии и стратиграфии. М.: Наука, 1982.
- Раскатов Г.И., Шевырев Л.Т., Анциферов

- ва Г.А., Алексеева Л.И. Новое местонахождение фауны крупных млекопитающих в бассейне верхнего Дона. — В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977. Вып. 4.
- Сухов В.П. Мелкие позвоночные. — В кн.: Фауна и флора Симбутино. М., 1977.
- Тарасов Л.М. Мустьерская стоянка Бетово и ее природное окружение. — В кн.: Палеоэкология древнего человека. М., 1977.
- Heller F. Eine Kleinsäugerfauna aus den Mittleren Mosbacher Sanden bei Biebrich — Wiesbadens. — Mainz. naturwiss. Archiv, 1969, Bd. 8.
- Iversen J. Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. — Geol. fören i Stockholm förhändl., 1944, Bd. 66, h. 3.
- Sutcliffe A.J., Kowalski K. Pleistocene rodents of the British Isles. — Bull. of the British Museum (Natural History). — Geology, 1976, vol. 27, N 2.

ПЕДОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

УДК 551.583,7:631.4

В.В. Добровольский

ПОЧВЕННО-ГИПЕРГЕННЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ КАК ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

В опубликованной в конце XIX в. работе В.В. Докучаева (1899) констатировалось, что в различных природных зонах и соответствующих им климатических условиях образуются не только определенные типы растительности и почв, но и минералы. Идея В.В. Докучаева "о зональности и минеральном царстве" получила законченное выражение в субмеридиональном профиле Е.А. Захарова, в котором демонстрировалась связь между климатическими показателями, строением почвенного профиля и минеральными новообразованиями.

В начале XX в. австрийский минералог Корню (Cornu, 1909) обратил внимание на закономерности перераспределения на поверхности суши минеральных соединений неустойчивого состава, которые, как он предполагал, находятся в виде гелей. Десятилетие спустя А.Е. Ферсман (1922) ввел новое понятие о гипергенезе и выделил некоторые химические элементы, накапливающиеся в результате этого процесса в определенных географических и климатических условиях. Еще позже А.Е. Ферсман составил схему широтной геохимической зональности. Проведенными работами была создана теоретическая база для выявления и изучения минералого-геохимических показателей, характеризующих различные зональные климатические условия.

Наиболее примечательными среди этих показателей являются почвенные и гипергенные новообразования — морфологически четко отграниченные от вмещающей минеральной массы скопления минералов, возникших в результате гипергенеза или почвообразования. Новообразования, на которые впервые обратил внимание В.В. Докучаев, — это разного рода конкреции, друзы кристаллов и выцветы солей. Их легко обнаружить при полевых исследованиях, многие из них хорошо сохраняются даже после полного разрушения и денудирования почвенного профиля. Благодаря хорошей сохранности они могут успешно использоваться для палеогеографических и палеоклиматических реконструкций. Но при этом может быть допущена серьезная методическая ошибка. Представления о том, что каждой природной зоне соответствует один тип новообразований, справедливы, но не учитывают проявления геохимического сопряжения и возникновения новообразований в подчиненных гидроморфных условиях.

Хорошо известно, что в степной зоне среди почвенно-гипергенных новообразований преобладают карбонатные конкреции, а в лесной — разнообразные железистые и марганцево-железистые стяжения. В то же время обнаружение конкреций гидроксидов железа в толще рыхлых переотложенных продуктов выветривания еще не дает основания для заключения о том, что в период нахождения этой толщи на поверхности в этом районе произрастали леса, а климат был гумидным.

В 50-х годах мы изучили почвенно-гипергенные новообразования в плейстоценовых отложениях всех природных зон СССР и обнаружили, что определенные ландшафтно-климатические условия маркируются не одним новообразованным минералом, а их парагенетической ассоциацией (Добровольский, 1966). Полученные данные, в частности, свидетельствуют, что распространение многих гипергенных новообразований в гидроморфных (подчиненных) ландшафтно-геохимических условиях имеет значительно более широкий климатический диапазон, чем в автономных. Тем самым предположения В.В. Докучаева о связи минерального состава новообразований с ландшафтно-климатическими условиями уточняются и конкретизируются.

Следовательно, при палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях существование того или иного климата необходимо аргументировать не одним новообразованным минералом, а их парагенетической ассоциацией. Изучение ассоциаций новообразованных минералов в элювиальных и переотложенных продуктах выветривания позволило установить эволюцию палеоклиматических условий в тех регионах, для которых этот метод являлся единственным.

Хорошая сохранность гипергенных новообразований в условиях пустынного климата позволяет широко использовать их для палеогеографических и палеоклиматологических реконструкций. В качестве примера приведем данные по пустынным районам СССР.

Обширная пустынная зона Средней Азии и Южного Казахстана замыкается районом, расположенным к юго-западу от оз. Балхаш. Большую его часть занимает система невысоких Чу-Илийских гор. Среди разнообразных гипергенных образований здесь выделяется ассоциация глинистых минералов с преобладанием метагаллузита, каолинита и гидрослюд, а также гидроксидов железа и марганца. Эта ассоциация представляет собой реликт древней позднемезозойской коры выветривания, формирование которой происходило в длительный период стационарного климата гумидных тропиков или субтропиков. Стационарность режима была нарушена в начале неогена, когда началось формирование красноцветных продуктов выветривания, активно смывавшихся и многократно переотлагавшихся в сезоны дождей. В это время в засушливых межгорных впадинах Тянь-Шаня в высыхающих бассейнах формировались соленосные накопления с глауберитом. Смены сухих и дождливых сезонов и общая засушливость климата усилились в начале плиоцена. Обильные дождевые воды инфильтровались в рыхлые поверхностные отложения и перемещались от возвышенных участков к периферии, где быстро иссыкали. В результате из гидрокарбонатных вод выпадали массы скрытокристаллического кальцита, образовавшего оригинальные сазовые аккумуляции. Слабощелочная среда этих растворов способствовала миграции в них кремнезема, а также комплексных соединений ванадия и некоторых других металлов, которые осаждались в виде мелких ярко-желтых выделений вторичных силикатов. Постепенно нарастающая аридизация климата обусловила изменение состава грунтовых вод с бикарбонатного на сульфатный. Проявления гидрогенного гипергенеза этого периода сохранились в виде остатков новообразований гипса, обладающих необычной морфологией — удлинено-призматическим, часто игольчатым габитусом (Добровольский, 1961).

Последний этап гипергенеза, начавшийся в нижне-среднеплейстоценовое время и продолжающийся до сих пор, характеризуется особым комплексом гипергенных образований. Среди них распространены карбонатные новообразования (белоглазка, мелкие конкреции, наплывы на нижней стороне обломков плотных пород). Еще более широко представлены гипсовые стяжения, морфология которых разнообразна. В лёссовидных отложениях, покрывающих ровные или слабо волнистые территории, новообразованный гипс присутствует в виде рыхлых конкреций величиной от 1 мм до 2—3 см, гипсовых чехлов вокруг отмерших корней, коротких наростов-бородавок на щебне. Кроме новообразований кальцита и гипса, встречаются выцветы и скопления водорастворимых сульфатов и хлоридов. Среди последних иногда обнаруживаются довольно редкие минералы (атакамит, шрекенгерит и др.). На участках гидроморфных ландшафтов встречаются редкие железо-марганцевые новообразования.

Схема развития процессов гипергенеза, восстановленная по реликтовым новообразованиям, показывает, что типы палеоклиматов маркируются парагенетическими ассоциациями минералов (рис. 1). Их анализ свидетельствует о том, что эволюция гипергенеза совершалась на фоне постепенной аридизации климата.

На западе пустынной зоны располагается обширное останцовое плато Устюрт. Оно сложено осадочными отложениями позднемиоценового возраста, верхняя часть которых

Характерные гипергенные новообразованные ми- нералы	Этапы гипергенеза		
	поздний мезозой — палеоген	неоген	плейсто- цен
Гидроксида	—	—	—
Метагаллузит	—	—	—
Смешанноспайные минералы	—	—	—
Атлафаниты	—	—	—
Атталузит	—	—	—
Гидроэмамит и Гидроэтит	—	—	—
Псилопелит-Вад	—	—	—
Кальцит	—	—	—
Гипс	—	—	—
Глауверит	—	—	—
Галит	—	—	—
Мирабилит и тенардит	—	—	—
Астраханит	—	—	—
Атакамит	—	—	—

Рис. 1. Парагенетические ассоциации гипергенных новообразований в Чу-Илийских горах

представлена толщей оолитовых фораминиферовых и ракушняковых известняков, переслаивающихся с мергелями и глинами. Толща имеет сарматский возраст. Континентальная история Устюрта начинается в послесарматское время, когда море оставило большую часть района.

На всей площади Устюрта на размытой поверхности сарматских известняков залегают лёссовидные отложения плейстоцена мощностью около 1,0–1,5 м. Эти отложения рассматривались как элювий известняков. Нами (Добровольский, 1966) была показана их генетическая неоднородность: частицы крупнее 0,2 мм представлены в основном окатанными обломками местных пород — известняков, более мелкие обломки, состоящие преимущественно из кварца, частично из полевых шпатов и слюдяных агрегатов, принесены извне. Судя по величине частиц с максимумом концентрации 0,7–0,01 мм, можно предполагать, что они переносились ветром. По-видимому, такого же происхождения высокодисперсные (глинистые) частицы.

Между толщей покровных лёссовидных отложений, охваченных современным почвообразовательным процессом, и денудированной поверхностью сарматских известняков часто залегает гипсовый горизонт. Он сложен вертикально ориентированными кристаллами игольчатого тонкопризматического гипса, совершенно аналогичного редким остаткам шестоватого гипса, встречающимся во многих местах пустынной зоны, в том числе и в рассмотренном ранее районе Чу-Илийских гор. Широкое распространение этих новообразований свидетельствует о том, что они отражают не какие-либо местные особенности, а климатические условия, характерные для всей территории современной пустынной зоны в позднем плиоцене.

Изучение гипергенных новообразований и установление их парагенетических ассоциаций оказалось единственно возможным путем для восстановления палеогеографии и палеоклиматов Восточной Африки. Палеогеографическое исследование этого обширного региона было весьма затруднено из-за отсутствия чехла осадочных отложений и фаунистических остатков. Территория Восточной Африки претерпела длительную и сложную историю континентального развития. Некоторые районы в течение более миллиарда лет подвергались выветриванию. К сожалению, продукты наиболее древних этапов гипергенеза сильно разрушены и местами полностью уничтожены последующей эрозией. Несомненно наличие нескольких этапов гипергенеза в палеозое.

Проведенные нами (Добровольский, 1974) исследования позволили установить последовательную смену климатических условий, имеющих после раннего мела и фиксирующихся определенными парагенетическими ассоциациями новообразованных минералов.

Наиболее древний этап гипергенеза, реликты которого достаточно хорошо сохра-

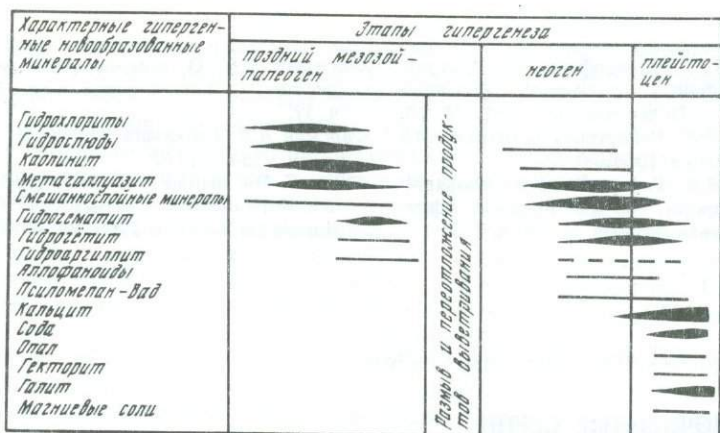
нились, представлен ассоциацией гипергенных силикатов (каолинит, гидрослюды, гидроксиды) и гидроксидов железа. Эти минералы входят в состав остатков мощной субэвразальной коры выветривания. Многочисленные следы стадийного преобразования минералов и гипергенного метасоматического замещения, закономерное изменение минерального и химического состава сверху вниз позволяют заключить, что эта кора выветривания формировалась на протяжении очень большого отрезка времени в условиях климата, обеспечивавшего медленную, но непрерывную фильтрацию атмосферных осадков. Имеются все основания полагать, что существовали условия, близкие к условиям постоянно влажного высокотермического климата. Этот этап гипергенеза характерен не только длительностью но и подавленностью денудации по сравнению с гипергенным преобразованием пород.

В конце палеогена — начале неогена характер гипергенных процессов существенно изменился. Основное значение приобрели не мощные автоморфные коры с хорошо проработанным профилем, а переотложенные продукты выветривания, которые плащеобразно покрыли огромное пространство. Новообразования отвечали иному уровню проработки исходных пород по сравнению с предшествующим этапом. Среди гипергенных силикатов в покровных красноцветных отложениях преобладали метагаллуазит, смешанно-слоистые минералы. Важное место занимали гидроксиды металлов — гиббсит, псиломелан и особенно гидроматит и гидротит. Значительная масса железа была связана в сорбированном состоянии в высокодисперсной фазе красноцветных отложений, но определенная часть гидроксидов аккумуляровалась в гидрогенных новообразованиях — мощных латеритных панцирях.

Формирование латеритных панцирей и связывание железа в дисперсной массе переотложенных продуктов выветривания осуществлялось в условиях переменного влажного тропического климата и равномерного распределения осадков по всей территории в дождливые сезоны. Интенсивные тектонические рифтогенные процессы, развивавшиеся на протяжении позднего кайнозоя, привели к образованию систем глыбовых гор и впадин. Это вызвало усложнение распределения атмосферных осадков. Поднятие восточного рифта и горстовые массивы, протянувшиеся по восточному крылу Кенийского свода, постепенно создали барьер, затруднявший доступ атмосферной влаги с Индийского океана в центральные районы Танзании. Создание обширной засушливой области Передней Азии обусловило формирование сухих воздушных масс северо-восточного пассата, воздействию которых были открыты северные и восточные районы Кении. В связи с этим началось постепенное изменение гипергенных процессов и сокращение ареала формирования красноцветных образований. Железо утратило геохимическую подвижность, значение типоморфного химического элемента приобрел кальций. В условиях высокого стояния грунтовых вод в сезоны дождей начали формироваться пластообразные аккумуляции и горизонты конкреций кальцита. Карбонатная кора, покрывающая значительные участки поверхности невысоких плато (Масайская степь, Серенгети), представляют собой реликты обширных, но мелких и недолго существовавших водоемов или сезонных болот.

Одновременно с общей аридизацией климата продолжались дифференцированные тектонические движения отдельных блоков. В результате этого в крупных тектонических депрессиях, изолированных от переносящих влагу с Индийского океана воздушных масс, возникли экстрааридные ландшафты вокруг крупных озер. Здесь начались процессы соленакопления, специфические в силу поступления в зону гипергенеза отдельных химических элементов в результате рифтогенного вулканизма. В результате выветривания щелочных кайнозойских вулканитов высвободилось огромное количество натрия, а распространение карбонатов способствовало образованию соды. Обстановка повышенной щелочности вызвала усиленную миграцию кремния, что отразилось на возникновении новообразований опала и редких натрийсодержащих гипергенных силикатов типа гекторита. Следовательно, изменение климатических условий в плейстоцене четко закреплено особой парагенетической ассоциацией новообразованных минералов, которые отличаются от ассоциаций, характеризующих климаты позднего мела — палеогена и неогена в восточной части экваториального пояса Африки (рис. 2).

Приведенные примеры показывают возможности палеоклиматических реконструкций на основе установления парагенетических ассоциаций гипергенных минералов. Этим значение гипергенных новообразований для палеореконов не ограничивается. Новообразования весьма информативны, и чем шире диапазон аналитических методов,



Р и с. 2. Парагенетические ассоциации гипергенных новообразований в Восточной Африке

привлекаемых для их исследования, тем более разностороннюю информацию мы получаем.

Рассмотрим это положение на примере изучения морфологии новообразований на уровне разных увеличений. Простое наблюдение невооруженным глазом позволяет отметить различие между кальцитовыми конкрециями из степной зоны и мощными карбонатными корами аридных субтропиков. Применение оптического поляризационного микроскопа с увеличением в десятки — первые сотни раз позволяет углубить представление о строении карбонатных новообразований в связи с их генезисом. В частности, по микроморфологическим особенностям можно различать новообразования, возникшие в результате нормальной кристаллизации из ионных растворов в условиях стационарного бассейна (озера) и в результате их "взрывного" выпадения из перенасыщенных растворов в виде своеобразных гелей, состоящих из субмикроскопических индивидов. Последнее типично для условий сезонного обводнения. Исследования в этом направлении могут уточнить эволюцию древних водоемов для целей палеоклиматических реконструкций. Использование растрового (сканирующего) электронного микроскопа с увеличением от тысячи до десятков тысяч раз дает информацию об ультрамикроморфологии новообразований. При этом мы получаем возможность судить о типоморфном облике кристаллических индивидов, величина которых часто ниже разрешающей способности микроскопа. Проведенные нами исследования позволили впервые установить типоморфные ультрамикроморфологические признаки кристаллов гипергенного гиббсита. Эти признаки позволяют различать гиббсит различного генезиса.

Важное значение для палеогеографических целей имеет изучение закономерностей распределения рассеянных элементов в новообразованиях. Отметим, что различным климатическим условиям соответствуют разные концентрации рассеянных элементов и неодинаковые их соотношения. Так, например, концентрация стронция и величина кальций-стронциевого отношения в карбонатных и гипсовых новообразованиях возрастает по мере усиления засушливости климата (Добровольский, 1966). В связи с изучением рассеянных элементов представляет интерес электронное зондирование, которое позволяет обнаруживать изучаемый элемент в очень мелких новообразованиях непосредственно в шлифах. Особенно перспективно использование современных аналитических устройств, в которых электронное зондирование совмещено с принципом работы электронного сканирующего микроскопа, соединяющего показание отдельных точек в общую картину на плоскости. Опыт применения этих новых методов позволяет предполагать, что углубленное изучение почвенно-гипергенных новообразований может внести существенный вклад в познание древних климатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Добровольский В.В. Типоморфные новообразования в четвертичных отложениях пустынной зоны СССР. — Почвоведение, 1961, № 10.
- Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966.
- Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М., 1974, Т. 2.
- Докучаев В.В. О зональности в минеральном царстве. — Зап. Минерал. о-ва. Сер. 2, 1899, ч. 37.
- Ферсман А.Е. Геохимия России. Пг.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.
- Cornu F. Die heutige Verwitterungslehre im Lichte der Kolloidchemie — Zeitschr. für Chemie u. Industrie der Kolloide. 1909, Bd. 4, H. 6.

УДК 551.583.7:631.4

А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Ударцев,
Т.А. Халчева

ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫЕ СЕРИИ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Лёссовые отложения, включающие горизонты ископаемых почв, широко распространены на земном шаре, однако они редко содержат палеобиологические остатки, по которым в основном реконструируют климатические условия прошлого. Следует отметить, что возможности использования ископаемых почв и лёссов для палеоклиматических реконструкций различны.

Важная роль климата в почвообразовании и литогенезе известна. Климат определяет водный и тепловой режим, обуславливает процессы выветривания и почвообразования, их динамику. Давно установлена связь между природно-климатическими поясами и особенностями почвообразования, что легло в основу выделения почвенных зон. Не случайно, что с первых шагов развития палеопедологии ископаемые почвы рассматривались как своеобразные окаменелости, по которым можно судить об условиях их образования, и в частности о климате. Практически во всех работах по палеопедологии делается попытка хотя бы в общих чертах реконструировать климатические условия древнего педогенеза.

Рассматриваемый вопрос не является простым, так как возможность палеоклиматических реконструкций в значительной степени ограничивают следующие моменты:

1. Точность диагностики ископаемых почв. Для палеоклиматических реконструкций прежде всего необходимо определить генетическую принадлежность ископаемых почв. При этом обычно исходят из принципа актуализма — свойства ископаемых почв сравниваются со свойствами ныне известных и на основе их общности делаются заключения об их генезисе. Тем не менее самобытность почв, свойственных, например, ледниковым эпохам, и отсутствие четких аналогов среди современных почв ограничивают актуалистические сопоставления.

2. Незнание климатических условий, в которых формировались ископаемые почвы. Происхождение почв и их свойства не могут быть поняты без всестороннего анализа той климатической обстановки, в которой они существуют и развиваются. Климатические показатели обязательно учитываются при диагностике и классификации современных почв, в частности, при разделении типов на фациальные подтипы, связанные с современным термическим режимом. Однако климатические условия времени формирования ископаемых почв неизвестны и даже, напротив, должны реконструироваться на основе их свойств.

3. Сходное строение профилей почв, встречающихся в разных природных условиях.

4. Полигенетический характер современных и ископаемых почв.

Главными показателями, на которых основывается диагностика ископаемых почв, являются строение профиля, сочетание устойчивых признаков микростроения в генетических горизонтах и по профилю, гумусное состояние при учете значительной трансформации гумуса после погребения, тип выветривания минеральной массы, закономерности распределения устойчивых компонентов вещественного состава. Располагая этими данными и основываясь на принципе актуализма, можно определить природно-климатический пояс, в котором происходило древнее почвообразование.

Рассмотрим некоторые примеры. Во время микулинского межледниковья в центральной части Русской равнины были широко распространены почвы с текстурно-дифференцированным суглинистым профилем. Почвы с профилем А₁-А₂-В-С с сиалитным типом выветривания минеральной массы, с четким проявлением, по данному микроморфологии, процессов лессиважа, с дифференцированным распределением полуторных окислов и ила в настоящее время известны в умеренном гумидном поясе Европы, но в различных природно-климатических областях. Такой профиль мог принадлежать подзолистой или дерново-подзолистой почве таежной зоны, почве лесов и псевдоподзолистой почве атлантических лесов. Бесспорные критерии, позволяющие распознать такие почвы по их свойствам, еще не установлены. Их скорее различают по действующим в настоящий момент факторам почвообразования — климатическим показателям и растительности (Герасимов, 1960).

Естественно, что в погребенном состоянии по единичным разрезам установить генетическую принадлежность таких почв весьма сложно. Однако от этого зависят реконструируемые климатические показатели. Если рассматриваемые почвы диагностируются как подзолистые, то тогда для центра Русской равнины в микулинское межледниковье были характерны средние температуры января — 15°С и июля 17°С, годовое количество осадков 500 мм. Если почвы рассматриваются как псевдоподзолистые, то средняя температура января составляла —2°С, а годовое количество осадков 700 мм. Эти различия в климатических показателях, зависящие от точности диагностики почв, в значительной степени могут повлиять на палеоклиматические реконструкции в целом.

В настоящее время мы располагаем данными о строении почвенного покрова микулинского межледниковья Европы (Величко, Морозова, 1973; Морозова, 1981). Эти данные свидетельствуют, что почвы с текстурно-дифференцированным суглинистым профилем в то время составляли общий ареал, который протягивался на восток, начиная с Сандомирской и Люблинской возвышенностей вплоть до бассейнов Оки и Дона, возможно, значительно восточнее. Западнее и юго-западнее этой территории такие почвы встречаются совместно с почвами парабраунерде — бурыми псевдоподзолистыми, которые диагностируются достаточно однозначно. Такое генетическое сопряжение почв в пространстве наблюдается в Средней Европе и в настоящее время, что отмечалось в работах И.П. Герасимова (1960), посвященных обоснованию генетической самостоятельности псевдоподзолистых почв этого региона.

На Русской равнине почвы с резко дифференцированным профилем образовывали широтную зону, которая занимала современную зону серых лесных почв и, частично, черноземов и проходила на 350—400 км южнее границы современных лесных почв. Эта древняя зона лесных почв переходила в полосу, возможно, лесостепную, где почвы с резко дифференцированным профилем имели подчиненное значение и формировались по отрицательным элементам микрорельефа в комбинации с лугово-черноземными и черноземными почвами.

Можно предположить, что современными аналогами рассматриваемых лесных почв микулинского межледниковья скорее могут быть псевдоподзолистые почвы атлантических лесов Средней Европы, чем таежные подзолы, и считать, что климатические условия во время микулинского межледниковья в центральной части Русской равнины приближались к среднеевропейским. То обстоятельство, что внутри столь обширного ареала в строении рассматриваемых почв отмечаются существенные различия, позволяет также полагать, что в микулинское межледниковье наблюдалось значительное выравнивание климата в широтном направлении, как считает А.А. Величко (1973), за счет проникновения на восток атлантических воздушных масс, при котором циклоны, несущие теплые и влажные массы воздуха, могли вторгаться значительно дальше на восток.

Другой пример касается ископаемых почв брянского времени, при диагностике генезиса которых принцип актуализма может быть использован ограниченно. Брянское время рассматривается нами как время смягчения климата внутри валдайской ледниковой эпохи около 30—25 тыс. лет назад. С полным основанием можно говорить о самобытности почв этого своеобразного в палеогеографическом отношении отрезка во времени. Непосредственные аналоги их на Русской равнине в голоцене не существовали.

Центральную часть Русской равнины занимали почвы, которым условно, чтобы подчеркнуть их криогенную природу, было дано название криоземов. В пределах рас-

смагриваемой территории они имели следующие, обусловленные генетической общностью основные свойства: фульватный состав гумуса при его высоком содержании; низкие показатели гумификации; низкие оптические плотности; строение профиля, включающего маломощный (не везде сохранившийся) слабогумусовый горизонт, прокрашенный гумусом серо-бурый горизонт В неяркой окраски, иллювиальный карбонатный горизонт и глеевый горизонт в основании почвы; значительное увеличение глинистой фракции по сравнению с подстилающими породами; своеобразная агрегированность почвенной массы в агрегаты-сгустки, которым может быть свойственна криогенно-коагуляционная природа, волокнистое, иногда спутанно-волокнистое микростроение плазмы; полное отсутствие признаков иллювиования тонкодисперсной массы, отсутствие выраженной макроструктуры, общее впечатление слитости, обесструктуренности, которое могло быть результатом переувлажнения почв, иногда признаки течения почв по склону.

Многие признаки из перечисленных выше и их сочетания, такие, как строение профиля, своеобразная агрегированность, микростроение плазмы, характерны для аридных районов Восточной Сибири, в частности, для палевых мерзлотных почв. Однако точные аналоги ископаемых почв неизвестны, возможно, они и не существуют в настоящее время, поэтому с большей или меньшей долей вероятности мы можем реконструировать следующие климатические показатели. Зимние температуры были порядка $-35 \div 40^\circ \text{C}$, летние же не имели значительных отклонений от современных и составляли $15-17^\circ$, количество осадков по сравнению с современным было ниже — до 200—250 мм/год. На территории Западной и Средней Европы в это время, очевидно, были распространены почвы мерзлотно-глеевого генезиса (глееземы). По своему строению они имели некоторые общие черты с гомогенно-глеевыми почвами холодных гумидных областей Сибири. Исходя из географического положения рассматриваемых ареалов почв брянского интервала, можно полагать, что основой дифференциации почвенного покрова в то время могла быть увлажненность.

Как уже отмечалось, лёссы также используются для палеоклиматических реконструкций. Лёссообразование приурочено к холодным гляциальным эпохам позднего плейстоцена. Вслед за В.Н. Обручевым, Л.С. Бергом, И.П. Герасимовым, Н.И. Кригером мы придерживаемся мнения, что лёссы представляют собой континентальные образования, сформировавшиеся при непосредственном участии процессов выветривания и почвообразования. Спецификой перигляциальных эпох, в отличие от межледниковых, является то, что почвообразование сочеталось с интенсивным накоплением минерального материала, а процессы почвообразования проявлялись весьма слабо в виде слабого гумусонакопления, микроагрегирования, аккумуляции и перераспределения вторичных карбонатов без их выщелачивания. Принцип актуализма при интерпретации "лёссового" педогенеза может быть применен очень ограниченно.

По микроморфологическим данным лёссы наиболее близки к аридным среднеазиатским светлым сероземам (Морозова, 1963; Минашина, 1966). По данным О.П. Добродеева (1973), состав органического вещества лёссов Русской равнины аналогичен составу гумуса современных почв пустынь, в том числе и арктических. Судя по этим данным, педогенез в лёссовые эпохи должен был происходить в условиях экстремальной аридности климата. Годовое количество осадков в лёссовые эпохи, очевидно, было ниже 200 мм, что характерно для светлых сероземов.

Для интерпретации палеоклиматов лёссовых эпох были использованы также некоторые литологические характеристики. Это прежде всего коэффициент выветрелости минеральной массы, преобладающей в лёссах алевритовой фракции (Халчева, 1972). Он определяется по соотношению процентного содержания устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым. Кроме того, большое значение в оценке степени выветрелости имеют морфологические особенности минеральных зерен, характеризующие степень их сохранности.

Наиболее близкими к эпохе лёссообразования условиями из существующих в настоящее время на Земле являются современные условия Якутии. Степень выветрелости минеральной массы лёссов Якутии очень низка и составляет 0,06, степень выветрелости позднеплейстоценовых лёссов также характеризуется очень низкими показателями (для лёсса II значение коэффициента в среднем составляет 0,32). Низкие значения коэффициента выветрелости, а также слабая проработка процессами выветривания минеральных зерен в лёссах характеризуют эпохи формирования лёссовых

горизонтов как время, когда процессы выветривания, главным образом физического, при минимальном участии химического, были весьма незначительными, т.е. как крайне суровое, сухое и холодное время.

Как известно, важную информацию об условиях среды дает анализ данных о степени окатанности, форме, характере поверхностной обработки песчаных зерен из осадков различного генезиса — аллювиальных, золовых, водно-ледниковых (Cailleux, 1942). Специальные исследования, проведенные в отделе палеогеографии А.А. Величко и В.П. Ударцевым, позволили установить, что песчаные зерна лёссов имеют наибольшее сходство с песчаными зёрнами золовых отложений, отличаются от других типов осадков удивительной гомогенностью и очень высокой степенью окатанности, достигающей 85—90%. Поверхность зерен в лёссах, так же как и в золовых песках, не имеет жесткой зависимости от класса окатанности, поскольку в той или иной степени практически все зёрна затронуты поверхностной обработкой. В то же время отчетливо видно, что в отличие от других генетических типов отложений, наиболее матовую поверхность кроме золовых имеют лёссовые зёрна высших классов. Так же как и у золовых песков, у лёссовых зерен имеются пленки пустынного загара. По форме зёрна преимущественно округлые или округло-эллипсоидные.

Изучение песчаных зерен из лёссов и песков пустынь, в частности Сахары, при помощи сканирующего микроскопа позволило установить их сходство, что также свидетельствует об аридности эпох лёссообразования.

В процессе исследования были получены данные, на основе которых можно качественно оценить и термические условия лёссообразования. Это данные изучения порозности. Установлено, что в лёссах Русской равнины абсолютно преобладают кавернозные замкнутые поры, которые, по представлениям А.А. Величко (1973), являются следствием постоянно повторяющегося процесса сезонного промерзания и протаивания в лёссовые эпохи, когда в зимние периоды вокруг кристалликов льда порода уплотнялась, а весной при вытаивании возникали пустоты. Подтверждением этого являются данные по лёссовидным отложениям Центральной Якутии, где подавляющее большинство пор относится к кавернозным. Полевые и экспериментальные исследования, проведенные А.В. Минервиным (1960), показали, что после неоднократного промораживания пылеватого материала любого генезиса общее число пор значительно возрастает и что просадочная высокопористая структура лёссовых пород сформировалась в результате криогенного преобразования осадка пылеватого состава. Приведенные факты свидетельствуют о том, что лёссообразование происходило в условиях аридного холодного климата.

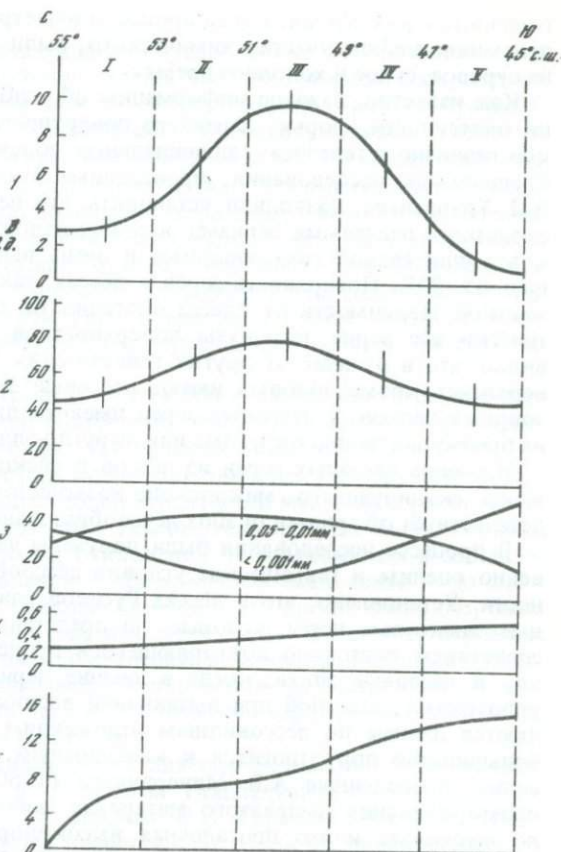
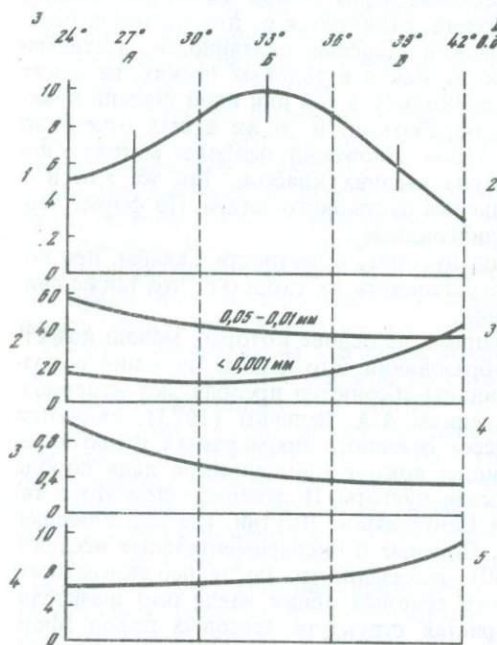
Данные о мощностях валдайских лёссов позволили выделить область их максимальной аккумуляции. Она имела форму пологого вала мощностью около 10—12 м, вытянутого в широтном направлении в центральной части Русской равнины, около 52° с.ш. (рис. 1). К западу и востоку от центра Русской равнины интенсивность лёссовой аккумуляции падала, особенно резко к востоку, причем в этом же направлении возрастала роль глинистой фракции в гранулометрическом составе. Сокращение аккумуляции лёссов шло также к северу и югу от вала (рис. 2). Но если к северу лёссы переходят в покровные отложения со значительным участием как глинистых, так и песчаных фракций, то к югу в лёссовых отложениях при сохранении достаточной однородности увеличивается роль более тонких фракций. Характерно также, что к югу и востоку возрастает карбонатность лёссовых пород.

Такое пространственное перераспределение мощностей лёссов позволяет приближенно судить о возможных направлениях циркуляции воздушных масс, областях дефляции и аккумуляции мелкозема. Характер соотношений песчаных и глинистых фракций, железисто-марганцевых и карбонатных новообразований отражает уже зональные изменения климатических условий.

Полученные по погребенным почвам и лёссам реконструкции климата различной степени точности позволяют оценить климатическую обстановку для отдельных отрезков времени позднелайстоценового макроцикла.

Рассмотрим их на примере центра Русской равнины, где лёссово-почвенная позднелайстоценовая толща имеет наиболее полное строение.

Во время микулинского межледниковья климатические условия были мягче современных и приближались к современным климатическим условиям центрально-европейских районов.



Р и с. 1. Изменение свойств валдайских лёссов Русской равнины в широтном направлении.

Лёссовые районы: А — Вольно-Подолія, Б — бассейн Днепра, В — Окско-Донская равнина.
1 — мощность, м; 2 — механический состав, %; 3 — коэффициент выветрелости; 4 — CaCO_3 , %

Р и с. 2. Изменение свойств валдайских лёссов по зонам меридионального профиля Русской равнины (с I-й по V-ю)

1 — мощность, м; 2 — окатанность, %; 3 — механический состав, %; 4 — коэффициент выветрелости; 5 — CaCO_3 , %

Во время крутицкого интервала климат был намного континентальнее, чем в микulinское межледниковье и в настоящее время. Господствовали открытые степные пространства с почвами черноземовидного облика, генетическая принадлежность которых еще не установлена из-за отсутствия современных аналогов. Для крутицкого интерстадиала характерно ослабление структуры природной зональности — гиперзональность, признаки, присущие холодным ледниковым эпохам.

Добрянский этап лёссообразования (время формирования лёсса I, хотылевского) характеризовался аридными холодными гиперзональными условиями, которые были несколько более влажными по сравнению с поздневалдайской эпохой лёссонакопления. Брянский интервал, как уже отмечалось, лишь очень условно можно рассматривать как эпоху потепления. Почвообразование происходило в условиях многолетней мерзлоты.

Затем последовала еще более суровая, чем добрянская, эпоха лёссообразования (время формирования лёссовых горизонтов лёсс II—III, деснинского и алтыновского), когда накапливались наиболее "чистые" лёссы с минимальным проявлением почвообразовательных процессов. Лёссообразование происходило в аридных холодных условиях, когда в течение большей части года были низкие отрицательные температуры. Изучение степени выветрелости минеральной массы лёсса свидетельствует о

том, что коэффициент выветрелости приближался к таковому в якутских лёссах и был минимальным за весь плейстоцен. Для этого времени характерна наибольшая окатанность и золовая обработка песчаных зерен (по сравнению с горизонтом лёсс I).

Таким образом, приведенные палеоклиматические реконструкции по лёссам и ископаемым почвам частично могут охарактеризовать изменение климата в позднем плейстоцене. Полные же данные могут быть получены с привлечением материалов по другим палеогеографическим феноменам и прежде всего по палеомерзлоте.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене, М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Почвы микулинского межледниковья. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1973.
- Герасимов И.П.* Почвы Центральной Европы и связанные с ними вопросы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Добродеев О.П.* История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра географ. наук. М., 1973.
- Минашина Н.Г.* Микроморфология лёсса, сероземов, хейлуту и некоторые вопросы их палеогенезиса. — В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М., 1966.
- Минервин А.В.* Моделирование условий формирования крупнопылеватых частиц лёссовых пород. — Инж. геология, 1960, № 1.
- Морозова Т.Д.* Некоторые результаты микроморфологического изучения лёссов. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., 1963.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981.
- Халчева Т.А.* Различия минералогического состава лёссовых горизонтов Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.
- Cailleux A.* Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — J. Société géol. de France. Nouv. sér., 1942, t. 21, fasc. 1—2.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

УДК 551.583.7:551.340

В.В. Баулин, Н.С. Данилова, И.Д. Стрелецкая, А.Л. Чеховский

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ МОЩНОСТИ И СТРОЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ В ЦЕЛЯХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В современном строении многолетнемерзлых толщ сохраняются многие реликтовые черты, отражающие прошлые природные условия промерзания (Кудрявцев, 1970; Балобаев, 1973; Баулин, 1979). Поэтому особенности строения многолетнемерзлых толщ и их мощности могут быть использованы для палеогеографических реконструкций природных условий прошлого. При этом должны учитываться основные закономерности формирования мощности, которые определяются особенностями теплообмена на поверхности, теплофизическими свойствами промерзающих осадков и теплопотоком из земных недр. Простейший анализ сплошных по разрезу мерзлых толщ Сибири и Северо-Востока, имеющих мощность 600—1000 м и более, свидетельствует о постоянно суровых природных условиях этих регионов по крайней мере с середины четвертичного периода. Мощность мерзлых пород этих регионов не соответствует современным условиям теплообмена на поверхности и позволяет считать, что в прошлом климат здесь был более суровый.

Двухслойное в разрезе строение мерзлой толщи, наоборот, свидетельствует о том, что в определенную эпоху четвертичного периода на данной территории существовали относительно мягкие климатические условия, разделявшие два холодных отрезка времени. Временной интервал климатических колебаний может быть определен

по скорости протаивания нижнего и промерзания верхнего мерзлых слоев. Двухслойное строение мерзлых толщ характерно для Западной Сибири к югу от 67–68° с.ш., а также для Северо-Востока Европейской части СССР. Время протаивания относится к климатическому оптимуму голоцена, формирование нижнего слоя — к позднему плейстоцену, верхнего — ко второй половине голоцена (Баулин, 1979).

Чем ниже при многолетнем промерзании была температура на поверхности, т.е. чем суровее был климат, тем быстрее происходило наращивание мерзлой толщи. Если мерзлая толща малой мощности имеет относительно низкую среднюю годовую температуру, значит, климатические условия прошлого были здесь более мягкими, чем современные. Точно такие же аградационные мерзлые толщи могут наблюдаться и в том случае, когда климат прошлого в течение всего времени промерзания был суровым, но формирование мерзлой толщи началось где-то в середине "холодного" периода. Такое явление наблюдается не только что сформировавшихся поверхностях — днищах спущенных озер, поймах рек и др.

При формировании мощности мерзлой толщи большое значение имеет состав промерзающих отложений. Горные породы, представленные дисперсными влагонасыщенными осадками, промерзают значительно медленнее, чем маловлажные коренные породы. Процесс охлаждения — прогрева слабовлажных пород протекает сравнительно быстро, поэтому в таких породах при одинаковых верхних граничных условиях формируются мерзлые толщи, мощность которых в два-три раза больше мощности мерзлых толщ в рыхлых осадках (Кудрявцев, 1970). Палеогеографическая информативность мерзлых скальных пород именно из-за их малой инерционности очень незначительна и палеогеографические реконструкции в этом случае возможны только для коротких периодов. Дисперсные мерзлые породы оказываются гораздо более информативными для палеогеографических реконструкций, чем скальные породы. При существенных изменениях верхних граничных условий, даже, например, таких, которые должны привести к протаиванию мерзлой толщи, новое стационарное состояние в дисперсных породах устанавливается в течение геологически длительного промежутка времени, исчисляемого десятками тысяч лет. Поэтому наиболее благоприятны для палеогеографических реконструкций платформенные равнины с мощным чехлом рыхлых отложений, такие, как Западная Сибирь, Центральная Якутия, северо-сибирские приморские низменности.

На четвертичных низменных равнинах время многолетнего промерзания и формирования мерзлых толщ соизмеримо с возрастом основных геоморфологических уровней. Поэтому на ступенчатых равнинах мощность мерзлой толщи возрастает с увеличением возраста геоморфологического уровня. Такая закономерность отмечается для послеказанцевских уровней на севере Западно-Сибирской равнины (Чеховский, 1976; Груздов, 1975). Сравнительный анализ мощностей мерзлой толщи различных геоморфологических уровней в таком случае может быть использован для палеогеографических реконструкций. Хорошая изученность севера Западной Сибири (Баулин, 1979; Трофимов, 1977), где известны основные геолого-географические условия формирования мерзлых пород и мощности мерзлых толщ на различных геоморфологических уровнях, позволяет провести не только качественный, но и количественный, палеогеографический анализ и реконструкции прошлых природных условий.

Ниже предпринята попытка определить среднюю температуру воздуха основных интервалов позднего плейстоцена и голоцена северной части Западной Сибири путем установления средней температуры горных пород при известных мощностях мерзлых толщ и времени промерзания. Такой расчет представляет несомненный интерес, поскольку большая часть имеющихся палеоклиматических кривых четвертичного периода (Равский, 1972; Разрез новейших отложений..., 1973; Кинд, 1974) характеризует лишь относительные колебания климата без абсолютных значений температур. Известная кривая Ч. Эмилиани (1966) выведена для условий океанического климата и, очевидно, для оценки палеоклимата на континентах может быть применена с оговорками.

Для количественных палеоклиматических реконструкций могут быть использованы известные формулы промерзания (Лукьянов, Головкин, 1957; Основы мерзлотного прогноза..., 1974). Подбор параметров для решения задачи, а также выбор района, для которого можно произвести расчеты, представляет известные трудности. При этом приходится принимать следующие предпосылки и ограничения: 1) за все время мно-

Средняя температура грунта в определенные интервалы четвертичного периода

Интервал	Геоморфологический уровень, на котором началось промерзание	Мощность многолетнемерзлых пород, м	Время промерзания, тыс. лет	Средняя температура грунта, °С	
				с начала промерзания до современности	за интервал
Зырянский	Казанцевская морская равнина	450	50	-15,1	-18,0
Каргинский	Лагунно-морская терраса III	350	35	-13,0	-14,6
Сарганский	То же II	275	20	-11,8	-18,7
Голоцен	То же I	190	10	-4,9	-3,4
Голоцен	Лайда	130	5	-4,9	-6,4

голетнего промерзания предполагается сходная с современной климатическая зональность при снежном и растительном покрове, близких к существующим в настоящее время; 2) предполагаются постоянство теплопотока из земных недр за весь рассматриваемый отрезок времени и практическая независимость его от изменений условий на поверхности; 3) в анализируемом районе мерзлые толщи должны быть "первичными", т.е. процесс многолетнего промерзания должен был быть непрерывным и постоянно однонаправленным.

Для анализа целесообразно использовать мерзлые толщи морских или лагунно-морских террас, поскольку именно на них начало многолетнего промерзания более четко совпадает с завершением формирования каждого геоморфологического уровня. На аллювиальных террасах мерзлые толщи могут оказаться значительно старше, и мощность их больше за счет миграции долины и слияния долинных мерзлых толщ с водораздельными.

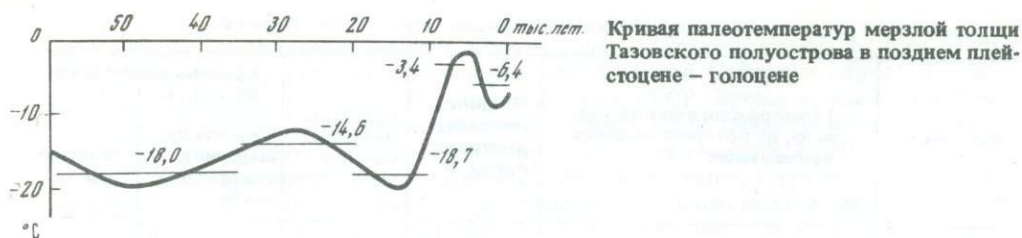
Расчеты с изложенными выше допущениями проводились для севера Тазовского полуострова. Этот полуостров представляет собой низменную аккумулятивную равнину, которая расчленяется на прибрежно- и лагунно-морские террасы средне-поздне-четвертичного времени (Лазуков, 1970). Мерзлые толщи на всю мощность сложены дисперсными песчано-суглинистыми осадками мезо-кайнозоя. Криогенное строение мерзлых толщ и в первую очередь наличие сингенетического горизонта в их кровле свидетельствуют, что их формирование происходило непрерывно, по крайней мере от казанцевского времени до современности и не сменялось за этот период даже кратковременным протаиванием. Для этого района, как уже отмечалось, известны температуры и мощности многолетнемерзлых пород на всех геоморфологических уровнях (Груздов, 1975; Чеховский, 1976; Баулин, 1979).

Средняя температура пород каждого геоморфологического уровня определялась нами по формуле, полученной путем упрощения и записи в алгебраической форме известного уравнения баланса тепла на границе промерзания-протаивания (Лукьянов, Головки, 1957). Формула имеет вид:

$$t = \frac{2(h^2 Q_{\phi} + qh\tau)}{2\lambda_m \tau - h^2 C_m} \quad (1)$$

где t — средняя температура времени промерзания, °С; τ — время промерзания, ч; C_m — объемная теплоемкость мерзлых пород, ккал/м³ · град; Q_{ϕ} — теплота фазовых переходов, ккал/м³; $Q_{\phi} = 80\gamma_{ск}(W_c - W_n)$; λ_m — коэффициент теплопроводности мерзлых пород, ккал/м · ч · град; h — мощность многолетнемерзлых пород; q — геотермический градиент, °С/м; $\gamma_{ск}$ — объемный вес скелета, кг/м³; W_c — влажность суммарная, доли ед.; W_n — количество незамерзшей воды, доли ед.

Основные теплофизические характеристики грунтов взяты из СНиП П-18-76 с учетом региональных особенностей Тазовского полуострова, другие характеристики — из литературных источников (Трофимов, 1977; Баулин, 1979) и карт. Для мерзлых толщ всех геоморфологических уровней объемный вес скелета грунта принимался равным 1600 кг/м³. При расчете учитывалось, что верхние части разрезов террас, как



правило, более льдистые, с глубины около 30 м льдистость падает. Учитывалось также, что отложения ляды более льдисты, чем отложения других уровней. Суммарная влажность (W_c) для более льдистых разрезов принималась равной 0,3, коэффициент теплопроводности (λ_m) – равным 1,7 ккал/м · ч · град, объемная теплоемкость грунта (C_m) 480 ккал/м³ · град. Соответственно при расчетах теплоты фазовых переходов грунтовой толщи ниже 30 м принимаются $W_c = 0,15$, $\lambda_m = 1,35$, $C_m = 480$. Для казанцевской равнины теплота фазовых переходов бралась равной $14,1 \cdot 10^3$ ккал/м³ · град; для III, II, I лагунно-морских террас $14,4 \cdot 10^3$, $14,9 \cdot 10^3$ и $15,8 \cdot 10^3$, для ляды – $16,2 \cdot 10^3$ ккал/м³ · град. Геотермический градиент принимался постоянным и равным 0,03 град/м.

Стратиграфическое расчленение основных геоморфологических уровней и время их формирования взяты по Г.И. Лазукову (1970). Для того, чтобы исключить влияние локальных факторов, брались средние максимальные значения мощностей мерзлых толщ (Груздов, 1975). Предполагалось, что промерзание осадков начиналось сразу после завершения формирования каждого геоморфологического уровня. При определении времени промерзания наибольшие трудности возникли с голоценом, в термический оптимум которого имела место задержка в нарастании мощности. Для удобства расчетов голоцен был разделен на два интервала (10–5 и 5–0 тыс. лет), в первый из них началось промерзание I террасы, а во второй – современной ляды.

По формуле (1) была рассчитана средняя температура мерзлой толщи всего времени промерзания каждого геоморфологического уровня до современности. Средняя температура мерзлой толщи времени формирования каждого геоморфологического уровня, т.е. зырянской, каргинской, сартанской террас и современной ляды, определялась по формуле

$$t_{cp} = \frac{t_1 \tau_1 - t_2 \tau_2}{\tau_1 - \tau_2}, \quad (2)$$

представляющей собой обычную пропорцию, где t_{cp} – средняя температура мерзлой толщи определенной эпохи; t_1, t_2 – средние температуры мерзлых толщ с начала промерзания террас до современности; τ_1, τ_2 – продолжительность промерзания террас. При этом t_1 и τ_1 – параметры более "древнего" уровня, а t_2 и τ_2 – более "молодого".

Основные исходные данные и результаты расчетов приведены в таблице. По полученным средним температурам был построен график хода среднегодовой температуры мерзлых толщ в позднем плейстоцене – голоцене (рисунок). Среднегодовые температуры могли отличаться от рассчитанных средних по крайней мере на 1–3°. Среднегодовые температуры воздуха были, очевидно, на 2–3° ниже полученных температур мерзлых толщ. Приведенные расчеты имеют в значительной степени методическое значение и позволяют оценить палеогеографические условия севера Западной Сибири в голоцене, позднем и отчасти среднем плейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

Баулин В.В. Геолого-тектонические и палеогеографические закономерности формирования многолетнемерзлых пород молодых платформ. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1979.

Балобаев В.Т. Основные закономерности глубокого промерзания земной коры. – В кн.:

Проблемы геокриологии. Новосибирск, 1973.

Груздов А.В. Закономерности формирования мерзлых толщ бассейнов рек Таз, Пур и Надым: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропо-

- гена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Кудрявцев В.А. О минимальном криогенном возрасте многолетнемерзлых пород в различных мерзлотно-температурных зонах СССР. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 2.
- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1970.
- Лукьянов В.С., Головкин М.Д. Расчет глубины промерзания грунтов. М., 1957.
- Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Разрез новейших отложений Мамонтова Гора. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.
- Сметные нормы и правила П-18-76. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Стройиздат, 1977.
- Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Чеховский А.Л. Закономерности формирования мощности многолетнемерзлых пород Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1976.
- Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., 1966.

УДК 551.583.7:551.340

В.Т. Балобаев

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Приуроченность современной зоны многолетнемерзлых пород к высоким широтам континентов северного полушария Земли указывает на определяющее влияние на их формирование климата, включающего комплекс радиационных, термовлажностных, барических и динамических характеристик атмосферы. Однако климат обуславливает существование отрицательной температуры почво-грунтов на значительно большей территории, чем та, на которой развиты мерзлые породы, — практически повсюду, где средняя годовая температура воздуха отрицательная. Возможность промерзания горных пород реализуется только на той части этой территории, где процессы тепло- и влагообмена между атмосферой и горными породами осуществляются при отрицательной средней годовой температуре в слое годовых теплооборотов.

Южная граница мерзлой зоны — это условная линия, вблизи которой сезонное промерзание горных пород равно их сезонному протаиванию. Многолетнемерзлая толща формируется только в условиях превышения глубины сезонного промерзания над глубиной сезонного протаивания, и поэтому ее существование зависит от соотношения двух групп факторов, определяющих эти два взаимно противоположных процесса. Очевидно, если один из них полностью зависит от условий теплого сезона (протаивание), то другой только от условий холодного сезона (промерзание). Существенную роль играет длительность этих сезонов.

Энергетическое равенство процессов сезонного промерзания и протаивания соответствует температуре горных пород на подошве слоя годовых теплооборотов, равной 0°С. Превышение первого над вторым приводит к ее переходу к отрицательным значениям. Фактически температура мерзлых горных пород зависит от условий тепло- и влагообмена поверхности земли с атмосферой в разные сезоны года с учетом многообразия реальных поверхностных условий и свойств верхнего слоя горных пород. Процесс же глубокого промерзания и мощность мерзлой толщи очень сильно зависят от внутриземного теплового потока, свойств всей толщи горных пород, времени промерзания и хода изменения температуры поверхности. Наиболее динамичным показателем является температура поверхности, прямо связанная с климатом. За время существования мерзлой толщи она периодически и в значительных пределах изменялась, синхронно с похолоданиями и потеплениями климата.

Горные породы относятся к средам с низкой тепло- и температуропроводностью, поэтому процесс стабилизации температурного поля массива при изменении температу-

ры поверхности протекает достаточно долго. Если он сопровождается фазовыми переходами в массиве пород или движением границы раздела фаз лед — вода, как в случае существования мерзлой толщи, то время стабилизации теплового состояния становится в 5—10 раз дольше. Теплопроводность горных пород изменяется в широких пределах в зависимости от плотности (пористости), степени литификации и метаморфизма, минерального состава и кристаллической структуры. Самую низкую теплопроводность имеют слабо сцементированные или рыхлые, особенно глинистые породы молодого возраста, а наиболее высокую — древние кристаллические, особенно кварцитосодержащие и карбонатные породы.

Скорость фазовых переходов почти целиком определяется количеством влаги, доступной для замерзания, что также связано с возрастом пород. Как правило, молодые отложения бывают и наиболее пористыми, и влагосодержащими. Влага может содержаться и в трещинах плотных и древних пород, но ее там намного меньше. Отсюда следует вывод, что процесс стабилизации теплового поля протаивающих или промерзающих верхних горизонтов земной коры происходит тем медленнее, чем моложе возраст слагающих их пород. Это имеет существенное значение для понимания современного состояния мерзлой толщи и ее динамики в прошлом.

На большей части территории развития мерзлых пород Евразии их современное тепловое состояние соответствует ныне существующим климатическим условиям. Это показывает, что скорость стабилизации теплового состояния мерзлой толщи оказывается больше, чем скорость изменения температуры поверхности и климатических характеристик за несколько последних десятков тысяч лет. Основным признаком такого состояния, близкого к стационарному, является равенство тепловых потоков по вертикали в мерзлой и лежащей ниже талой зоне. На всей этой территории мерзлая толща сложена относительно древними плотными хорошо теплопроводными породами с небольшим влагосодержанием.

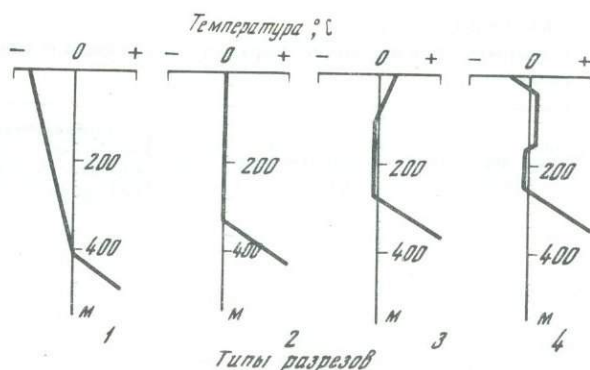
Иная картина наблюдается в тех регионах, где мерзлая толща сложена молодыми рыхлыми или слабосцементированными породами с большим влагосодержанием. Как правило, это — мезо-кайнозойские отложения не старше юрско-мелового возраста. В этих породах температурное поле ниже и выше фазовых границ стабилизируется достаточно быстро, но медленное движение фазовой границы при изменениях температуры поверхности любого знака делает тепловое поле пород нестационарным. Главной отличительной чертой такого состояния является различие тепловых потоков в мерзлой и талой зонах вблизи фазовой границы. Скорость движения фазовой границы здесь меньше, чем скорость изменения температуры поверхности, поэтому мерзлая толща сохраняет реликтовые черты и ее тепловое состояние совершенно не соответствует современному климату.

Нестационарные мерзлые толщи развиты довольно широко и занимают все мезокайнозойские депрессии и межгорные котловины. Это вся территория Западной Сибири, значительная часть европейской части мерзлой зоны, Вилюйская синеклиза и Приверхоанский прогиб. Велика вероятность встретить их в Енисейско-Хатангской депрессии, на Яно-Индибирской низменности и во многих межгорных впадинах. Лучше всего они изучены в Западной Сибири и в Центральной Якутии. Все нестационарные мерзлые толщи имеют аномально большую мощность и в настоящее время протаивают снизу со средней скоростью 0,5—1,5 см/год. Это свидетельствует о существовании более холодной эпохи, предшествовавшей современной, и о более широком и глубоком развитии мерзлых пород в то время.

Намечаются четыре типа геотермических разрезов нестационарной мерзлой толщи (рис. 1). Первый и второй типы характерны для Центральной Якутии и заполярных районов Западной Сибири. Они указывают на происшедшее в наше время потепление, но температуры поверхности горных пород остались отрицательными, в результате чего мерзлая толща деградирует только снизу под действием внутриземного теплового потока. Третий и четвертый типы характеризуют геотермическую обстановку районов Западной Сибири, расположенных южнее полярного круга. Третий тип относится к центральным и наиболее южным районам, где в результате современного потепления климата температура поверхности стала положительной, реликтовая мерзлая толща оторвалась от поверхности и протаивает как сверху, так и снизу. Четвертый тип является переходным. Его отличает наличие уже указанного слоя реликтовой мерзлой толщи и появление маломощного слоя современного промерзания с поверхности. Послед-

Р и с. 1. Типы геотермических разрезов нестационарной мерзлой толщи
1—4 — см. объяснение в тексте

ний мог промерзнуть при отрицательной температуре поверхности, сформировавшейся под влиянием известного позднеголедникового климатического похолодания, или под влиянием изменения поверхностных условий без заметного изменения климата (например, заторфованности территории).



Современное тепловое состояние нестационарных мерзлых толщ в значительной степени (а иногда и полностью) определяется прошлыми климатическими условиями. Это означает, что такие мерзлые толщи несут в себе информацию об условиях прошлой эпохи и наша задача извлечь эту информацию. Степень информативности экспоненциально затухает со временем. Наибольшие сведения можно получить о ближайшей эпохе прошлого, но они отсутствуют для времени, удаленного на 50—100 тыс. лет. Другая особенность заключается в том, что при периодически повторяющихся этапах похолодания и потепления каждый последующий цикл почти полностью стирает предыдущий. Современные мерзлые толщи содержат в основном память о последней холодной эпохе (сартанской) и последовавшем за ней потеплении (голоцен).

Методически извлечение палеотемпературной информации из фактических геотермических данных сводится к решению обратной задачи промерзания — протаивание при весьма общих усредненных свойствах среды и граничных условий. Использование ЭВМ для решения таких задач пока затруднительно. Поскольку граница раздела фаз вода — лед в горных породах одновременно является и изотермической границей, то при протаивании и сверху, и снизу эти два процесса можно рассматривать независимо друг от друга. Тогда анализ поведения и соотношения тепловых потоков на нижней границе мерзлой зоны позволит получить информацию о палеотемпературах горных пород и палеоклимате последней холодной эпохи, на верхней границе ее — о тепловом режиме голоцена.

Предполагалось, что спустя некоторое время после термического минимума тепловые потоки в галой и мерзлой зонах выравнялись за счет отставания промерзания. Кроме того, принимался кусочно-линейный ход температуры, начиная с момента инверсии фазовых переходов до настоящего времени. В задаче были неизвестны температура поверхности, глубина промерзания и время наступления термического минимума. Для полной определенности задачи одну из этих величин нужно было знать заранее. Было выбрано время наступления термического минимума сартанского оледенения 20 тыс. лет назад (Кинд, 1974). Для кривых типа 2—4 считалось, что до начала голоцена (9—10 тыс. лет назад) температура поверхности линейно повышалась от минимума до 0°C, а в течение голоцена оставалась неизменной, так как протаивание на нижней границе мерзлой зоны не зависит от изменений температуры поверхности в области ее положительных значений, а полностью определяется внутриземным тепловым потоком. Для кривых типа 1 влияние голоцена не учитывалось, так как оценить его количественно оказалось невозможным.

Расчет проводился по формулам, предложенным нами ранее (Балобаев, 1971, 1978). Основная трудность заключалась в определении свойств горных пород, которые, за редкими исключениями, были неизвестны. Образцы этих пород отсутствовали. Большая часть скважин, по которым использовались геотермические данные, бурилась на нефть и газ без отбора керна и без какого-либо исследования верхней осадочной толщи, вмещающей мерзлую зону. Несмотря на это, можно считать, что палеотемпературы горных пород были рассчитаны с погрешностями, не превышающими $\pm (1,0-1,5^\circ\text{C})$.

Из 28 проанализированных скважин 19 находятся в Западной Сибири и 9 — в Центральной Якутии. Все геотермические измерения в этих скважинах проведены сотрудниками лаборатории геотермии Института мерзлотоведения СО АН СССР.

Таблица 1

Геотермические параметры мерзлых толщ Западной Сибири в современный период и 18 тыс. лет назад

Пункт наблюдения, скважина	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Современный период		18 тыс. лет назад	
			глубина нижней границы, м	температура, °С	глубина нижней границы, м	температура, °С
Аган, 9	61	76	220	2,0	360	-8,2
Варьеган, 4	62	77	230	2,5	385	-8,2
Варьеган, 6	62	77	200	3,6	360	-8,4
Вынгапур, 137	63	77	345	1,4	485	-9,5
Вынгапур, 139	63	77	330	1,5	480	-9,8
Верхний Пурпей, 101	64	75	250	0,8	380	-10,0
Надым, 3-Р	66	73	220	1,1	356	-12,7
Медвежье, 25	66	74	290	1,2	430	-10,8
Медвежье, 51	66	74	320	0,0	455	-12,6
Юбилейное, 13	66	76	300	0,0	425	-11,5
Уренгой, 46	66	77	380	0,0	540	-12,9
Уренгой, 120	66	77	370	0,0	535	-12,7
Уренгой, 130	66	77	370	0,0	530	-12,1
Песцовое, 2	67	75	400	0,0	525	-13,1
Ямбургское, 24	69	76	410	-4,0	470	-13,1
Нейтинское, 25	70	70	260	-4,7	305	-10,9
Мессояха, 126	69	82	380	-5,2	420	-8,0
Соленинское, 10	69	81	450	-6,0	480	-9,3
Костровская, 3	66	85	270	0,0	455	-9,9

Таблица 2

Геотермические параметры мерзлых толщ Центральной Якутии в современный период и 18 тыс. лет назад

Пункт наблюдения, скважина	Широта, с.ш.	Долгота, ° в.д.	Современный период		18 тыс. лет назад	
			глубина нижней границы, м	температура, °С	глубина нижней границы, м	температура, °С
Якутск, 4	62	130	360	-2,5	578	
Кенкеме, 1-К	62	129	380	-3,0	590	
Намцы, 1-Р	63	130	480	-3,2	580	
Орто-Сурт, 6	63	125	495	-3,0	590	
Кысыл-Сыр, 1	64	124	480	-1,7	587	
Кысыл-Сыр, 3-Р	64	124	465	-1,8	568	
Неджели, 5	64	126	450	-0,0	577	
Балагачи, 2-Р	65	124	700	-5,0	760	
Бахынай, 1-Р	66	123	650	-5,0	721	

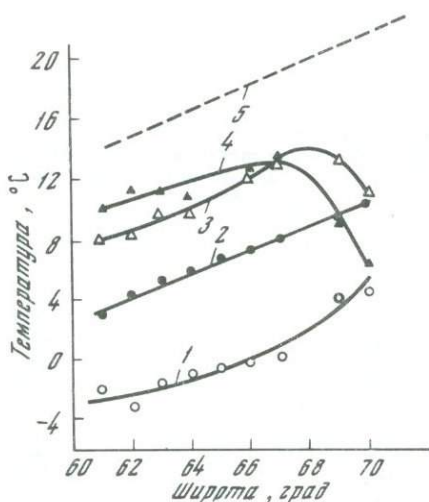
Результаты расчетов температур мерзлых пород в период сарганского оледенения приведены в табл. 1 и 2. Наиболее полную картину по ним можно представить для Западной Сибири. Максимум похолодания характеризовался в области севернее широтного течения Оби температурами от -8° на юге до -13° С на севере, что на $10-13^{\circ}$ ниже современных. На всей этой территории существовала сплошная толща мерзлых пород, мощность которой увеличилась с 350 до 550 м с юга на север. За прошедшие

Средняя скорость повышения температуры, °С/1000 лет	Скорость предголоценового повышения температуры, °С/1000 лет	Разность современной и палеотемператур, °С	Разность современной и палеомощности, м	Мощность, соответствующая современным условиям, м	Современная температура воздуха, °С
0,57	1,0	10,2	-138	0	-3,1
0,59	1,0	10,7	-154	0	-4,2
0,67	1,1	12,0	-160	0	-4,2
0,61	1,2	10,9	-141	0	-5,3
0,63	1,2	11,3	-149	0	-5,4
0,60	1,3	10,8	-133	0	-6,0
0,77	1,4	13,7	-136	0	-6,6
0,60	1,2	12,0	-142	0	-6,8
0,70	1,4	12,6	-134	0	-6,8
0,64	1,3	11,5	-125	0	-6,8
0,72	1,4	12,9	-162	0	-7,0
0,70	1,4	12,7	-173	0	-7,0
0,67	1,3	12,1	-172	0	-7,8
0,73	1,5	13,1	-124	0	-8,0
0,51	-	9,1	-62	145	-9,4
0,34	-	6,2	-45	131	-10,6
0,16	-	2,8	-38	274	-10,2
0,18	-	3,3	-31	316	-10,2
0,55	1,1	9,9	-175	0	-7,0

назад	Средняя скорость повышения температуры, °С/1000 лет	Разность современной и палеотемператур, °С	Разность современной и палеомощности, м	Мощность, соответствующая современным условиям, м	Современная температура воздуха, °С
температура, °С					
-10,8	0,46	8,3	-218	130	-10,3
-11,0	0,44	8,0	-210	160	-10,5
-10,4	0,40	7,2	-100	170	-10,7
-11,0	0,44	8,0	-95	160	-11,1
-12,0	0,57	10,3	-107	85	-9,3
-11,6	0,54	9,8	-103	90	-9,3
-11,8	0,65	11,8	-127	0	-9,7
-13,6	0,48	8,6	-60	280	-9,8
-12,4	0,41	7,4	-71	295	-11,7

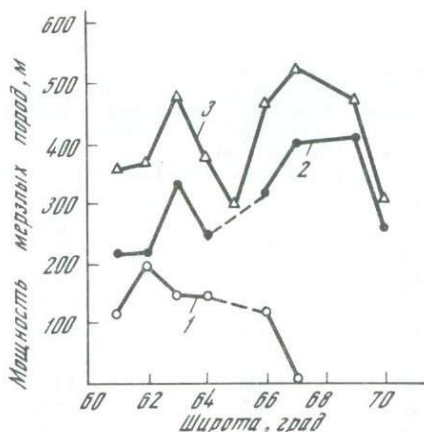
с того времени 18 тыс. лет мощность мерзлых пород уменьшилась снизу на 120-170 м под влиянием внутриземного потока тепла, который достаточно однороден по площади, составляя $50-60$ мВт/м². Средняя скорость оттаивания снизу составляла $0,8$ см/год, а в наше время $-1,0-1,2$ см/год.

В период оледенения сохранялась широтная зональность температуры поверхности горных пород, как и в настоящее время, но на более низком температурном уровне



Р и с. 2. Широтная зональность температуры в прошлый и современный периоды в Западной Сибири

1 — современная температура поверхности горных пород; 2 — современная температура воздуха; 3 — палеотемпература поверхности горных пород; 4 — разность современных и палеотемператур; 5 — предлагаемая температура воздуха в период максимума сартанского оледенения



Р и с. 3. Современная и палеомощность мерзлых пород на разных широтах в Западной Сибири

1 — верхняя поверхность мерзлой толщи в современный период; 2 — нижняя поверхность мерзлой толщи в современный период; 3 — мощность мерзлой толщи в период максимума сартанского оледенения. Штрихом показана предполагаемая мощность мерзлой толщи

(рис. 2). Такая картина наблюдается до широты 68° . Но уже на севере Тазовского полуострова и полуострова Ямал она искажается — палеотемпературы начинают повышаться к северу. На Нейтинской площади Ямала и на Ямбургской площади Тазовского полуострова, так же как и в низовьях Енисея (Мессояха и Соленинское), резко уменьшаются разность современных и палеотемператур и мощностей (рис. 3, см. рис. 2, табл. 1). Это может свидетельствовать лишь о том, что условия теплообмена между атмосферой и горными породами 18 тыс. лет назад в этих районах были иными, чем сейчас и в более южной области. Они должны были характеризоваться очень большой разницей между температурой воздуха и поверхности горных пород и приводить к повышению последней (см. рис. 2).

Такие условия возможны, если указанные районы в период оледенения покрывались льдом или какой-то промежуток времени находились под водой. Лед являлся теплоизолирующим слоем, под ним сохранялись хотя и отрицательные, но более высокие температуры, чем на его поверхности. Разность температур воздуха и поверхности горных пород под льдом достигала $10-14^{\circ}\text{C}$ в то время как на неледниковой территории она, вероятно, составляла по аналогии с современностью в среднем 6°C . Относительно низкие температуры под ледником указывают на его небольшую мощность.

Второе предположение о возможности пребывания районов с аномальными палеотемпературами поверхности горных пород некоторое время под водой имеет, видимо, только теоретический интерес, поскольку может привести к аналогичным последствиям. На самом деле оно невозможно, во-первых, из-за малой вероятности трансгрессии в ледниковый период и, во-вторых, Мессояха и Соленинское расположены на водоразделе Енисея и Таза на высотных отметках более 100 м, в то время как расположенные ниже районы Уренгоя, Медвежьего и других не несут никаких геотермических следов трансгрессии и характеризуются нормальным палеотемпературным режимом. Если предположить, что 18 тыс. лет назад разница температур поверхности горных пород и воздуха была такая же, как сейчас, то температура воздуха в период оледенения менялась от -14°C на 61° с.ш. до -22°C на 70° с.ш. Это на $10-12^{\circ}\text{C}$ ниже современной.

Как уже отмечалось, расчетные данные позволяют указать районы, которые покрывались в период термического минимума льдом. Это — полуострова Ямал и Тазовский

и Нижнеенисейская низменность. Возможность существования ледникового покрова южнее 68° с.ш. имеющиеся данные исключают. Обращает на себя внимание значительная мощность мерзлых пород как современных, так и сартанского периода в районе Сибирских Увалов (см. рис. 3). В ходе реконструкции палеотемпературы объяснения этому не нашлось, так как она заметно отличается от таковой севернее и южнее. В петрографическом отношении Сибирские Увалы изучены очень слабо, и, возможно, мощная зона мерзлоты связана с более плотными породами. Но, вероятнее всего, в районе Сибирских Увалов аномальная небольшая мощность мерзлых пород и низкие температуры на заболоченной равнине. Подтверждение этому находится в реконструкции голоценового периода.

За последние 18 тыс. лет средняя скорость повышения температуры воздуха в Западной Сибири составляла $0,6-0,7^{\circ}\text{C}/1000$ лет. Если же учесть теплый голоценовый период, то в предголоценовое время температура поднималась со скоростью $1,0-1,5^{\circ}\text{C}/1000$ лет. Как видно из табл. 1, и этот показатель резко и значительно изменяется в районах, покрывавшихся ледником. Там он уменьшается в 2-4 раза и может служить показателем покровного оледенения.

Общая картина температурного состояния мерзлой зоны в Центральной Якутии в сартанский холодный период аналогична наблюдаемой в Западной Сибири, но более пестрая из-за сложных геолого-тектонических условий (см. табл. 2). Она подтверждает факт синхронного развития похолодания на всей территории Сибири. 18 тыс. лет назад в Центральной Якутии температуры поверхности горных пород также составляли $10-13^{\circ}\text{C}$. Но промерзание горных пород было более глубокое из-за иного состава пород, выходящих на поверхность, и достигало 750 м. Если учесть, что в Центральной Якутии в настоящее время климат значительно холоднее, чем на тех же широтах в Западной Сибири, то можно говорить о более слабом похолодании в период минимума. Другим свидетельством этого является средняя скорость повышения температуры в Якутии, равная $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/1000$ лет, и меньшая, чем в Западной Сибири. Вероятно, существование в последней покровных ледников оказывало сильное охлаждающее влияние. Температура воздуха в Центральной Якутии в холодную эпоху была $-18-20^{\circ}\text{C}$ и отличалась от современной на $8-10^{\circ}\text{C}$. Превышение наблюдаемой в настоящее время мощности мерзлых пород над равновесной, которая соответствовала бы существующему климату и условиям теплообмена поверхности земли с атмосферой, составляет 200-450 м. При средней скорости протаивания снизу $0,5-1,2$ см/год и при неизменности поверхностных условий потребуется примерно от 20 до 50 тыс. лет, чтобы установилось тепловое равновесие. В течение этого времени условия, конечно, изменятся, и нестационарные мерзлые толщ будут существовать очень долго.

Для Западной Сибири характерны геотермические условия типа 3 и значительно реже — типа 4. Они отличаются наличием еще одной или двух фазовых границ, разделяющих мерзлые и талые породы. Верхняя граница погруженной реликтовой мерзлой толщи сформировалась в результате протаивания с поверхности в голоценовый теплый период. Ее положение и динамика могут служить для восстановления температурных условий голоцена. Такая попытка была сделана по 14 скважинам, расположенным в интервале $61^{\circ}-66^{\circ}$ с.ш. Для всех них характерны геотермические кривые температурного поля третьего типа.

Без значительной ошибки предполагалось, что к моменту начала протаивания мерзлых пород с поверхности их температура по всей глубине уже равнялась температуре фазовых переходов свободной порово-трещинной воды. Тогда для расчета интеграла

температуры поверхности по времени $\int_0^T T_0(\tau) d\tau$ можно применить известные формулы (Балобаев, 1966, 1978). Результаты расчетов приведены в табл. 3.

Поверхностный голоценовый талый горизонт имеет мощность от 100 до 200 м. В районе Таркосале (65° с.ш., 78° в.д.) и частично Варьегана он смыкается с нижней талой зоной, прорывая сплошную реликтовую мерзлую толщу. Так как протаивание снизу в этих районах не отличается особым характером, то полная деградиация мерзлой толщи произошла под значительным влиянием оттаивания сверху, которое здесь, видимо, превышало 200 м. Оба эти пункта вместе с Аганом аномально выделяются в широтной картине развития талика.

Для расчленения голоцена на термически разные отрезки нет никаких исходных

Таблица 3

Геотермические параметры поверхностного голоценового талика в Западной Сибири

Пункт наблюдения	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Высота, м	Глубина протаивания сверху, м	Современная температура поверхности, °С	Интеграл палеотемпературы поверхности, °С/1000 лет	Средняя температура голоцена, °С	Длительность периода с положительной температурой, тыс. лет
Аган	61	76	90	120–125	2,0–3,5	22	2,4	9
Варьеган	62	77	71	200	2,5–3,6	47	5,2	19
Вынгапур	63	77	123	150	1,5	21	2,3	9
Верхний Пурпей	64	75	70	145	0,8	34	3,8	15
Надым	66	73	30	140	2,0	27	3,0	13
Медвежье	66	74	50–80	100–120	0,0–1,2	17	1,9	9
Уренгой	66	77	50–70	100–150	0,0	17	1,9	9

данных, поэтому была рассчитана средняя за весь голоцен температура поверхности. Длительность голоцена бралась равной 9000 лет (Хотинский, 1977).

Обнаруживаемые значительные различия в средней температуре голоцена по широте не могут быть объяснены климатическими причинами. Следует полагать, что их породили разные условия теплообмена в системе атмосфера – литосфера. Температуры поверхности в Варьегане, Верхнем Пурпее и Надыме аномально высокие, наоборот, в Агане, Вынгапуре, Медвежьем и Уренгое они представляются нам нормальными. В соответствии с этим, если принять, что температура поверхности в голоцене изменялась от 2,4° на юге до 1,9° на севере, то чтобы получить аналогичные температуры по аномальным районам, следует увеличить время периода с положительной температурой, в течение которого происходило протаивание мерзлых пород сверху (см. табл. 3).

Увеличению периода с положительными температурами поверхности находится достаточно правдивое объяснение. Еще в холодный доголоценовый период, когда уже наметилась тенденция потепления, районы Варьегана, Таркосале и Верхнего Пурпея были заняты пресным водоемом. Они и сейчас наиболее заболочены и имеют низкие отметки. Район же Надыма также заливался, но на более короткое время, вероятно, подпрудным бассейном или водами Оби. Под водоемами, несмотря на еще холодные климатические условия, процесс протаивания горных пород мог начаться задолго до наступления голоцена, что и показывают расчеты. Следы этих водных бассейнов нужно искать в новейших отложениях.

Средняя температура поверхности в голоцене на юге примерно равна современной, а на севере несколько выше (на 1–2°С). Это не дает нам оснований предполагать значительное отличие температуры оптимума голоцена от современной, особенно на юге. На севере же температуру поверхности в период оптимума можно ориентировочно оценить в 4°С при современном ее значении 0°С. Соответственно температура воздуха была на 5–7°С ниже.

Есть довольно значительная часть геотермических данных (все они типа 2), которые не доказывают существование заметного голоценового термического оптимума. Такковы, например, данные Песцовой и Костровской площадей, а также скважин Центральной Якутии. В этих скважинах сплошная толща мерзлых пород имеет гомотермический режим с температурой около 0°С (температурой фазового перехода порово-трещинной воды). Это может свидетельствовать о достаточно однородной средней годовой температуре голоцена или о существовании взаимно теплофизически компенсировавшихся оптимума и последующего похолодания. Последнее представление сейчас доминирует (Хотинский, 1977). Но с его позиций невозможно объяснить существование поверхностного талого горизонта с гомотермическим режимом, несовместимым с похолоданием в голоцене. С такой картиной мы встречаемся в районе Медвежьего и Уренгоя.

Видимо, объяснение этих разноречивых фактов можно найти в анализе формирова-

ния средней годовой температуры поверхностного слоя горных пород. Не всякое потепление климата приводит к пропорциональному повышению температуры горных пород. Если при этом существенно изменяются поверхностные условия, то горные породы могут не реагировать на изменения климата или реагировать слабо. Как правило, в соответствии с законами термодинамики в период потепления развитие получают такие процессы и явления, которые стремятся сохранить прежнее тепловое состояние. Так, палинологи четко связывают появление древесной растительности на месте луговой и тундровой с потеплением. В то же время известно, что лесные ландшафты способствуют существованию более низкой температуры почвогрунтов, чем безлесные. На юге Сибири острова мерзлых пород, как правило, связаны с лесными массивами. Широкое развитие торфяников в Западной Сибири именно в голоцене свидетельствует о той же тенденции природных явлений к сохранению холодного режима горных пород или к сокращению интенсивности его изменения. Способные к быстрой трансформации поверхностные условия нивелируют климатические колебания. Ярким примером защитной реакции природы на охлаждение земной поверхности является выпадение зимой вместо дождя снега, обладающего высокими теплоизоляционными свойствами. Покровные оледенения выполняют ту же роль, но при глобальном похолодании.

Изменяющиеся поверхностные условия способны изменять температуру горных пород на несколько градусов. В свете этого становится понятно, почему в различных районах в температурном режиме горных пород по-разному выделяются термические этапы голоцена, отличающиеся колебаниями температуры, не выходящими, как уже отмечалось, за пределы нескольких градусов.

В настоящее время мы почти не располагаем сведениями о пределах колебаний средней годовой температуры воздуха в течение голоцена, существенно определяющей мерзлотный режим территорий. Палинологические данные свидетельствуют о температуре теплого сезона года, но никак не о средней годовой температуре. Например, современная тундра в Западной Сибири существует уже при средней годовой температуре воздуха $-7-8^{\circ}\text{C}$, а в Якутии — только ниже $-13-14^{\circ}\text{C}$. В Европейской части СССР на большей площади тундры отсутствуют мерзлые породы. Все это определяется в основном холодным и коротким вегетационным периодом. Ель (важнейший палинологический показатель теплого режима) достаточно широко большими массивами произрастает в долинах рек Якутии при благоприятных мерзлотно-геологических условиях даже при средней годовой температуре $-9-11^{\circ}\text{C}$.

Получивший развитие при исследовании ледников метод реконструкции средних годовых палеотемператур по соотношению изотопов кислорода, к сожалению, не имеет твердой привязки к температурной шкале. Если взять кривую соотношения $\text{O}^{18}:\text{O}^{16}$, построенную Дансгором и его соавторами (Dansgaard et al., 1969), и привязать ее к нашим температурам по Западной Сибири, то получим весьма незначительные колебания средних годовых температур за последние 9 тыс. лет. Действительно, соотношение изотопов 18 тыс. и 9 тыс. лет назад различается на $14-15\text{‰}$, а температура — на $10-12^{\circ}\text{C}$. На 1‰ приходится изменение температуры на $0,7-0,6^{\circ}\text{C}$. В соответствии же с кривой в течение всего голоцена изменение соотношения изотопов не превышало 2‰ , что соответствует $1,5^{\circ}\text{C}$. Следует, конечно, учитывать, что колебания температур на постоянно сохранявшемся Гренландском ледниковом щите могли и, вероятнее всего, были иными, чем в Азии. Но тогда это может свидетельствовать о значительной роли местных, а не глобальных условий в формировании особенностей термического режима в голоцене.

Таким образом, изложенное свидетельствует о широких возможностях реконструкции палеотемператур горных пород и воздуха по современным геотермическим данным в районах развития нестационарных мерзлых толщ. В отличие от других методов, геотермический метод реконструкции оперирует количественными данными и дает конкретные значения температур. В то же время его точность определяется степенью наших знаний о геолого-петрографических и физических свойствах пород, слагающих мерзлую и талую зоны по обе стороны фазовых границ в районах геотермических измерений.

ЛИТЕРАТУРА

- Балобаев В.Т.* Расчет глубины протаивания с учетом внешнего теплообмена. — В кн.: Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1966.
- Балобаев В.Т.* Особенности геотермических процессов в районах с многолетнемерзлыми породами. — В кн.: Геокриологические исследования. Якутск, 1971.
- Балобаев В.Т.* Сезонное протаивание мерзлых горных пород. — В кн.: Геотеплофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1978.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.; Наука, 1974.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Moller J., Langway C.C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. — Science, 1969, vol. 166, N 3903.

УДК 551.583.7:551.340 (571.56)

Е.М. Катасонов

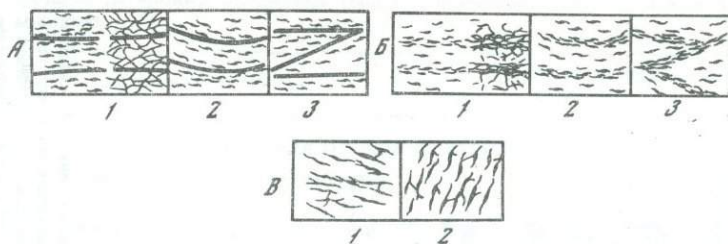
МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ КРИОЛИТОЛОГИИ И АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Историю развития области многолетней мерзлоты нельзя воссоздать путем обычных реконструкций палеоклимата по остаткам фауны и флоры. Для этого необходимы данные об отложениях, формирующихся в области многолетней мерзлоты. Эти отложения, именуемые криолитогенными, содержат ледяные и земляные жилы, пласты и мелкие включения льда, вертикально залегающие *in situ* нитевидные корешки трав и другие. Они накапливаются и проходят весь цикл развития при неглубоком залегании многолетнемерзлого субстрата, со стороны которого промерзают, еще не претерпев существенных изменений. Образующиеся в них ледяные прослойки и линзы, которые повторяют неровности нижней границы сезоннопротаивающего слоя и очертания таликов, создают характерные руководящие криогенные текстуры — слоистые и поясковые для субазральных, косые и вертикальные решетчатые — для субаквальных отложений (рис. 1). Эти текстуры являются наиболее достоверными признаками существования многолетней мерзлоты в прошлом.

Содержание льда и криогенные текстуры субазральных отложений свидетельствуют об увлажнении существовавшего когда-то сезоннопротаивающего слоя, позволяют определить в общих чертах степень аридности или гумидности условий осадкообразования, судить о мерзлотно-климатической обстановке в целом. Это подтверждается непосредственными наблюдениями. В настоящее время в центральной части Якутии, которая характеризуется семиаридным климатом, степными ландшафтами с недостаточно увлажненным сезоннопротаивающим слоем, формируются преимущественно малолдыстые высокотемпературные ($> -3^{\circ}\text{C}$) отложения с земляными жилами; лдыстые низкотемпературные (от -3 до -7°C) породы встречаются редко. На севере Якутии, где господствуют влажные ландшафты, где сезоннопротаивающий слой перенасыщен водой, наоборот, почти повсеместно формируются отложения со слоистыми и поясковыми криогенными текстурами, с ледяными жилами.

Выделение криолитогенных отложений и расчленение их на фации, которые различаются, помимо состава, криогенными текстурами, содержанием льда, наличием ледяных или земляных жил, составляет сущность мерзлотно-фациального анализа — основного метода криолитологии. Этот метод позволяет проследить интересующие нас фации в разрезах, датированных разными способами, и таким образом определить время и условия их формирования, воссоздать историю многолетней мерзлоты. Результаты криолитологических исследований, проведенных нами в Якутии и других районах Сибири, дают сделать важные для мерзлотоведения и палеоклиматологии выводы.

1. Область многолетней мерзлоты возникла в начале четвертичного периода. Более 300 тыс. лет назад (данные термлюминесцентного анализа и палеонтологии) в Центральной Якутии уже существовали многолетнемерзлые толщи с крупными земляными и ледяными жилами, с таликами, которые, как свидетельствуют криогенные текстуры, интенсивно промерзали с боков (Катасонов, 1975). На севере Якутии отложения со



Р и с. 1. Руководящие криогенные текстуры криолитогенных отложений

А — слоистые и *Б* — поясковые (образуются при промерзании сезоннопотаивающего слоя снизу): 1 — горизонтальные, 2 — волнистые, 3 — волнистые; *В* — решетчатые (образуются при промерзании таликов с боков): 1 — косые, 2 — вертикальные

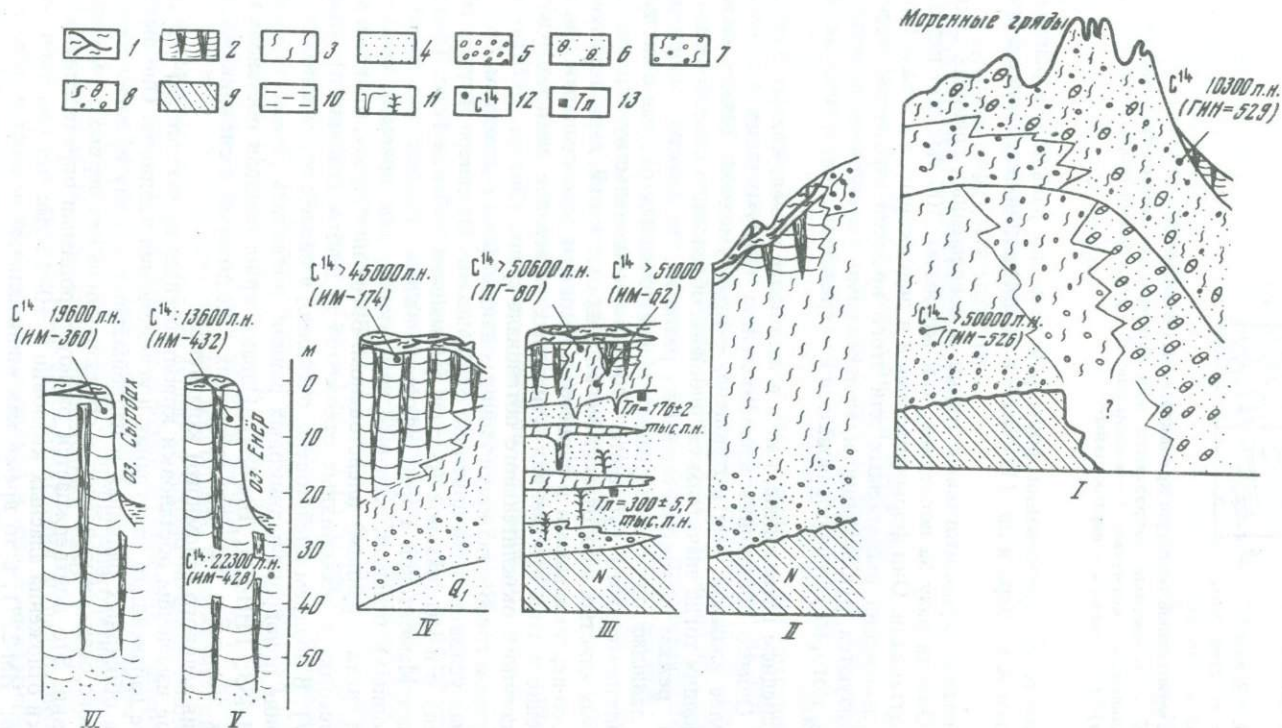
следами морозобойного растрескивания формировались еще раньше — в раннем плейстоцене, а по данным А.В. Шера и др. (1979), — в позднем плиоцене, более 2 млн. лет назад.

2. Многолетнемерзлые криолитогенные толщи в современных границах существовали непрерывно. Они ни разу за последние, как минимум, 300 тыс. лет целиком не деградировали, не оттаивали. Они формировались и в ледниковые, и в межледниковые эпохи, поскольку отложения выделяемых для этого времени стратиграфических горизонтов характеризуются руководящими криогенными текстурами, ледяными жилами или пластинами, которые могли образоваться и сохраниться лишь в условиях многолетней мерзлоты.

3. В позднем и среднем плейстоцене, как и в настоящее время, климат Якутии был континентальным. Однако обстановка криолитогенеза (аккумуляции и промерзания осадков) была более влажной, чем в голоцене, — криогумидной. Таяние снежников и ледников, занимавших тогда значительную площадь, обусловило своеобразный, половодно-ледниковый режим осадконакопления, развитие, возможно, неповторимых в истории Земли ландшафтов — заозеренных и заболоченных равнин с неглубоким залеганием многолетнемерзлого субстрата. Об этом свидетельствует широкое распространение водных илистых и болотных лёссовидных отложений, характеризующихся соответственно косо-вертикальными и слоисто-поясковыми криогенными текстурами (рис. 2). Нахождение в этих отложениях аутигенных минералов закисного железа — индикаторов пониженного окислительного потенциала среды (Зигерт, 1978) — служит новым доказательством господства криогумидных ландшафтов в прошлом.

4. Криогумидные условия были довольно стабильными. На севере Якутии (бассейн р. Чукочь, Алазая) и в Центральной Якутии (обнажения Чуйская Гора, Тандинское, 50-метровая терраса Мамонтовой Горы) сформировались мощные (до 30 м) толщи субаквальных (водных) осадков, которые датируются, как правило, средним (на севере — олерская свита — ранним) плейстоценом. Вверх по разрезу, иногда и по простиранию, они переходят в лёссовидные отложения ледового (едомного) комплекса (см. рис. 2, III, IV). В позднем плейстоцене, очевидно, в связи с отступанием ледников началось расчленение половодно-ледниковых равнин, появились речные террасы (таблица, образцы ИМ-483; ГИН-533; ИМ-484). Однако криогумидная обстановка сохранялась. На разных элементах рельефа, связанных с ледниками и снежниками, формировались отложения ледового (едомного) комплекса.

5. Кардинальное изменение обстановки криолитогенеза произошло 15–12 тыс. лет назад в результате дальнейшего отступления и исчезновения ледников. Оно выразилось в прекращении на обширных равнинах и надпойменных к тому времени террасах половодно-ледникового осадконакопления, в образовании на них первых термокарстовых (аласных) котловин. Это подтверждается радиоуглеродными определениями: максимальные датировки отложений аласных котловин — 10–12 тыс. лет (см. табл., образцы ИМ-263; ГИН-706; ИМ-227), в то время как минимальный возраст ледового (едомного) комплекса, в котором эти котловины образуются, составляет 18–13 тыс. лет (см. рис. 2, ИМ-360; ГИН-535; ИМ-432). В конце плейстоцена, 15–10 тыс. лет назад, произошло дальнейшее врезание рек и формирование их низких террас (см. табл., ИМ-126; ИМ-486). В течение этого времени постепенно менялась обстановка, сокра-



Р и с. 2. Отложения половодно-ледниковой равнины

Обнажения: I – низовье Тумары; II – Чуйская Гора; III – Мамонтова Гора; IV – Тандинское; V–VI – разрезы Тунгюлонской поверхности. I – покровные лёссовидные породы с полого-волнистой криогенной слоистостью; 2 – ледовые комплексы – лёссовидные породы с ледяными жилами и вогнутыми ледяными прослойками; 3 – водные осадки с обломками древесины, раковинами моллюсков, косыми криогенными текстурами;

4 – пески разнозернистые; 5 – гальки; 6 – валуны, морены; 7 – водно-ледниковые отложения, илестые с беспорядочно рассеянными в них гальками; 8 – отложения отступающего ледника – илестые пески, супеси с гальками и валунами; 9 – пески неогеновые; 10 – отложения современных аласов; 11 – земляные жилы – заполнения и отгибания; 12 – место взятия образцов на C^{14} ; 13 – термолуминесцентные датировки

Радиоуглеродные датировки отложений террас и термокарстовых котловин на поледоводно-ледниковых равнинах

Номер образца	Место взятия пробы	Глубина, м	Абсолютный возраст, лет	Отложения
Кердемская (III надпойменная) терраса				
ИМ-484	Устье р. Суон-Юрях, 70 км южнее Якутска	5,0	≥ 34 000	Пески аллювиальные
ИМ-483	Низовье р. Алдан, Дыгдал	31,0	≥ 34 000	То же
ГИН-533*	Низовья р. Тумара	12,0	28 200 ± 500	Суглинок ледового комплекса
ГИН-535*		7,0	18 500 ± 200	
Сергеляхская (II надпойменная) терраса				
ИМ-126	Окраина Якутска	10,5	10 020 ± 130	Пески аллювиальные
ИМ-486	Устье р. Улах, 50 км южнее Якутска	9,0	14 455 ± 100	Илистые старичные суглинки
Наиболее древние аласные (термокарстовые) котловины				
ИМ-263	Алас Харабулгуннях, 50 км юго-восточнее Якутска	4,0–6,0	9 129 ± 200	Сизые осадки аласного водоема
ГИН-706*	Левый берег р. Омолой выше Усть-Бкхурук	2,0–3,0	9 870 ± 100	Торф
ИМ-227	Янская низменность, Хамнаанья	4,4	11 870 ± 250	То же

*Колпаков (1979)

щалась площадь аккумуляции осадков. В Центральной Якутии эти изменения выражены особенно четко, поскольку голоценовые отложения здесь несут явные признаки аридизации климата.

6. Сокращение и деградация ледников, поскольку эти события происходили в условиях многолетней мерзлоты, были связаны не с потеплением, а главным образом с уменьшением влажности, с аридизацией климата. Климат же, судя по криолитологическим данным, в течение позднего и среднего плейстоцена был достаточно влажным. Поэтому есть основание считать, что в Якутии плейстоценовое оледенение, как и существование многолетнемерзлых толщ, было непрерывным.

ЛИТЕРАТУРА

- Зигерт Х. Аутигенные минералы в сингенетически промерзавших отложениях Центральной Якутии. — В кн.: Геокристаллографические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, 1978.
- Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии. — В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975.
- Колпаков В.В. Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные датировки. — В кн.: Региональная геоморфология районов нового освоения. М., 1979.
- Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Н. и др. Путеводитель научной экскурсии по проблеме "Позднекайнозойские отложения Колымской низменности". Тур XI. М., 1979.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ МЕРЗЛОТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЁССОВО-ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В последние годы значительно увеличилась информация о палеокриогенных феноменах на территориях, где в современную эпоху многолетняя мерзлота отсутствует, а криогенные процессы не оказывают существенного влияния на рельеф и отложения. Южная периферия таких территорий часто входит в состав древних лёссово-перигляциальных зон плейстоцена. В Европейской части СССР область развития лёссовых пород расположена в основном южнее 50–55° с.ш. Как показали конкретные исследования, важными элементами строения лёссовых толщ являются сложно построенные криогенные горизонты, имеющие важное стратиграфическое и палеогеографическое значение.

Реконструкции экстремально суровых климатических условий перигляциальных областей в холодные этапы плейстоцена по следам ископаемой мерзлоты крайне необходимы, поскольку использование других методов палеогеографического анализа нередко оказывается недостаточным. Следует, однако, указать на трудности, возникающие при палеоклиматической интерпретации древнего криогенеза: отсутствие современной природной аналоговой модели лёссообразования, что указывает на "необычное" состояние природной среды перигляциальных областей; фациальное многообразие криогенеза в одних и тех же климатических условиях; отсутствие подробной классификации в системе "климатические параметры — криогенные процессы и явления"; соответствие каждого палеокриогенного горизонта не "моментальному" временному срезу, а динамике природных (в том числе и климатических) условий.

Следовательно, актуалистический подход в данном случае можно применять только с учетом тех факторов, которые характеризуют специфику лёссовых отложений. К ним можно отнести: широкое распространение лёссов на обширных водораздельных пространствах; их преимущественно пылеватый супесчано-суглинистый состав; низкое содержание органических компонентов; относительно низкую палеовлажность (очевидно, не превышающую в среднем влажность нижнего предела пластичности) и палеольдность, что способствовало при деградации мерзлоты сохранению выдержанных горизонтов лёссов и заключенных в них ископаемых почв.

Именно с последними, как это хорошо видно на примере строения лёссово-почвенной серии позднего плейстоцена в пределах Русской равнины, сопряжены некоторые горизонты криогенных деформаций. К началу валдайской эпохи относится *смоленский криогенный горизонт*. Его ранняя фаза "а" связана с нарушениями той части *мезинского почвенного комплекса*, которая соответствует микулинскому межледниковью. Более поздняя фаза ("б") деформирует весь почвенный комплекс, включая и горизонт А₁, образовавшийся в ранневалдайский крутицкий интервал. Криогенные феномены этого горизонта представлены в первую очередь мелкополигональными трещинными образованиями, достигающими по вертикали 1,5–1,8 м; диаметр полигонов — 2–3 м, редко более. Трещинные образования имеют ширину поверху всего несколько дециметров и характеризуются отчетливой вертикальной слоистостью. Вмещающие слои вблизи контактов отогнуты, как правило, вверх, и трещинные образования проникают в различные по генезису и составу (включая супесчано-песчаные) отложения, подстилающие мезинский почвенный комплекс. Совокупность перечисленных признаков, на основе имеющихся данных (Данилова, Баулин, 1973; Романовский, 1977), позволяет их диагностировать как грунтовые и ледо-грунтовые жилы, развивавшиеся преимущественно в пределах деятельного слоя. В западной и северных частях лёссово-перигляциальной зоны кровля мезинского почвенного комплекса нарушена солифлюкционными смещениями, однако в пределах плакоров профиль в целом сохраняется. Солифлюкцией также захвачена только самая нижняя часть залегающего выше лёсса.

Исходя из морфологических черт строения *смоленского криогенного горизонта*, можно попытаться наметить основные черты мерзлотных и климатических условий в начальные этапы позднего плейстоцена. В это время на водораздельных участках повсеместно происходил процесс мелкополигонального морозобойного растрески-

вания, однако глубина трещин вряд ли превышала глубину деятельного слоя. Отсутствие отчетливо выраженных псевдоморфоз по полигонально-жильному льду для этого криогенного горизонта (помимо самых западных областей — территории Вольно-Подольской возвышенности) свидетельствует об отсутствии многолетней мерзлоты на водоразделах или о том, что она была высокотемпературного типа и температура грунтов на уровне нулевых годовых колебаний была близка к температуре фазовых переходов воды в лед для грубодисперсных отложений — около 0°С.

Такие условия в настоящее время характерны для зоны спорадического распространения многолетнемерзлых пород с умеренно-суровым климатом и годовой амплитудой температуры воздуха, как правило, не более 35–40°С. Широкое проявление процесса мелкополигонального морозобойного растрескивания на плакорах указывает также на небольшую мощность снежного покрова, не оказывавшего существенного отепляющего влияния в холодный период года на верхние горизонты почвогрунтов. Развитие солифлюкционных процессов определялось, по-видимому (при спорадическом распространении многолетней мерзлоты) определенным средним годовым количеством осадков — не менее 300 мм (Каплина, 1965).

Деформации *владимирского криогенного горизонта* интенсивно нарушили профиль брянской ископаемой почвы, сформировавшейся, согласно радиоуглеродным датировкам 29 тыс.—24 тыс. лет назад. В строении почвенного профиля и морфологии палеокриогенных образований выделяется отчетливая провинциальность. На территориях, расположенных восточнее 30° в.д., развиты деформации, которые представляют собой серии правильного чередующихся двухъярусных структур, расположенных на расстоянии около 2 м одна от другой. Ширина таких структур в верхней части 0,6–0,8 м. С глубиной они резко сужаются, приобретая клиновидные очертания. Поверхность структур имеет полигональную форму и осложнена сетью трещин. Солифлюкционные смещения здесь, как правило, не проявляются. Деформации подобного типа наблюдались нами во многих разрезах от широты к северу — от Москвы до средней Украины. Рассмотренные структуры, скорее всего, соответствуют образованиям типа пятен-медальонов (Величко, Морозова, 1972). Они имеют в основе трещинную форму и указывают на существование в прошлом многолетней мерзлоты.

В западной части Русской равнины (территория Вольно-Подольи) *горизонт дубновской* (аналог брянской) *ископаемой почвы* имеет другой тип криогенных нарушений (Богущий и др., 1975). Профиль почвы интенсивно оглеен, мощность его составляет 0,5–1,0 м, в подошве фиксируется волнистая полоса ржаво-бурого ожелезнения. Весь слой подвергнут причудливым пластическим деформациям, которые могли быть обусловлены неравномерным сезонным промерзанием слоя с жестким основанием кровлей многолетнемерзлых пород. Верхняя часть профиля дубновской почвы интенсивно нарушена солифлюкцией. Сизый оглеенный материал изогнутыми языками внедряется в перекрывающий почву горизонт поздневалдайского лесса на высоту до 0,5–1,0 м и более. В то же время структурные трещинные образования для этого региона не характерны или вовсе отсутствуют.

Мерзлотный анализ описанных структур позволяет предполагать весьма существенное по сравнению со временем образования смоленского криогенного горизонта развитие площади многолетней мерзлоты в пределах водораздельных пространств. Очевидно, значительная часть перигляциальной зоны Русской равнины входила в зону прерывистого (или даже местами сплошного) распространения многолетней мерзлоты. Соответственно и климатические условия характеризовались усилением суровости и континентальности, хотя существовали отчетливые провинциальные отличия в степени континентальности и количестве осадков.

Наиболее значительные мерзлотные деформации связаны с *ярославским криогенным горизонтом*. Его отличительной особенностью является развитие в толще поздневалдайских лёссов крупнопolygonальных клиновидных структур, заканчивающихся вблизи подошвы голоценовой почвы. Накопление основной части послебрянских лёссов на территории Восточной Европы приходится на интервал времени от 23 тыс. до 17–15 тыс. лет назад. Стратиграфическое положение клиновидных структур, диагностируемых как псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, позволяет ограничивать интервал их формирования временем, близким к завершающей стадии аккумуляции поздневалдайских лёссов. Polygonальные системы составляют основу криогенной морфоскульптуры, которая сформировалась в результате деградации мерзлоты в

конце плейстоцена и в настоящее время проявляется на поверхности во многих районах Русской равнины.

Клиновидные структуры этого горизонта прослеживаются в разрезах далеко на юг Русской равнины вплоть до 49—48° с.ш. При исследовании псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам на территории Волыно-Подольской возвышенности выяснилось, что во многих случаях клиновидные структуры не просто расположены в толще лёссовидных пород, но замыкаются на специфические горизонты, отличающиеся от вмещающих пород. Мощность таких горизонтов, как правило, не превышает 0,6—1,0 м. Особенности их строения (оглеение, повышенное содержание гумуса и железомарганцевых новообразований), а также сопряженность с крупными мерзлотными структурами позволяет определить эти специфические горизонты как погребенный деятельный слой (ПДС). По данным изучения крупнопolygonальных клиновидных структур этого региона можно наметить их основные морфологические признаки (Нечаев, 1980).

1. Приконтактные зоны клиновидных структур выполнены материалом деятельного слоя (поэтому, как правило, интенсивно оглеены и ожелезнены и представляют собой субвертикальные блоки отседания — по вертикали до 0,5 м, по горизонтали до нескольких дециметров). Последовательно обрушившиеся блоки придают контактной зоне ступенчатую форму.

2. Центральные части структур выполнены перекрывающим деятельный слой лёссом. Заполнение компактное, без следов слоистости.

3. Значительная субвертикальная трещиноватость вмещающих лёссов у контактов с клиновидными структурами (до 1—2 м в сторону от контактов), пластическое отгибание вверх, часто с последующим обрушением эпигенетически рассекаемых горизонтов ископаемых почв.

4. Вертикальные размеры структур изменяются (ниже подошвы деятельного слоя) от 4—5 до 2—2,5 м, горизонтальные (у подошвы деятельного слоя) от 0,5—0,8 до 1,0—1,2 м. Размеры полигонов в среднем составляют 20—25 м.

Существование псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в пределах обширных водораздельных пространств, сложенных минеральными супесчано-песчаными отложениями с вероятной мощностью деятельного слоя не более 1 м, позволяет предполагать особо суровые мерзлотные условия в момент роста жильных льдов. Действительно, здесь нельзя привлечь в качестве природно-климатических аналогов южные участки современного ареала растущих жильных льдов. Здесь они развиваются локально, в благоприятных условиях — на участках с повышенной льдистостью вмещающих отложений и небольшой глубиной слоя сезонного протаивания. Так, например, на Северо-Востоке Европы и в Западной Сибири южная часть их ареала связана с мощными торфяниками, образовавшимися в климатический оптимум голоцена. В Восточной Сибири на юге полигонально-жильные льды встречены в речных долинах и заболоченных депрессиях (Дубиков, Корейша, 1967; Климовский, 1967). Между тем активный рост полигонально-жильных льдов повсеместно, включая обширные водоразделы, в настоящее время происходит только в северной части зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород (Фотиев и др., 1974).

Совокупность характерных признаков ископаемого криогенного горизонта (ведущие криогенные феномены и обусловившие их процессы, глубина деятельного слоя, вероятная палеовлажность и льдистость и др.) позволяет их сравнить с комбинацией сходных признаков в различных районах современной зоны многолетнемерзлых пород. Очевидно, климатические условия конкретно выделенных районов можно принимать в качестве наиболее вероятных для каждой из эпох криогенеза.

Целесообразно учитывать такие основные климатические параметры, как температуру воздуха самого холодного и самого теплого месяцев, годовую амплитуду температуры воздуха и годовое количество осадков. Как известно, именно эти параметры чаще всего используются при палеогеографических реконструкциях на основе различных методов (палинологического, палеофаунистического), и их можно использовать как для взаимного контроля, так и для предварительных суждений о мерзлотном режиме территорий в прошлом.

Климатические условия в эпоху формирования *смоленского криогенного горизонта* можно сопоставить с таковыми южной части Западной и Средней Сибири. Именно здесь, в областях глубокого сезонного промерзания и спорадического развития много-

летней мерзлоты, широко развит процесс морозобойного мелкополигонального растрескивания слоя сезонного промерзания-протаивания (Лещиков, 1978). Средняя температура июля здесь в настоящее время составляет 16–18°С, а среднеянварская изменяется от –16 до –24°С, составляя в среднем около –20°С. Годовая амплитуда в среднем менее 40°С, а годовое количество осадков (для равнинных территорий) – менее 400 мм. Необходимо отметить, что сходные термические параметры характерны и для некоторых районов на Северо-Востоке Европы (север бассейна Печоры), однако здесь в результате значительного количества осадков и большой мощности снежного покрова интенсивность морозобойного растрескивания минеральных грунтов не так велика. Этот пример показывает, что, сопоставляя климатические параметры современности и холодных этапов позднего плейстоцена, особо важные поправки следует делать при анализе годового количества осадков.

Очень своеобразными были климатические условия в период формирования *владимирского криогенного горизонта*. Восточнее 30° в.д. на огромных пространствах преобладали процессы мелкополигонального растрескивания при прерывистом или даже сплошном распространении многолетней мерзлоты. В современных условиях наиболее далеко к югу такая ситуация отмечается в резко континентальных районах средней части Средней и Восточной Сибири (Фотиев и др., 1974). Температуры самого теплого месяца владимирского и более раннего, смоленского, криогенных этапов были сходными, но зимние температуры различались, опускаясь в целом до –30–35°С.

Значительная редукция солифлюкционных процессов, характерная и для современных условий центральной части Якутии (Суходровский, 1979), позволяет считать, что среднее годовое количество осадков вряд ли существенно превышало 200–250 мм. В более западных районах (территория Волыно-Подоллии), наоборот, происходило увеличение интенсивности солифлюкционных и других аструктурных нарушений, что свидетельствует об уменьшении континентальности климата. Это проявилось в тенденции увеличения среднего годового количества осадков, повышении зимних при снижении летних температур.

Наиболее суровые климатические условия на территории Русской равнины могут быть реконструированы для времени ярославского криогенного горизонта. Как уже отмечалось, они должны были быть близки к таковым для северной части зоны сплошного распространения многолетней мерзлоты. Для нее характерно в первую очередь понижение температур самого теплого месяца ниже 15–13°С и среднее годовое количество осадков, как правило, не более 250–300 мм. Средняя температура самого холодного месяца в наиболее экстремальные сезоны могла опускаться ниже –35–40°С.

Приведенные климатические параметры для южной части Русской равнины в различные эпохи криогенеза позднего плейстоцена хорошо подтверждают отмеченные ранее закономерности возрастания суровости и континентальности климата в перигляциальной области позднего плейстоцена от его более ранних этапов к более поздним (Величко, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Богущий А.Б., Величко А.А., Нечаев В.П. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене. – В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования. – В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.
- Данилова Н.С., Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов. – В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., 1973.
- Дубиков Г.И., Корейша М.М. Состав и строение толщ многолетнемерзлых пород. – В кн.: Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., 1967.
- Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965.
- Климовский И.В. Повторно-жильные льды Забайкалья и положение южной границы их распространения. – В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., 1967.
- Лещиков Ф.Н. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978.

Нечаев В.П. Строение псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в лёссовых отложениях юго-запада Русской равнины. — В кн.: Перигляциальные образования плейстоцена. Киев, 1980.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-

жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977.

Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979.

Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С.

Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974.

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

УДК 551.583.7:551.321

Л. Р. Серебрянный, Н.А. Голодковская

ЛИХЕНОМЕТРИЯ И ИЗУЧЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ И КЛИМАТА

Анализ климатических изменений прошлого в горных областях осложняется из-за довольно ограниченного распространения толщ озерно-болотных осадков, обычных объектов био- и хроностратиграфических исследований. Однако палеогеографическими индикаторами в таких случаях могут быть ледниково-аккумулятивные образования, хотя до недавних пор возможности их использования на аналитическом уровне оставались нераскрытыми.

В 1950 г. Бешель, защищая в Венском университете докторскую диссертацию на тему о росте лишайников, выдвинул оригинальную идею о том, что увеличение размеров лишайника непосредственно зависит от его возраста. Применяя эту зависимость к лишайникам, растущим на каменных субстратах в Альпах, Бешель (Beschel, 1950) разработал методику абсолютного датирования моренных гряд. На этой основе в гляциологии и гляциальной геоморфологии сложилось эффективное биоиндикационное направление, которое позволяет исследовать динамику оледенения в прошлом и создаст реальную базу для прогнозирования нивально-гляциальных процессов в будущем.

За этим направлением закрепилось название "лихенометрия". Сущность его не исчерпывается датированием морфологических следов пребывания ледников. По лихенометрическим данным можно составить представление о климатических изменениях в горах. Как известно, ледники являются аккумуляторами атмосферных осадков и чутко реагируют на любые отклонения температурного режима. Соответственно изучение изменений размеров горных ледников в пространстве и времени открывает путь к раскрытию балансовых характеристик. Прогнозы состояния оледенения и климата с учетом лихенометрической информации приобретают принципиально важное значение в связи с растущим хозяйственным освоением горных стран.

Со времени появления первых работ Бешеля многое изменилось в методике и практике лихенометрических исследований. В настоящей статье мы осветим их нынешнее состояние, учитывая опыт проведенных нами исследований на Центральном Кавказе (Серебрянный и др., 1979; Голодковская, 1981, 1982).

В основе лихенометрического метода лежит положение о том, что прирост лишайников происходит, как правило, очень медленно. Медленнее всего растут накипные лишайники. Так, у ризокарпона географического [*Rhizocarpon geographicum* (L.) DC], наиболее часто используемого в лихенометрических съемках, радиальный прирост слоевища всегда менее 1 мм/год, причем в горах умеренного пояса он составляет 0,4–0,15 мм/год, а в условиях Арктики — 0,14–0,005 мм/год. Некоторые листоватые и кустистые лишайники также отличаются низкими темпами роста. Так, умбиликария цилиндрическая (*Umbilicaria cylindrica*), в изобилии встречающаяся на скалах и камнях в высокогорных районах и тундрах, в Альпах растет не более чем на 0,004 мм/год.

Замедленный рост лишайников определяет длительность их существования. В частности, установлено, что отдельные слоевища ризокарпона географического живут свыше 4000 лет. Продолжительность жизни и скорость прироста лишайников варьируют в зависимости от экологических условий, причем особенно влияют такие факторы,

как продолжительность снежного покрова, количество летних осадков, сумма среднесуточных положительных температур за теплый период года. Тем не менее на обширных территориях со сравнительно однородными климатическими показателями экологический фон меняется в довольно узком диапазоне и отклонениями от среднего уровня можно пренебречь.

Итак, при использовании лихенометрического метода принимается важное допущение об однотипной закономерности прироста лишайников и продолжительности их жизни в пределах определенного региона. Поэтому, если провести замеры максимальных диаметров самых крупных слоевищ лишайников и определить величину среднегодового прироста в диаметре этих слоевищ, то можно вычислить минимальный возраст субстратов, на которых поселились лишайники. Иными словами, можно установить время формирования морен или других субстратов в горах, а также ритмы многих динамических природных процессов. Последнее приобретает важное значение для решения проблем, связанных с регулированием состояния окружающей среды и прогнозированием возможности стихийных бедствий.

Процесс датирования поверхности морен начинается с лихенометрической съемки. Для этого прежде всего надо определить размер площадки, при котором набранное число замеров было бы в статистическом отношении наиболее репрезентативным.

Бешель (Beschel, 1961) считал, что на изучаемой поверхности после тщательного осмотра всего региона надо выбрать участок площадью не менее 100 м² и в его пределах отыскать самую крупную особь округлой формы. Возраст этой особи и будет, как отмечалось выше, близко соответствовать времени образования каменного субстрата.

Дентон и Карлен (Denton, Karlén, 1973), проводившие лихенометрические съемки в горах Северной Швеции и Южной Аляски, пришли к выводу, что на небольших площадках нельзя обеспечить выбор максимальных особей лишайников и потому следует изучать участки площадью не менее 500 м². Для выбора максимальных слоевищ рекомендуется закладывать на участках густую сеть продольных и поперечных профилей.

Многие исследователи (Stork, 1963; Andersen, Sollid, 1971; Mottershead, 1980) обычно выделяли пять участков площадью от 25 до 100 м² каждый в разных частях исследуемой поверхности. При этом на каждом участке замерялся самый большой лишайник и из пяти замеров выбирался один для расчета возраста.

В ходе наших работ на Центральном Кавказе выяснилось, что необходимо предварительно обследовать съемочные площадки (и в том случае, когда возраст установлен по другим источникам). Во время обследования обращалось внимание на особенности микрорельефа, распределение валунов, степень покрытия их низшими растениями, встречаемость избранного вида лишайников, используемого при съемке. Только после этого проводились систематические поиски и замеры самых крупных лишайников. Предпочтение отдавалось особям округлой формы, растущим изолированно. Колонии сросшихся лишайников или сильно вытянутые особи для замеров не привлекались. Особи слегка овальной формы замерялись в наименьшем поперечнике.

На каждой моренной гряде съемка велась в гребневой и дистальной частях на площадках, включающих покрытые лишайниками группы валунов. На каждом камне отыскивалась и замерялась одна самая крупная особь. Общее число замеров составляло не менее 100 на каждой площадке. Из этих замеров выбиралась максимальная величина, повторявшаяся, как минимум, пять раз. Если из 100 замеров встречался лишь один наибольший, дополнительно учитывались все замеры, отличавшиеся от него не более чем на 2 мм, и вычислялась средняя величина максимального диаметра. В случаях, когда отклонения единичного замера от основного массива данных превышали 20%, замер считался аномальным и не учитывался.

При таком подходе вероятность искажения возраста субстрата, на котором проводится съемка, сводится к минимуму, так как практически исключается элемент случайности (например, замер лишайника на валуне, скатившемся на площадку со склонов, которые раньше освободились от льда).

Важное значение имеет выбор определенного вида лишайника в качестве индикатора возраста. В настоящее время выявлено немало видов лишайников-долгожителей. Бешель (Beschel, 1961) в своих исследованиях использовал до 10 видов корковых лишайников, но в то же время предупреждал, что, поскольку точное определение многих видов осуществимо только при помощи микроскопа, при массовых замерах в поле можно допустить ошибки за счет смешения особей разных видов. Соответственно

становится очевидной необходимость использовать такой вид, который четко опознается визуально.

Многие современные исследователи проводят замеры только одного упоминавшегося выше ризокарпона географического. Этот лишайник легко различим благодаря яркому желто-зеленому цвету слоевища и черным кружкам апотеций. Соответственно для каждой репрезентативной долины строится кривая скорости роста этого вида лишайников, что, с одной стороны, значительно упрощает работу, но, с другой — создает опасность возникновения ошибок в определении возраста моренных гряд, так как любая неточность, допущенная при составлении кривой, уже не может быть выявлена при сравнении с данными о приросте других видов лишайников.

Обычно для замеров используются только особи лишайников, растущие на достаточно устойчивом субстрате. Между тем в горно-ледниковых районах с интенсивными склоновыми и криогенными процессами широко распространены неустойчивые субстраты, и в этом кроется потенциальный источник погрешностей.

Площадки необходимо выбирать там, где в составе крупнообломочного материала преобладают кристаллические изверженные породы, поскольку эта среда наиболее благоприятствует нормальному росту корковых лишайников. Обломки малопрочных пород, например глинистых сланцев, менее пригодны, так как на их гладких поверхностях лишайники не развиваются нормально. Они активно растут лишь на сланцевых щетках, образуя, однако, не круглые особи, а ленты шириной до 1,0–1,5 мм. Грегори (Gregory, 1976) обратил внимание на небольшие различия в скоростях роста лишайников на породах разного состава.

Важно правильно выбрать эталонные лишайники известного возраста, служащие исходной основой при лихенометрическом датировании. Абсолютный возраст таких эталонов определяется косвенным путем, а именно по возрасту субстрата, на котором растет данный лишайник. С этой целью обращаются к историческим документам, фиксирующим время образования морен, к старым картам, аэрофотоснимкам и данным радиоизотопной хронометрии.

На основе замеров эталонных особей корковых лишайников с серии моренных гряд строится кривая скорости роста данного вида. В настоящее время четко установлено, что прирост диаметра лишайника на разных этапах жизни происходит с разной скоростью (Benedict, 1967).

К этому заключению исследователи пришли не сразу. Так, Бешель первоначально предполагал, что скорость роста лишайника на протяжении всей его жизни представляет собой линейную функцию. Позднее, однако, он признал, что особь лишайника за свою жизнь неоднократно меняет скорость прироста как диаметра, так и площади слоевища (Beschel, 1961):

Поселяясь сразу же после освобождения моренного субстрата от льда, лишайник сначала растет очень медленно и проходит какое-то время, прежде чем он становится видимым для невооруженного глаза. Срок "скрытого" роста лишайника в разных районах бывает различным и прежде всего зависит от климатических условий. Так, в Шведской Лапландии он составляет 15 лет (Denton, Karlén, 1973), а, по нашим данным, на северном макросклоне Центрального Кавказа — 17 лет, на южном — 13–15 лет (Голодковская, 1981, 1982).

Затем, если особь развивается в оптимальных экологических условиях, наступает период, когда величина ежегодного прироста диаметра достигает максимальных значений, однако он никогда не превышает 1 мм/год. Этот период также имеет разную длительность и, подобно "скрытому" периоду, в значительной мере зависит от климата. Так, рост лишайников ускоряется в районах с большим количеством осадков, продолжительным вегетационным периодом, высокими температурами (Webber, Andrews, 1973). В биологическом отношении он продолжается до тех пор, пока синтезируемые фитобионтом органические вещества, продукты жизнедеятельности особи, равномерно поступают во все части слоевища. В это время скорость прироста площади и диаметра растения можно интерпретировать как показательную функцию (Beschel, 1961).

С увеличением площади слоевища питательные вещества, производимые в центральной части слоевища, расходуются там же на утолщение и воспроизводство клеток, а собственно расширение площади слоевища осуществляется только в периферических частях. В этот период скорость роста особи лишайника замедляется, переходя в постоянную величину ежегодного прироста, т.е. наступает период, когда рост выражается линей-

ной функцией. Он может длиться до тех пор, пока особь не достигнет максимальной величины, возможной в данных природно-климатических условиях.

Затем рост лишайника фактически прекращается. Пока не известно, как долго такая особь может существовать. У некоторых видов лишайников отмирание проявляется в разрушении центра слоевища. Субэкральное выветривание и конкуренция молодых особей, поселяющихся в непосредственной близости к отмирающей, в конечном итоге приводят к полному уничтожению последней. Таким образом, кривую скорости роста лишайника на протяжении всей его жизни, от момента зарождения и до отмирания, теоретически можно интерпретировать как гиперболу. Для замеров всегда следует использовать только растущие особи и желательно знать, в какой стадии развития они находятся (Mottershead, 1980). Особи с признаками отмирания (например, с разрушенной центральной частью) в лихенометрии не применяются.

Возраст, определяемый лихенометрическим методом, зависит от продолжительности жизни выбранного вида лишайников. Так, для датирования субстратов, освободившихся от льда за последние десятилетия или даже несколько столетий, можно использовать лишайники родов *Alectoria*, *Parmelia*, *Rhinodina*, *Stereocaulon*, *Umbilicaria*, *Lecanora*. Лишайники же, относящиеся к родам *Rhizocarpon* и *Lecidea*, могут активно расти около 600–1300 лет в Альпах и 1000–4500 лет в Западной Гренландии. Как отмечал Бешель (Beschel, 1961), в высокоарктических районах эта величина может быть и больше.

На протяжении своей жизни лишайники растут с неодинаковой скоростью. Поэтому для каждого района проведения детальных исследований необходимо строить особую кривую скорости роста выбранного вида лишайника. Для этого необходимо располагать несколькими (не менее трех) хронологическими реперами, т.е. надежными данными об абсолютном возрасте моренных гряд, установленном по историческим источникам, картам, аэрофотоснимкам и другим материалам. Замеры лишайников на таких грядах составляют основу для построения кривой скорости роста. А поскольку такую кривую можно построить только методом интерполяции, то особенно желательно иметь сведения о возрасте самой молодой и самой древней гряд.

Поиск документально датированных морен — одна из основных трудностей, стоящих на пути применения лихенометрического метода в горно-ледниковых районах. Последние в большинстве своем мало населены, редко посещаются, и необходимая для датирования информация там ограничена. Однако если хотя бы для одной из долин удается установить возраст нескольких морен и измерить на них максимальные диаметры лишайников, то построенную на основе этих данных кривую можно использовать для датирования морен и в соседних долинах того же района, сходных по ведущим климатическим характеристикам, которые определяют скорость роста лишайников. Тем не менее чисто механическая экстраполяция лихенометрических данных может привести к немалым погрешностям. Поэтому для долин с сильно различающимися климатическими условиями рекомендуется строить отдельные кривые роста лишайников. Нами для Центрального Кавказа были построены две кривые: одна — для северного, другая — для южного макросклонов (Голодковская, 1981, 1982).

Построение кривых роста лишайников и их использование для датирования существенно упрощается, когда контрольные точки графиков, т.е. результаты замеров эталонных особей, наносятся в полулогарифмической шкале. Это впервые сделал Мэтьюс (Matthews, 1974) при обработке данных лихенометрической съемки морен на предполье ледника Стурбреен в Норвегии. При соблюдении данного условия экспоненциальная кривая, отражающая период активного роста лишайников до начала их старения и отмирания, приобретает вид прямой, описываемой уравнением

$$\lg(y + c) = a + bx,$$

где y — возраст лишайников в годах, x — диаметр максимальной особи в миллиметрах, a — логарифм величины возраста при $x = 0$, b — тангенс угла наклона прямой и c — коэффициент, получаемый путем подбора и дающий наибольшее приближение к линейности.

В СССР лихенометрический метод был впервые применен на Полярном Урале для датирования морен на предпольях небольших ледников (ИГАН, Берга и Обручева). Ю.Л. Мартин (1967) использовал широко распространенный в этом районе вид корко-

Таблица 1

Возраст моренных гряд на предполях ледников северного макросклона Центрального Кавказа

Башиль	Кулак	Безенги	Мижирги	Агаштан	Штулу Вос- чный
Максимальный диаметр слоевища лишайника, мм					
—	8	10	8	—	—
16	—	15	14	—	—
20	—	18	—	—	—
—	—	24	25	—	—
30	30	30	30	30	—
39	—	—	38	37	38
45	—	—	48	49	50
—	—	—	—	65	66
—	—	—	85	—	—
—	—	—	92	—	—
99	—	—	100	—	—

Таблица 2

Возраст моренных гряд на предполях ледников южного макросклона Центрального Кавказа

Халде	Адиши	Шхара	Ушба	Долра	Квиши
Максимальный диаметр слоевища лишайника, мм					
21	21	—	20	—	19
30	30	—	—	—	30
42	42	38	37	36	—
50	—	48	—	52	50
56	55	—	—	—	—
62	—	62	—	—	61
—	77	—	74	—	—
96	—	—	—	—	104
113	—	—	—	115	—
184	—	—	—	—	—

вого лишайника *Rhizocarpon tinei*. Особенно детально была изучена серия морен у ледника Берга, где замерялось около 1 тыс. слоевищ указанного вида. В итоге был сделан вывод, что систему морен в этой долине можно подразделить на шесть разновозрастных участков. Ближайший к концу ледника моренный вал сформировался в 1867–1897 гг. За ним расположен моренный вал 1750–1780 гг. Третий участок образовался в 1600–1630 гг., четвертый в 1230–1270 гг. Более древние гряды не удалось датировать лихенометрическим методом.

Лихенометрические определения возраста морен и селевых отложений Баксанской долины на Кавказе проводила В.И. Турманина (1971), используя *Rhizocarpon geographicum*. Она вычисляла диаметр как среднюю величину из массовых замеров особей лишайников, типичных для данной долины. На предполях ледников Большой и Малый Азау, Башкара, Джанкуат, Терскол и Юсенги датированы морены второй половины XVII в., конца XVIII — начала XIX в., второй половины XIX в., 1910-х и 1930-х годов.

О.А. Поморцев (1980) предпринял лихенометрические исследования на предполях ледников хребта Кунгей-Алатау на Тянь-Шане. При датировании 54 конечноморенных гряд он использовал лишайник *Placolecnora muralis*. После расчета возраста (с привязкой к радиоуглеродным датировкам почв) эти гряды были отнесены к трем периодам развития оледенения: XVI–XX вв., XII–XIII вв., первые века нашей эры — конец I тысячелетия до н.э.

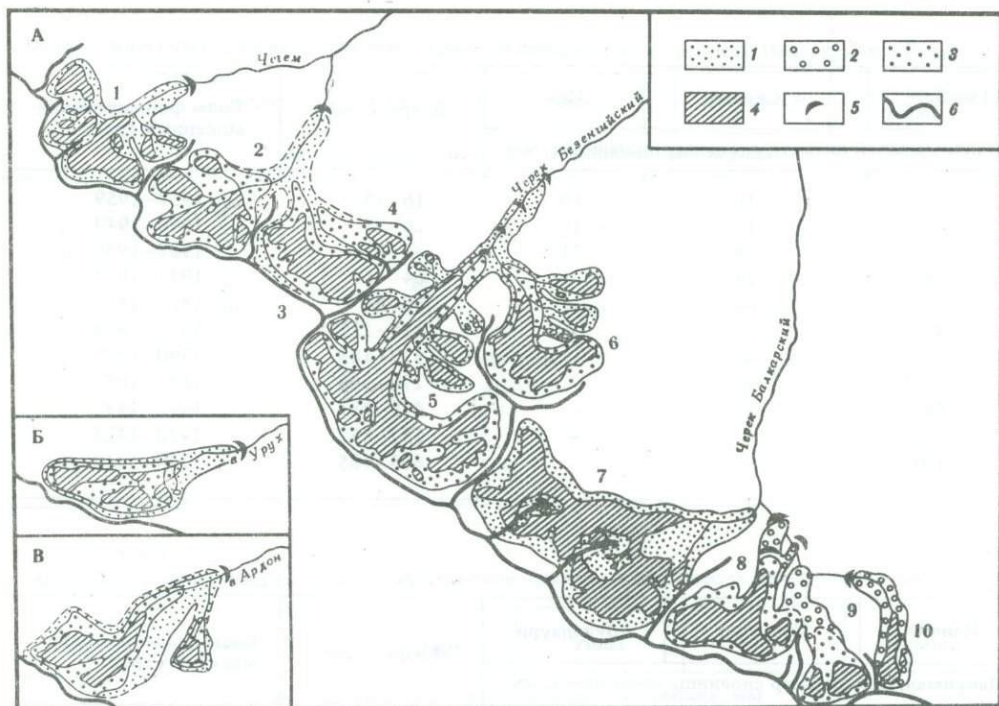
Танацете	Сказка	Цея	Возраст, лет	Годы формирования моренных гряд
Максимальный диаметр слоевища лишайника, мм				
—	10	10	16–18	1957–1959
—	15	16	26–29	1946–1949
18	19	21	45–48	1927–1930
24	24	25	64–66	1911–1913
—	30	31	88–90	1885–1887
42	—	—	115–122	1846–1860
—	—	—	173–185	1790–1802
—	—	—	292–300	1675–1683
85	—	—	479–483	1492–1497
91	—	—	552–557	1420–1425
101	—	—	665–705	1270–1310

Цанери	Киртишо	Абуделаури	Возраст, лет	Годы формирования моренных гряд
Максимальный диаметр слоевища лишайника, мм				
—	—	—	23–25	1953–1955
—	—	—	49–51	1928–1930
36	40	—	92–94	1885–1887
—	—	—	123–127	1852–1856
—	—	56	170–174	1804–1808
—	—	—	198–201	1777–1780
—	—	—	300–305	1673–1678
—	—	—	584–588	1390–1394
—	119	—	678–720	1258–1300
172	—	—	3360 ± 90	1470–1290 до н.э.

В 1974–1979 гг. нами была проведена лихенометрическая съемка в 20 высокогорных долинах на обоих макросклонах Центрального Кавказа. Ключевыми участками были верховья долины рек Черек Безенгийский (Серебрянный и др., 1979; Голодковская, 1981) и Халдесчала (Голодковская, 1982), для которых были составлены репрезентативные кривые скоростей прироста ризокарпона географического. Данные по ключевым участкам были распространены на соседние долины, сходные по климатическим условиям. Итоги наших работ представлены в табл. 1 и 2.

Как видно из сопоставления таблиц, ледники Центрального Кавказа колебались синхронно. Пропуски в таблицах связаны с отсутствием отдельных стадийных морен или с невозможностью их датирования. Отсутствие морен, как правило, объясняется тем, что они были разрушены последующими экзогенными процессами, а невозможность датирования чаще всего связана с распространением древесной растительности, создающей особые микроклиматические условия для развития лишайников.

Практически все выявленные нами подвижки на обоих макросклонах Центрального Кавказа приходились на "малую ледниковую эпоху", в целом продолжавшуюся с конца XIII до начала XX в. На протяжении всей этой эпохи подвижки ледников наклонялись на общую регрессивную тенденцию в динамике горного оледенения. Соответственно в конце XIII — начале XV в. кавказские ледники были длиннее современных на 4,5–5 км и спускались на 300–450 м ниже современных.



Изменения ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет (Голодковская, 1981)

А — ледники в бассейне р. Чегем: 1 — Башиль, 2 — Кулак, 3 — Шаурту, 4 — Тютюргу; в бассейне р. Черек Безенгийский: 5 — Безенги, 6 — Мижирги; в бассейне р. Черек Балкарский: 7 — Дых-су, 8 — Агаштан, 9 — Штулу Западный, 10 — Штулу Восточный; Б — ледник Танацете; В' — ледники Çей и Сказка.

Площади, освободившиеся от льда: 1 — с конца XIII до конца XVII в.; 2 — с конца XVII до конца XIX в.; 3 — с конца XIX до начала XX в.; 4 — современные ледники; 5 — крупные моренные гряды; 6 — горные хребты

По материалам полевых наблюдений, картам и аэрофотоснимкам нами были восстановлены контуры ледников для некоторых временных срезов "малой ледниковой эпохи". В качестве примера такой реконструкции приводится фрагмент составленной нами карты на территорию северного макросклона Центрального Кавказа (рисунок).

Картометрические подсчеты показали, что в конце XIII — начале XV в. площадь оледенения на северном макросклоне Центрального Кавказа была в три раза, а на южном — в полтора — два раза больше по сравнению с настоящим временем. Затем по эмпирической формуле Н.В. Ерасова ($V = 0,027 \sqrt{S^3}$, где V — объем и S — площадь ледника) были подсчитаны объемы ледников на разные временные срезы. Оказалось, что в конце XIII — начале XV в. объемы ледников северного макросклона были в пять раз, а южного — в два-три раза больше, чем теперь. Соответственно граница питания, определенная по методу Куровского-Гефера, была ниже современной на 145–160 м.

Наши результаты подтверждают принципиальную возможность использования лихенометрии в масштабах такой крупной горно-ледниковой области, как Центральный Кавказ. На основе лихенометрического метода удалось провести палеогляциологические реконструкции для "малой ледниковой эпохи" и выявить общие тенденции гляциоклиматических изменений, которые могут быть сведены к следующему. Похолодание этой эпохи способствовало учащению ледниковых подвижек, при которых ледники испытывали кратковременные разрастания. Однако указанные разрастания не компенсировали предшествующих отступаний, в связи с чем концы ледников продолжали общее отступление, а сложные ледниковые системы постепенно распадались на более мелкие и морфологически простые ледники (см. рисунок). Это доказывает,

что похолодание "малой ледниковой эпохи" не было способно изменить общую регрессивную тенденцию оледенения Кавказа, характерную для позднего голоцена истории.

Особенно сильно ледники отступают в последние 80–100 лет. Это установлено по данным о площадях и объемах льда, подсчитанных для разных временных срезов. Наши расчеты показали, что в указанный период потеря массы льда на Центральном Кавказе составила в среднем $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$, тогда как в предшествующие 600 лет она не превышала $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Голодковская Н.А. Лихенометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1981, № 6.
- Голодковская Н.А. Динамика ледников южного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет (по лихенометрическим данным). — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. 1982, вып. 45.
- Мартин Ю.Л. Формирование лишайниковых синузид на моренах ледников Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Свердловск, 1967.
- Поморцев О.А. Ледники южного склона хребта Кунгей-Алатау как индикатор изменчивости природных условий: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. Л., 1980.
- Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Ильвес Э.О. Колебания ледников высокогорного Кавказа в историческое время. — Изв. ВГО., 1979, т. 111, № 1.
- Турманина В.И. Перспективы применения фитондикационных методов в гляциологии. — В кн.: Фитондикационные методы в гляциологии. М., 1971.
- Andersen J.L., Sollid J.L. Glacial chronology and glacier geomorphology in the marginal zones of the glaciers Middalsbreen and Nigardsbreen, south Norway. — Norsk geogr. tidsskr., 1971, Bd. 25, N 1.
- Benedict J.B. Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A. I. Establishing a lichengrowth curve. — J. Glaciol., 1967, vol. 6, N 48.
- Beschel R.E. Flechten als Altersmasstab rezenten Moränen. — Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol., 1950. Bd. 1, H. 2.
- Beschel R.E. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). — In: Geology of the Arctic/Ed. G.O. Raasch, vol. 2. Toronto, 1961.
- Denton G.H., Karlén W. Holocene climatic variations, their pattern and possible cause. — Quaternary research, 1973, vol. 3, N 2.
- Gregory K.J. Lichens and the determination of river channel capacity. — Earth surface processes, 1976, vol. 1.
- Matthews J.A. Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. — Norsk geogr. tidsskr., 1974, Bd. 28, H. 4.
- Mottershead D.N. Lichenometry — some recent applications. — In: Timescales in geomorphology/Eds. R.A. Cullingford, D.A. Davidson, J. Lewin. Chichester, 1980.
- Stork A. Plant immigration in front of retreating glaciers, with examples from the Kebnekajse area, northern Sweden. — Geogr. annaler, 1963, vol. 45, N 1.
- Webber P.J., Andrews J.T. Lichenometry: a commentary. — Arctic and alpine research, 1973, vol. 5, N 4.

УДК 551.583.7:531.33

М.А. Фаустова, Д.Б. Орешкин

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ О ЛЕДНИКОВОМ РЕЛЬЕФЕ И ОТЛОЖЕНИЯХ

Выяснение связи "климатические условия — покровное оледенение" приобретает большое значение для правильной палеоклиматической интерпретации особенностей ледникового лито- и морфогенеза.

Нами сделана попытка рассмотреть типы дегляциации и связанные с ними процессы рельефообразования и моренонакопления во время последнего оледенения в Северной Америке и Европе, а также в европейском секторе Арктики.

Известно, что развитие последнего материкового оледенения происходило на фоне планетарного похолодания, но конкретные климатические условия в западном и восточном полушариях существенно различались, что привело к асимметрии в распространении ледниковых покровов и размеров их перигляциальных зон.

На разрастании Скандинавского и Лаврентийского ледниковых покровов сказывались неодинаковые условия влагообеспеченности ледников и положение их на разных

широтах. Лаврентийский ледниковый покров развивался в условиях сравнительно мягкого климата, благоприятного для формирования ледников (Величко, 1980). В Баффиновом заливе благодаря Западно-Гренландскому течению (ветви Гольфстрима) существовали относительно теплые климатические условия даже перед началом висконсинского оледенения (Andrews, 1978). В максимальную стадию этого оледенения формирование ледникового рельефа и отложений также происходило в условиях хорошей обеспеченности осадками, что подтверждается палинологическими и палеотемпературными данными.

Скандинавский ледниковый покров в максимум своего распространения находился в условиях холодного и аридного климата. По палинологическим данным, у края ледника были распространены тундровые и лесотундровые ландшафты. По данным энтомологических исследований, реконструируется климат, близкий к климату типичных или арктических тундр Западного Таймыра (Назаров, 1980).

В период сокращения льдов климатические различия сохранялись, что сказалось в разном характере дегляциации Скандинавского и Лаврентийского ледниковых покровов. Чтобы получить общее представление о типах дегляциации покровов, мы попытались графически выразить темпы отступления льдов, исходя из имеющихся радиоуглеродных и варвометрических датировок и расположения поясов краевых ледниковых образований. Методика оценки темпов дегляциации сводится к следующему. Для наиболее изученных ледниковых потоков и их лопастей определялись расстояния вдоль осевой линии потока от предполагаемого центра истечения льда до каждой из выраженных в рельефе и датированных границ его отступления. В связи со сложностью конфигурации потоков измерения осевой линии, характеризующей длину потока, повторялись в каждом случае от 10 до 15 раз и принимались во внимание полученные средние значения, которые наносились на диаграммы с осями "время" и "расстояние".

Анализ "кривых дегляциации" позволяет выделить в структуре ледниковых покровов несколько крупных секторов, отличающихся по типам деградации оледенения. Так, для сектора Великих Озер Лаврентийского ледникового покрова, в котором развивались ледниковые лопасти (Гурон, Эри и другие) огромной протяженности (около 2 тыс. км) и с самой большой амплитудой колебаний ледникового края (в несколько сот километров), отмечаются три главных этапа дегляциации (рисунок). На первом из них (21 тыс. — 16 тыс. лет назад) происходило медленное и последовательное (фронтально-регрессивное) отступление ледникового края. Расстояния между краевыми зонами составляли не более 20–30 км, средняя скорость дегляциации не превышала 10–15 м/год.

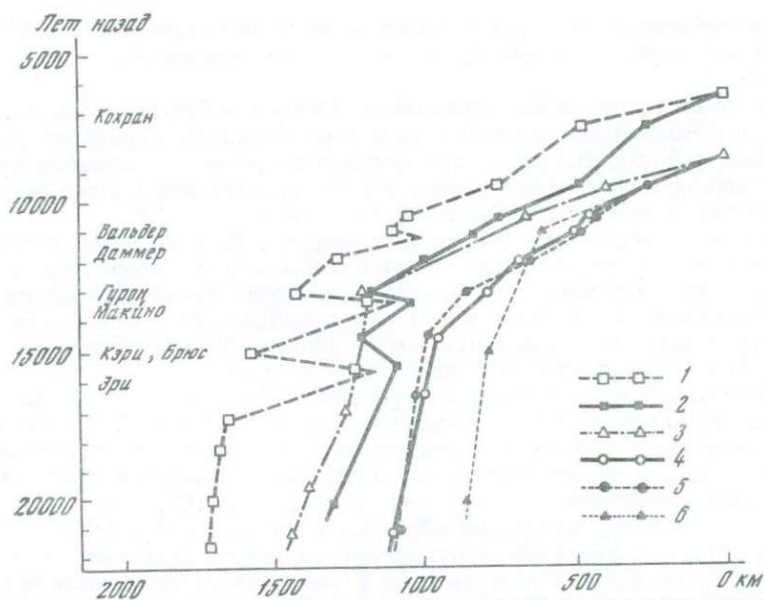
В течение второго этапа (16 тыс.—11 тыс. лет назад) амплитуда колебаний края льда составляла 300–400 км. Преобладала трансгрессивно-регрессивная дегляциация, средняя скорость ее увеличилась до 175–200 м/год.

На третьем этапе (11 тыс.—7 тыс. лет назад) происходило быстрое разрушение ледникового покрова. Эта тенденция не могла быть нарушена даже кратковременными резкими подвижками-сёрджками ледникового края (стадии кокран и кокбёрн). Средняя скорость дегляциации увеличилась до 300–400 м/год.

В истории дегляциации более восточного — атлантического сектора Лаврентийского ледникового покрова также выделяются эти три этапа, но различия между ними, определявшиеся характером отступления и балансом массы ледников, менее выражены. Это можно объяснить тем, что колебания климата были менее резкими благодаря смягчающему влиянию океана, а режим питания ледников оставался более стабильным.

В западно-европейском секторе Скандинавского ледникового покрова лед отступал примерно так, как в атлантическом секторе Лаврентийского, что, вероятнее всего, также определялось влиянием морских воздушных масс. Льды центрального сектора Скандинавского ледникового покрова (Ладожский и Онежский ледниковые потоки) сначала отступали с относительно небольшой скоростью (в интервале 20 тыс. — 15 тыс. лет назад), а затем скорость дегляциации резко возросла. Столь резких колебаний ледникового края в интервале 15 тыс. — 11 тыс. лет назад, как на американских равнинах, на территории Европы не было, хотя небольшие пульсации Скандинавского ледника на фоне его общего сокращения известны и здесь (лужская и невская стадии).

Обращает на себя внимание, что "кривые дегляциации", построенные для потоков, находившихся примерно в одинаковых климатических и геоморфологических условиях (например, Ладожского и Онежско-Карельского), обнаруживают заметное сход-



Темпы отступления Лаврентийского и Скандинавского ледниковых покровов в эпоху последнего оледенения (по материалам: Структура и динамика... 1977; Donner, 1978; Dreimanis, 1978)

1 — сектор Великих Озер Лаврентийского покрова; 2 — атлантический сектор Лаврентийского покрова; 3 — западноевропейский сектор Скандинавского покрова; 4 — центральный сектор Скандинавского покрова, Онежско-Карельский поток; 5 — то же, Ладожский поток; 6 — арктический сектор Скандинавского покрова

ство. К сожалению, из-за отсутствия надежно датированных краевых образований в пределах Баренцево-морского шельфа кривая дегляциации арктического сектора Европы мало информативна. Она позволяет сделать заключение, что начиная с 12 тыс. лет назад здесь резко возросла скорость отступления льдов.

Анализ приведенных графиков позволяет сделать ряд выводов о ходе дегляциации равнинных областей Северной Америки и Европы. В период 21 тыс. — 16 тыс. лет назад ледники Европы и Америки примерно одинаково медленно отступали от границ своего максимального распространения. Увеличению подвижности ледникового края препятствовали низкие температуры, а различия в характере увлажнения в это время, вероятно, не оказывали существенного влияния на гляциодинамику.

Начиная с 16 тыс. — 15 тыс. лет назад в связи с общим повышением температуры произошел качественный сдвиг в балансе ледников. Степень континентальности климата стала определяющим фактором динамики края льда. Льды Лаврентийского покрова по-прежнему находились в условиях лучшей влагообеспеченности и, следовательно, получали более обильное питание. Согласно данным Хаммена (Hammen, 1974), климат Северной Америки в интервале 20 тыс. — 14 тыс. лет назад характеризовался повышенной влажностью и в этом смысле не мог иметь аналога в Европе. Поэтому края ледниковых лопастей на равнинах Северной Америки были подвижными, быстрее реагировали на изменения температуры резкими и значительными по амплитуде пульсациями. Ледники Европы, находившиеся в более сухих климатических условиях, не обладали такой подвижностью.

Необратимая дегляциация началась с 12,5 тыс. лет назад в связи с глобальным потеплением. Скорость разрушения ледниковых покровов особенно резко возросла 11 тыс. лет назад. В это время обусловленные условиями питания региональные различия практически утратили свое значение — ледниковые покровы очень быстро распались как в Северной Америке, так и в Европе. Следует, однако, иметь в виду, что в период 12 тыс. — 10 тыс. лет назад происходили довольно резкие климатические колебания, выражавшиеся в чередовании потеплений и похолоданий. В холодные интервалы температуры могли сильно понижаться. Однако ледниковые подвижки, вызван-

ные этими колебаниями температур, почти нигде не достигали краевых образований предшествующих этапов дегляциации, в связи с чем на графиках не отмечается характерных пиков.

Сравнение темпов разрушения ледниковых покровов в Северной Америке и Европе показывает, что наибольшие различия в характере дегляциации проявляются в удаленных от океана районах. Напротив, при сравнении кривых дегляциации приморских секторов ледниковых покровов отмечается сходство, вызванное, вероятно, близостью области питания и большей стабильностью баланса льдов.

Таким образом, выделяются два типа дегляциации, обусловленные степенью континентальности климата: дегляциация в океанических и в континентальных условиях. Вероятно, особенности ледникового рельефа и отложений также в той или иной степени отражают климатические условия, в которых проходило отступление ледника. Существование такой связи подтверждается самым общим обзором данных по деградации хорошо изученного Скандинавского ледникового покрова.

Этот ледниковый покров в максимальную стадию и в начале дегляциации (бранденбургско-франкфуртское, бологовско-едровское время) оставил более выраженные в рельефе краевые образования в своем западном секторе, на Среднеевропейской равнине. Они имеют более сомкнутый характер и представлены "комбинированными" конечными моренами, имеющими напорно-насыпной генезис (Структура и динамика..., 1977), а местами и чисто напорными образованиями (например, г. Шверин). Здесь в это время преобладала фронтальная дегляциация активного льда с мелкими местными осцилляциями, на большей части территории формировались сближенные краевые зоны прямолинейных очертаний. В Ютландии и на Датских островах существовали наиболее подвижные, осциллирующие лопасти.

В центральном секторе Скандинавского ледникового покрова краевые образования представлены разобщенными аккумулятивными формами. Более мощные аккумулятивные краевые образования сформировались в основном за счет ускорения и надстройки более древних, довалдайских. Дегляциация была преимущественно регрессивной, льды здесь отступали широкими лопастями, с отчленением огромных участков мертвого льда; на контакте последних с активным льдом происходило образование преимущественно насыпных и наслоенно-насыпных форм. Присутствие больших массивов неподвижных льдов в сочетании с благоприятными условиями доледникового рельефа (депрессии) и континентальностью климата способствовало формированию крупных приледниковых бассейнов (Асеев, 1974). Площадь этих бассейнов увеличивается в восточном направлении.

Начиная с поморского, или вепсовского, времени (около 15 тыс. лет назад) различия в рельефе разных секторов ледникового покрова становятся менее заметными. Вепсовское время почти для всей территории определяется как первый крупный трансгрессивный этап, в течение которого сформировался очень хорошо выраженный краевой рельеф активного льда с напорными моренами, отторженцами и гляциодислокациями. С этого времени четко проявляется фаза омертвления льда — важная особенность данного этапа дегляциации. С ней связано формирование специфических форм рельефа — збонцев, не встречающихся как в составе более древних краевых образований, так и на более западных территориях, в пределах океанического сектора.

В более поздние этапы дегляциации также формировался рельеф активного льда, но фаза омертвления льдов играла все более заметную роль в формировании ледниковых комплексов. Для краевых образований этого возраста (невских, сальпаусселька и др.) характерно уменьшение ширины краевых зон и мощности отложений, а также утрата лопастной конфигурации.

Обратимся к данным по литологии ледниковых отложений. Для палеоклиматических реконструкций важно проследить характер распространения различных фаций морен и их соотношение в разрезах. Оказывается, что в западном, океаническом, секторе Скандинавского ледникового покрова значительное место в составе отложений занимают абляционная и абляционно-солифлюкционная морена. Так, морена позднего девенсия Великобритании в основном сформировалась тальми водами при воздействии солифлюкционных процессов, активно протекавших на склонах отступавшего ледника (Harris, Wright, 1980). В Уэльсе большое развитие получил так называемый надледниковый рельеф, связанный с деятельностью талых вод. В южной части Исландии, Дании и северной части Польши абляционные и абляционно-солифлюкционные морены со

следами неоднократного переотложения также получили широкое распространение.

В Скандинавии, несмотря на то, что дегляциация происходила в суровых климатических условиях (Magnusson, 1978), абляция также играла значительную роль. Здесь описаны верхняя морена с высоким содержанием обломочного материала (Björnbom, 1979) и широко развитые абляционные формы. Абляционная морена с лизами перемытого материала известна и на Кольском полуострове (Евзеров, Рубинраут, 1976). В более южных районах указанные отложения известны в Эстонии и частично в ГДР, где они распространены до района Потсдама (Weisse, 1978). В центральном секторе Скандинавского ледникового покрова этот тип отложений практически не встречается.

В Северной Америке абляционные морены широко распространены на востоке штата Висконсин (Whittecar, Mickelson, 1977), в разрезах Ньюфаундленда, Новой Англии и в районе залива Святого Лаврентия.

По-видимому, в условиях влажного климата возрастала роль талых вод и поверхностного таяния, в лито- и морфогенезе большую роль приобретали солифлюкционные процессы. Исследования в областях современного оледенения подтверждают этот вывод. На арктических островах (Шпицберген, Исландия, Гренландия) абляционно-солифлюкционные процессы протекают более интенсивно (Szponel, 1975; Szupryczyński, 1976; Лаврушин, 1976, и др.). Наоборот, в условиях крайне континентального аридного климата (Антарктида) эти процессы заторможены. Процессы ледникового морфогенеза в резко континентальных условиях замедлены или не выражены. Примером служит очень слабая рельефообразующая наледная деятельность последнего ледникового покрова на островах Сибирской Арктики (Северная Земля), что позволило ряду исследователей сделать вывод о пассивности этого оледенения (Макеев, Малаховский, 1978). Тщательный анализ характера рельефа и отложений, по-видимому, может быть полезным при реконструкции палеоклиматических обстановок и более древних оледенений.

Приведенные примеры показывают, что характер ледниковых форм и состав отложений определяются типом дегляциации и обусловлены климатом. В связи с этим для климатических реконструкций становится важным изучение строения ледниковой толщи. Приледниковая климатическая ситуация во многом определяет степень деформированности основания продвигавшимся льдом и дислоцированность ледниковой толщи, а обстановка в период дегляциации влияет на степень сохранности текстур в ледниковых отложениях. Лаврентийский ледниковый покров встречал, по-видимому, более мягкое основание по сравнению со Скандинавским. На наиболее глубоко промерзший грунт надвигались сибирские ледники. В моренах севера Западно-Сибирской равнины особенно часто встречаются складчатые смятия, дислокации и другие гляциодинамические текстуры. Здесь, в условиях резко континентального климата создавались хорошие предпосылки для сохранения ископаемых глетчерных льдов (Каплинская, Тарноградский, 1977). Характер деформаций в моренах может служить источником климатических показателей.

Таким образом, соотношение элементов строения морен, унаследованных от мореносодержащего льда и приобретенных в результате мерзлотных, склоновых процессов, переотложения в водной среде, почвообразования и выветривания представляется информативным для палеоклиматических реконструкций. Степень сохранности текстур, унаследованных от мореносодержащего льда, будет неодинакова в моренах, сформировавшихся в разных климатических условиях и впоследствии находившихся в различной перигляциальной среде. Наблюдения на ледниках Шпицбергена и Исландии, где летние температуры положительны и осадки обильны, показывают, что здесь в моренах почти не сохраняются сланцеватость и ориентировка обломочного материала (Kozarski, 1978). Аналогичные явления М.А. Фаустова наблюдала на ледниках Полярного Урала, где первичные текстуры в моренах подвергались быстрому разрушению в условиях обильного таяния и солифлюкционного переотложения. Наоборот, высокая степень сохранности текстур мореносодержащего льда в областях плейстоценовых оледенений Европы связана, видимо, с условиями холодного засушливого климата, в которых наряду с преобладающей режеляющей определенной роль могли играть процессы медленной сублимации льда.

Согласно модели Шоу (Shaw, 1979), ледники в аридных полярных районах формируют нижнюю, массивную морену, образовавшуюся из внутриледниковой и донной

путем сублимационного удаления льда, и верхнюю, с листоватой текстурой, отражающей структуру льда.

В данной статье не рассматривается вопрос об особенностях записи в текстурах отложений тех или иных изменений природной обстановки, например, похолодания и криогенного воздействия, потепления и связанных с ним процессов преобразования макро- и микростроения. Отметим только, что детальные литологические исследования, в том числе глубины выщелачивания, степени изменения поверхности обломков, особенностей микростроения в тонких шлифах, облегчают реконструкцию природных условий прошлого.

Изложенный материал показывает, что анализ ледникового рельефа и отложений перспективен для палеоклиматических реконструкций древних оледенений. Изучение пространственного и количественного сочетания форм рельефа активного и пассивного льда, а также различных фаций морен по площади и в разрезе и степени сохранности в них текстур мореносодержащего льда позволяет судить о типе дегляциации. Последний тесно связан с климатическими условиями и определяется в первую очередь степенью их континентальности. В условиях океанического климата ведущую роль играют процессы поверхностного таяния и солифлюкционные, в условиях континентального они менее выражены, при этом возрастает роль процессов сублимации льда. Степенью континентальности климата определялись и другие закономерности распада древних ледников, связанные с перемещением центров питания и оледенения. Характерно, что в Европе, как свидетельствуют направления осей ледораздельных зон и данные по разносу руководящих валунов, центр оледенения в процессе дегляциации смещался к западу, т. е. по направлению к области океанического климата с большим количеством осадков (Структура и динамика..., 1977).

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Величко А.А. Широтная асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в северном полушарии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 5.
- Евзеров В.Я., Рубинраут Г.С. Механизм формирования морены последнего ледникового покрова Кольского полуострова. — В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 4.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976.
- Макеев В.М., Малаховский Д.Б. Краевые образования современного и древнего оледенения Северной Земли. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978.
- Назаров В.И. Фауна насекомых позднего плейстоцена Белоруссии: Палеонтология. — В кн.: Материалы научных заседаний секции палеонтологии МОИП за 1977–1978 гг. М., 1980.
- Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.
- Andrews I.T. Status of Late Quaternary correlation (125 000 BP) along the Eastern Canadian seaboard-latitude 45°N to 22°N. — IGCP Proj. 75–1–2 Quaternary glaciation North. Hemisphere. Prague, 1978.
- Björnbom S. Clayey basal till in central and northern Sweden. Sver. geol. unders., 1979, ser. C., vol. 72, N 753.
- Donner J. The dating of the levels of the Baltic Ice Lake and the Salpausselkä moraines in South Finland. — Commentationes physico-mathematicae, Helsinki, 1978, vol. 48, N 1.
- Dreimanis A. Last glaciation in the Great Lakes — St. Lawrence Region. Progress report — IGCP Project 73–1–24. Quaternary Glaciation North Hemisphere. Prague, 1978.
- Hammen T, van der. The last glacial sequence on both sides of the Atlantic. — Res. Publ. Clim. Res. Unit Univ. E. Angl., 1974, N 2.
- Harris C., Wright M.D. Some last glaciation drift deposits near Pontypridd, South Wales. — Geol. J., 1980, vol. 15, N 1.
- Kozarski S. Lithologie und Genese der Endmoränen im Gebiet der scandinavischen Vereisungen. Berlin, 1978. (Schriftenreihe für geol. Wissenschaften, H. 9).
- Magnusson E. Beskrivning till jordartakartan Göteborg sjö. — Sver. geol. unders., 1978, ser. Ae, N 26.
- Research publication of Climatic Research Unit University of East Anglia, 1974, N 2, p. 56–57.
- Shaw J. Genesis of the Sveatills and Rogen moraines of central Sweden: a model basal melt out. — Boreas, 1979, vol. 8, N 4.
- Szponel A. Ablation of ice-moraine ridges and its morphological effects, with glaciers of the Hornsund region as example. — Acta Univ. Wratisl., 1975, N 251.

Szupryczyński J. Some problems of the Quaternary on Spitsbergen. Gruppo di studio del quaternario padano. — Quaderno, Torino, 1976, n. 3.

Weisse R. Die Bedeutung der skandinavischen Vereisungen für die Gestaltung des heutigen

Reliefs der Jung- und Altmoränenlandschaft. Berlin, 1978. (Schriftenreihe für geol. Wissenschaften, H. 9).

Whittecar R.G., Mickelson D.M. Sequence of till deposition and erosion in drumlins. — Boreas, 1977, vol. 6, N 2.

УДК 551.583.7:551.33

А.В. Матвеев

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРЕН КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ

При рассмотрении возможностей использования материалов изучения моренных горизонтов для восстановления климатических обстановок прошлого необходимо иметь в виду несколько аспектов данной проблемы. Прежде всего литологические особенности морен убедительно доказывают существование в геологической истории Земли этапов, когда значительные пространства материков покрывались панцирем льда, а зоны суровых арктических и субарктических климатов занимали более широкие площади, чем теперь. Эти этапы известны как периоды материковых оледенений.

Этот факт, очевидный для большинства геологов и географов, все еще вызывает дискуссии. Представляется, что в ведущейся полемике приводимые ниже литологические материалы могут послужить дополнительным аргументом в пользу гляциалистических воззрений. При этом в статье рассматриваются лишь некоторые особенности морен, которые обычно в меньшей степени освещаются в литературе и изучением которых мы занимались. Речь идет о закономерностях пространственной изменчивости минерального состава различных фракций собственно ледниковых отложений.

Работами последних лет установлено, что содержание основных компонентов морен тесно связано с подстилающими породами. Наиболее простым и в то же время убедительным подтверждением сказанного служат следующие расчеты. В антропогенном чехле Белоруссии, где морены являются ведущим генетическим типом отложений и, по сути дела, определяют его особенности, доля кристаллических пород составляет 1,5%, кварца — 65,5, полевых шпатов — 9,0, карбонатов — 8, глинистых минералов — 13,5 и прочих — 2,5%. Сравнение этих показателей с составом пород ложа позволяет сделать заключение, что обломки кристаллических пород целиком принесены с Балтийского щита и примерно 50–60% полевых шпатов также поступило из центров оледенений. Логично предположить, что какая-то часть кварца и тяжелых минералов была доставлена из тех же регионов. Зная примерное соотношение (1 : 2) кварца и полевых шпатов в породах Фенноскандии (Вярюнен, 1959), а также имея в виду участие скандинавских полевых шпатов в антропогенном чехле Белоруссии, количество скандинавского кварца в породах этой территории оценивается в 2,0–2,5%. Таким же путем можно подсчитать, что дальнепринесенные тяжелые минералы составляют 0,5% всего объема ледниковой толщи. Тогда общее содержание материала Балтийского щита в антропогенных комплексах Белоруссии в среднем оценивается в 8–10%.

Несомненный интерес представляет разубоживание переносимых обломков по мере продвижения ледниковых покровов к югу. Познавание самых общих закономерностей такого процесса достигается в результате вычислений, аналогичных приведенным выше, по территориям, непосредственно прилегающим к Фенноскандии (Левков, Матвеев, 1975). Эти вычисления показывают, что при продвижении ледника на 100 км происходит разбавление дальнепринесенного материала местным на одну треть. Если подобная закономерность устойчиво выдерживается, то на территории БССР доля обломков и частиц из центров оледенений должна варьировать от 2% на крайнем юге до 18% в Белорусском Поозерье. Приведенные выше средние показатели содержания различных минеральных компонентов в антропогенном чехле подтверждают наличие подобного закономерного разбавления переносимых морен местным материалом при движении в дистальном направлении.

Помимо этого выявлена тесная связь мощностей моренных толщ со структурно-тектоническими особенностями территории. В частности, обнаружена зависимость

объемов ледниковой седиментации от характера дифференциации тектонических движений. Обычно в тех местах, где выделяется значительное количество неотектонических структур или зафиксированы заметные перемещения по разломным зонам, размещаются и максимальные толщи ледниковых отложений (Белорусская антеклиза, зоны разломов в Полесье и др.).

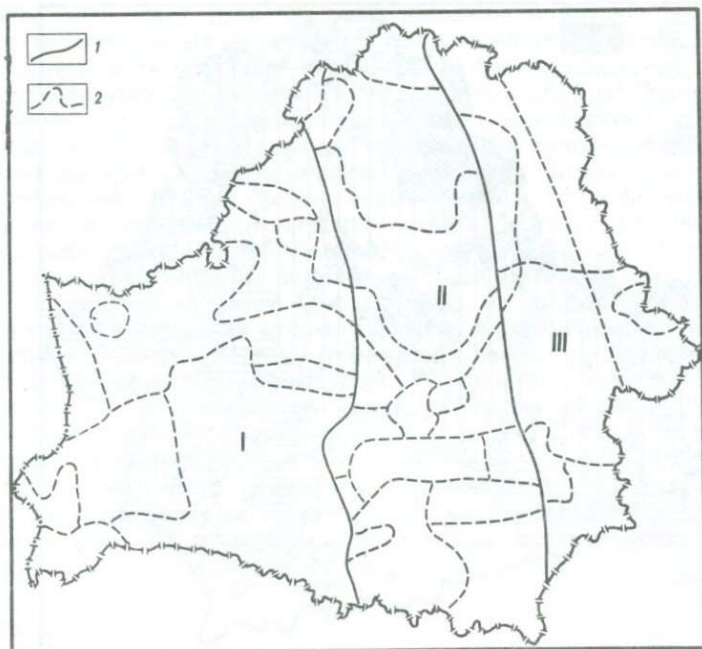
Отмечается также прямая корреляция интенсивности ледниковой седиментации и пересеченности доледникового рельефа. Нередко максимальные мощности моренных слоев приходится на выступы ложа антропогенного чехла (севернее Пскова, в районе Бежаниц, Великих Лук, Шауляя, Волковыска и др.).

Перечисленные особенности вещественного состава и моренной седиментации нельзя объяснить никакими другими процессами, кроме ледникового переноса. Приведенные рассуждения, в сочетании с известными данными о глициодислокациях (Левков, 1980), глициодинамических текстурах (Лаврушин, 1976), ложбинах ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1967), распространения руководящих валунов (Вийдинг и др., 1971), ориентировке материала с несомненной очевидностью подтверждают, что типичные морены формировались в суровых климатических условиях, благоприятствовавших развитию покровных оледенений.

Кроме доказательства существования ледниковых периодов в истории Земли, литолого-петрографические характеристики морен позволяют обосновать мнение, что каждому из таких периодов была свойственна неоднократная смена собственно ледниковых и неледниковых обстановок. Это вытекает из результатов литостратиграфического изучения, которые свидетельствуют о статистически достоверных различиях (при уровнях значимости выше 0,05–0,1) моренных слоев по содержанию и особенностям обломков пород, основных породообразующих и аксессуарных минералов. Корреляционными для морен являются общая карбонатность, содержание кварца, полевых шпатов, амфиболов, ильменита, гранатов, циркона, пироксенов, минералов группы эпидота, пирита, глауконита, а для отдельных площадей — гранулометрические различия. Корреляционное значение имеют также некоторые типоморфные особенности, окатанность кварца, амфиболов, цвет карбонатов, форма минералов группы эпидота.

В то же время очевидно, что коррелировать ледниковые отложения можно далеко не всегда. Так, при проведении минералогических исследований морен по скважинам, находящимся на близком расстоянии одна от другой по створу в районе с. Копысь Могилевской области, возраст морен диагностирован на основании изучения межледниковых отложений, установлены существенные колебания содержания минералов в разновозрастных горизонтах. В белорусской морене в легкой части фракции 0,1–0,05 мм полевые шпаты в двух смежных скважинах в среднем составляют 12,5 и 7,1%, слюды — 0,5 и 1,0%, карбонаты 12 и 2,8%, среди тяжелых минеральных фракций на ильменит и магнетит приходится соответственно 21,1 и 2,5%, бурые окислы железа — 1,5 и 4,3%, циркон — 5 и 1,8, турмалин — 2,2% и 0,5%, роговая обманка — 27 и 49,4%, гранаты — 7,8 и 2,9%, фосфаты — 2,1 и 6,3%, хлорит — 0,2 и 11,5% и т. д. Никакой корреляции такие горизонты по минералогическим данным, естественно, не подлежат. В чем же дело? Оказалось, что между этими скважинами проходит граница раздела песчано-глинистых пород среднего девона и карбонатов верхнего девона. Этот и многие другие аналогичные примеры показывают, что расчленение и корреляция ледниковых горизонтов по данным минералого-петрографических исследований целесообразны только в пределах небольших площадей, однородных в структурно-геологическом отношении (рис. 1).

Само по себе существование нескольких горизонтов морен, различающихся по содержанию и особенностям минеральных компонентов, еще не может служить предпосылкой для окончательного отнесения слоев к самостоятельным ледниковым эпохам. Чтобы сделать корректные литостратиграфические выводы, требуются некоторые дополнительные исследования. В первую очередь этой цели служит выделение кор выветривания по составу псевдитовых фракций, находкам галлуазита, изменению емкости поглощения, выщелоченности карбонатов, обогащенности устойчивыми минералами и другим признакам, причем присутствие примесей монтмориллонита, галлуазита и некоторых других минералов позволяет сделать заключение о достаточно теплых климатических условиях, существовавших в интервалах времени, разделявших эпохи моренообразования. Важное значение имеет также установление неодинаковой степени гипергенной преобразованности морен по различной глубине выщелачивания карбонатов,



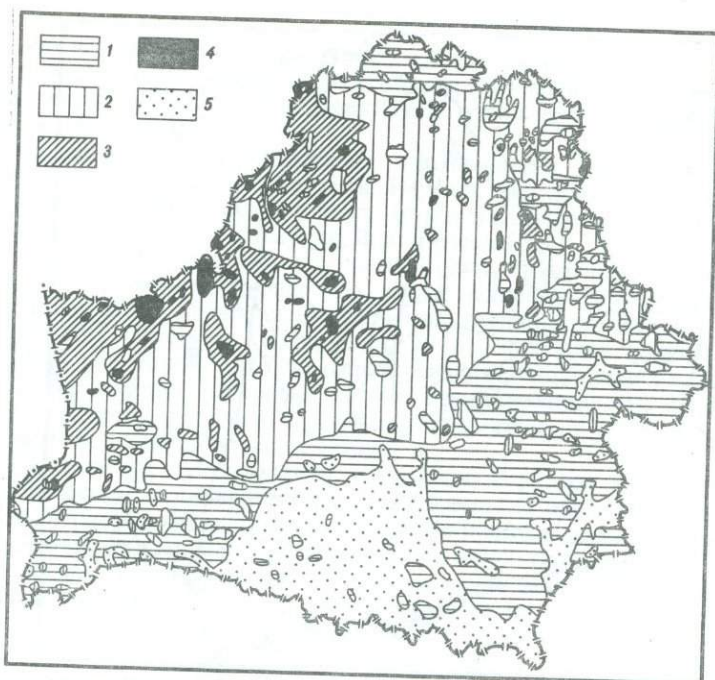
Р и с. 1. Схема корреляционных областей (I—III) и районов Белоруссии.

I — западная, II — центральная, III — восточная. 1 — граница корреляционной области; 2 — то же, корреляционного района

обогащению нижеантропогенных горизонтов хлоритом и монтмориллонитом, возрастанию в тех же слоях отношений $Al_2O_3 : CaO$ в среднем до 13,1 (в покровных образованиях 6,5—6,6) и $K_2O : CaO$ до 22,5 (в наиболее молодых моренах в среднем 14,5). Определенную помощь в выделении перерывов в осадконакоплении оказывают находки погребенных криогенных структур.

Для оценки палеогеографических условий регионов наряду с литологическими критериями могут применяться данные по условиям залегания моренных горизонтов. Для территории Белоруссии построена карта распределения моренных горизонтов (рис. 2). Судя по этой карте, на юго-востоке республики морены часто вообще отсутствуют, далее к северу и северо-западу их количество постепенно увеличивается от 1 до 3. Больше число моренных слоев отмечено в основном в зонах развития краевых образований. Подобную картину требуется учитывать при разработке стратиграфических (палеоклиматических) схем, особенно в связи с наблюдающейся в последние годы тенденцией значительно усложнять изменения природной обстановки в антропогене. При этом реальных ледниковых тел для обоснования соответствующих реконструкций, как показывает опыт, явно не хватает.

Использование данных вещественного состава и условий залегания моренных горизонтов для палеогеографических целей является чрезвычайно сложным процессом, требующим всестороннего и внимательного анализа имеющегося материала. Рассмотрим несколько конкретных примеров. Так, в д. Молотина Осиповичского района Могилевской области скважиной под 4-метровым слоем разнозернистых песков пройдена более чем 80-метровая визуально однородная толща моренных отложений. Однако детальные минералогические исследования позволили здесь выделить три разновозрастных горизонта и соответственно три наступания ледников на эту территорию. В верхних частях установленных горизонтов по закономерному снижению карбонатности, обогащенности монтмориллонитом, возрастанию степени трансформированности гидрослюд диагностированы фрагменты кор выветривания. Горизонты существенно различаются по содержанию других наиболее характерных минералов (фракция 0,1—0,05 мм): доля кварца сверху вниз в среднем изменяется так: 72,2—76,6—80,2%,



Р и с. 2. Распределение моренных горизонтов в антропогенном покрове Белоруссии
 1-4 — число горизонтов: 1 — один, 2 — два, 3 — три, 4 — четыре и более; 5 — участки, на которых моренные отложения отсутствуют

количество полевых шпатов соответственно составляет 15,8—9,2—7,4%, среди тяжелых минералов на слюды приходится 0,7—0,7—0,2%, бурые окислы железа — 2,0—1,5—0,8%, фосфаты — 4,3—8,6—3,0%, амфиболы — 31,1—26,8—19,3%, пирит — 0,4—1,9—2,3%, карбонаты — 3,3—11,8—14% и т. д.

Пример другого рода дали исследования моренных отложений, вскрытых в карьере Соловьев Хутор вблизи г. Лоев Гомельской области. В стенках карьера обнажается 6-метровая толща морены, которая по визуальным данным и минералогическим определениям расчленяется на четыре слоя. Вариации содержания в них минеральных компонентов довольно велики. Так, среди легких минералов фракции 0,1—0,5 мм доля кварца сверху вниз закономерно возрастает от 76,2 до 91%, доля полевых шпатов сокращается от 21,7 до 6,9%; в тяжелой части этой фракции в том же направлении наблюдаются изменения количества циркона от 15,6 до 7,8%, эпидота соответственно 8,1 и 5,8%, ильменита и магнетита — 34 и 28,2%, амфиболов — 16 и 22%, гранатов — 10,4 и 15,3%. Несмотря на такие различия, анализ текстур и условий залегания свидетельствует, что в карьере представлена морена только одного ледника, а неоднородность состава определяется процессами выветривания, мерзлотными деформациями и обогащением нижних частей моренных отложений местным неогеновым материалом.

Таким образом, в результате литостратиграфических исследований доказано, что на территории Белоруссии распространено пять-шесть моренных горизонтов, принадлежащих самостоятельным ледниковым надвигам. Показано также, что практически все разновозрастные морены, за исключением наиболее древней белорусской, образованы в результате неоднократных стадияльных и фазияльных подвижек. Этот сложный характер динамики ледниковых покровов является подтверждением существования в антропогене климатической ритмичности нескольких рангов. Однако наиболее серьезные литологические различия существуют между нижне-, средне- и верхнеантропогенными моренами. Специфика горизонтов внутри отделов менее очевидна.

Изучение моренных комплексов в значительной степени содействует уточнению зон распространения ледниковых покровов. Общеизвестно положение, согласно ко-

тому границы оледенений проводятся по находкам межледниковых отложений, перекрытых и не перекрытых моренами соответствующих покровов. В течение последних лет исследования моренных горизонтов и форм ледниковой экзарации позволили геологам-съемщикам Белоруссии (Р.И. Левицкая, Г.И. Илькевич, В.И. Пасюкевич) уточнить границы распространения льдов белорусского, березинского и сожского покровов. Предельные контуры продвижения белорусского покрова проводятся в настоящее время южнее, чем ранее, через Брест—Кобрин (севернее Пинска)—Луинец—Октябрьский—Брагин—Лоев—Гомель—Чечерск—Краснополье—Климовичи. Для эпохи развития березинского ледника установлено существование неледниковых условий южнее линии Столин—Петриков—Ельск (до недавнего времени считалось, что эта территория целиком покрывалась ледниковым щитом). В днепровское время небольшая площадь в районе Столина также не покрывалась ледником. Границу предельного распространения сожского покрова сейчас проводят через Беловежа—Шерешево—Линево—Кабаки—Береза—Ивацевичи—Любшицы—Доманово—Лесная—южные линии Барановичи—Утес—Головинцы—Кривошин—Ганчевичи—Денисковичи—Старобин—Любань—Осовец—Буденичи—Глуск—Бобруйск—Рогачев—Хатовня—Прудок—Соболи—Николаевка—Климовичи и далее по долине р. Остер за пределы Белоруссии (Левицкая, Пасюкевич, 1979).

Несмотря на положительные результаты, полученные при литостратиграфических исследованиях, ранг выделяемых горизонтов не всегда устанавливается однозначно, и для различных палеогеографических (палеоклиматических) реконструкций необходимо сочетание литологических исследований с другими.

ЛИТЕРАТУРА

- Вялрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: ИЛ 1959.
- Виддинг Х., Гайгалас А., Гудалис В. и др. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс; Минтис, 1971.
- Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. — В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1967.
- Лаверушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. (Тр. Геол. АН СССР; Вып. 288).
- Левицкая Р.И., Пасюкевич В.И. О границе московского (сожского) ледника и его краевых образований. — В кн.: Новое в геологии антропогена. Минск, 1979.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980.
- Левков Э.А., Матвеев А.В. Об отражении литологических особенностей питающей провинции в составе ледниковых образований. — Докл. АН БССР, 1975, № 2.

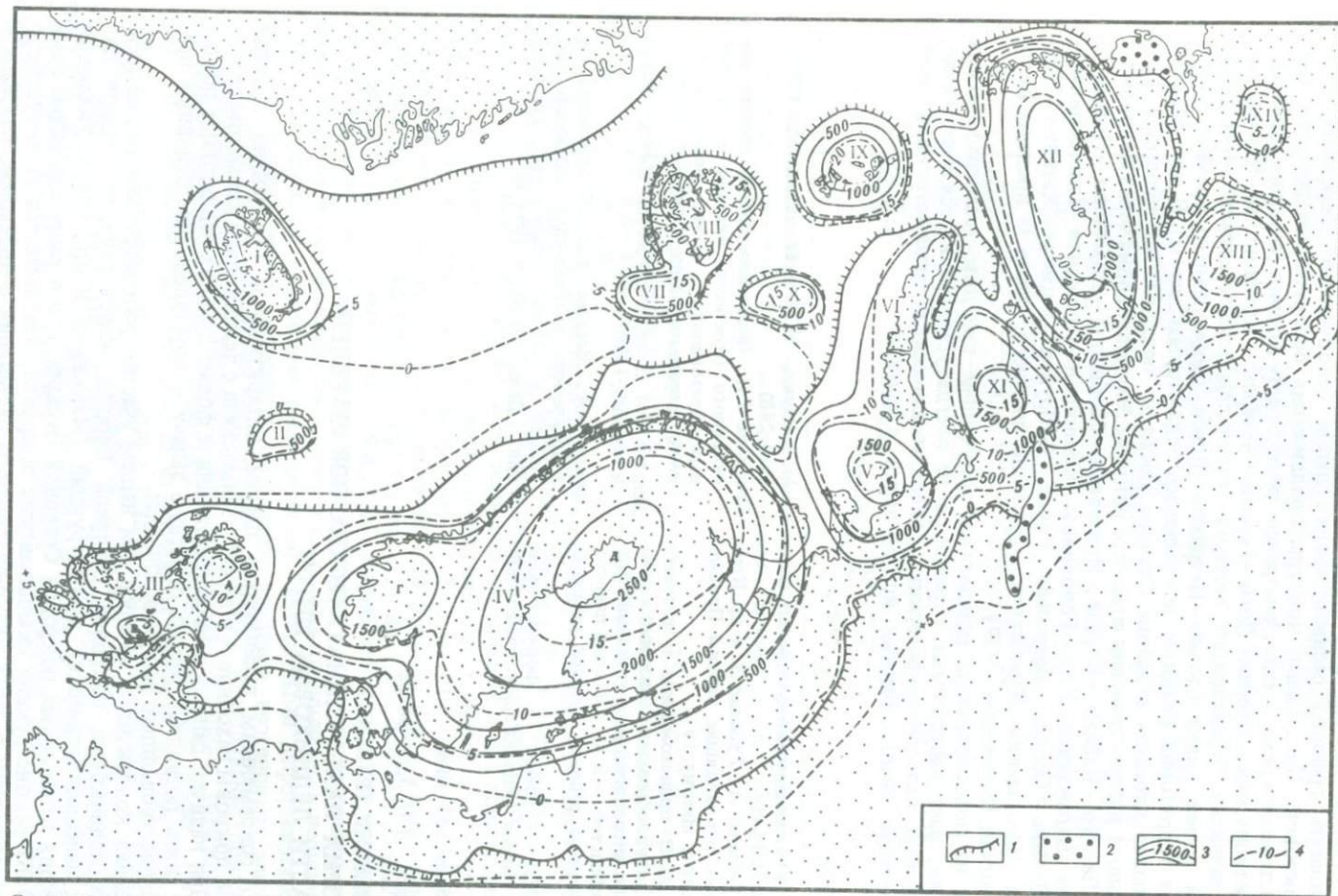
УДК 551.583.7 : 551.324

А.А. Асеев, А.Н. Маккавеев

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ НЕКОТОРЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В ОБЛАСТИ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ

Подобно современным ледниковым щитам Антарктиды и Гренландии древние ледниковые покровы находились в тесной взаимосвязи с ледниковым климатом своего времени. При наличии данных о местоположении и форме древних ледниковых покровов такая связь позволяет решать обратную задачу — восстановление основных особенностей существовавшего над ними климата.

Проведенная коллективом авторов при нашем участии реконструкция позднеплейстоценовых ледниковых покровов Северной Европы может служить основой для некоторых палеоклиматических реконструкций (Маккавеев и др., 1980). Указанная реконструкция ледниковых покровов Северной Евразии, как и ранее сделанные нами (Асеев, 1966) реконструкции скандинавских покровов, основывается на актуалистическом представлении о телах вязко-пластичного растекания с профилем, близким к эллиптической кривой, которая описывается в первом приближении уравнением Навье—Стокса для вязкой жидкости. Границы ледниковых покровов определялись



Р и с. 1. Средние температуры приземного слоя воздуха самого теплого месяца в максимальную фазу валдайского оледенения

Покровы (I—XIV) и входящие в них центры растекания льда (А—Д).
 I — Исландский; II — Фарерский; III — Британский; А — Северо-Британский, Б — Ирландский, В — Кембрийский; IV — Скандинавский; Г — Южно-Норвежский; Д — Ботнический; V — Печороморский; VI — Новоземельский;

VII — Медвежинско-Надеждинский; VIII — Шпицбергенский; IX — Земля Франца-Иосифа; X — Центрально-Баренцевоморский; XI — Карско-Ямальский; XII — Таймыро-Карский; XIII — Путоранский; XIV — Анабарский. 1, 2 — границы: 1 — области максимального распространения материкового льда, 2 — области развития горно-долинных ледников; 3 — палеоизогиссы, м; 4 — палеоизотермы, не приведенные к уровню моря, °С

по геоморфологическим и другим данным, а мощности льда в центрах растекания — на основе установленной В.Г. Ходаковым (1973) эмпирической зависимости о соотношениях между площадью покровов и их высотой в центре.

В результате сложилось представление о системе частично изолированных, частично сливающихся между собой ледниковых покровов, различных по размерам, конфигурации, высоте и активности массообмена. В их число входят Исландский, Фарерский, сложный Британский, сложный Скандинавский (который в отличие от прежних реконструкций восстанавливается с двумя самостоятельными центрами растекания: Южно-Норвежским и Ботническим), Печороморский, Новоземельский, Карско-Ямальский, Центрально-Баренцевоморский, Медвежинско-Надеждинский, сложный Шпицбергенский, Земли Франца-Иосифа, Таймыро-Карский и Карско-Ямальский, Путоранский и Анабарский (рис. 1 и 2).

Основные особенности климата над этой сложной системой ледниковых тел прежде всего определялись влиянием высокой снежно-ледяной поверхности, вносящим свои коррективы как в циркуляцию атмосферы, так и в радиационный и тепловой режимы над ледниковыми покровами.

Вместе с тем, несомненно, что в ледниковые эпохи барические и термические контрасты Земли между океанами и материками, а также между высокими и низкими широтами усиливались, а отсюда вытекает, что главные центры действия атмосферы не исчезали, а усиливались, хотя, возможно, несколько смещались в пространстве.

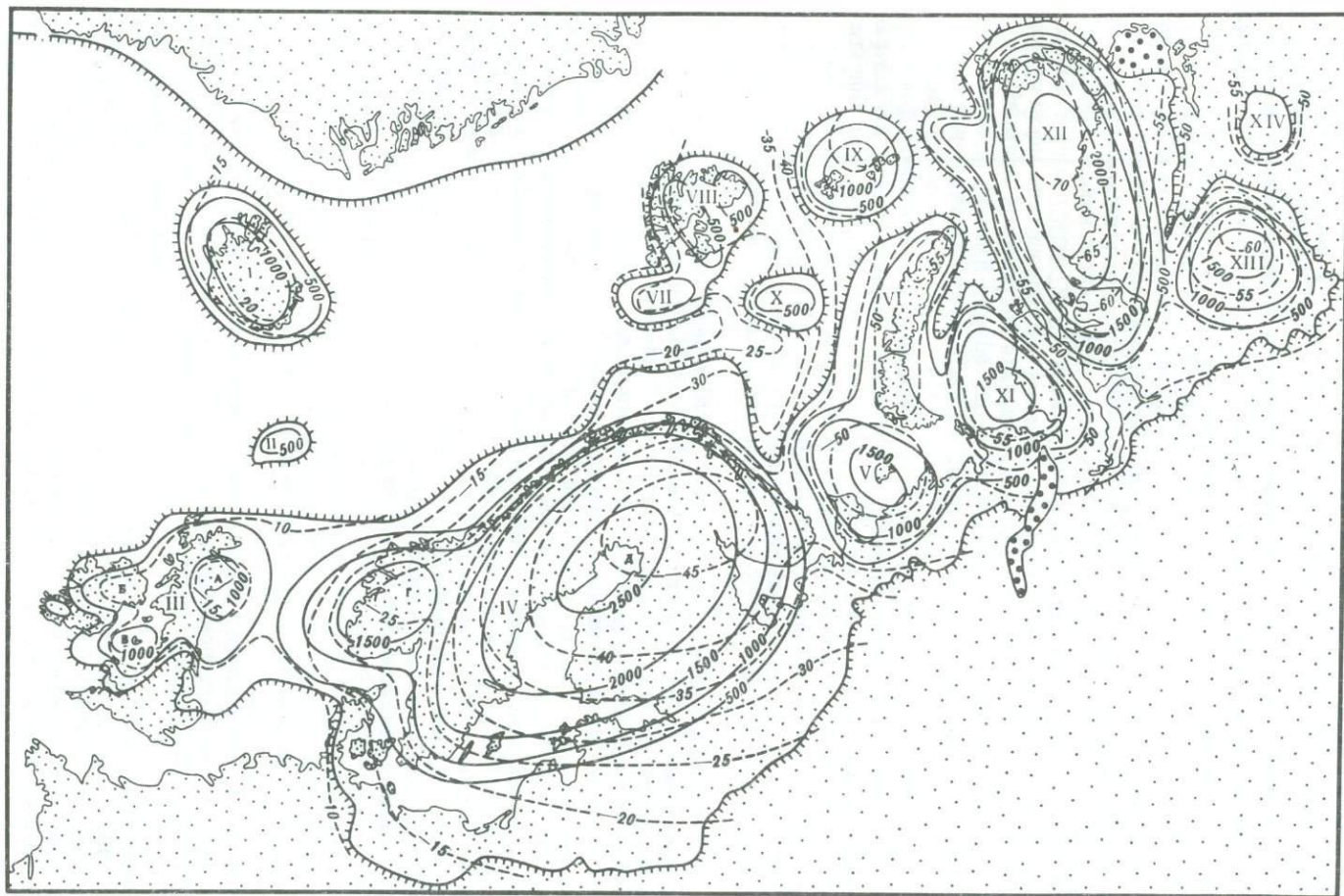
Поэтому общая циркуляция атмосферы Земли, определяемая именно этими центрами действия, обладала не меньшим разнообразием элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), чем современность, а существенные изменения климата высоких широт в ледниковья определялись иной их повторяемостью и распределением по сезонам года. Отсюда следует, что при реконструкциях общей циркуляции атмосферы в Северной Евразии нужно исходить из принципиального положения о том, что, несмотря на существование орографически обусловленных областей "термических антициклонов" над ледниковыми щитами, вызванных их охлаждающим влиянием, циркулярная область северного полушария не являлась зоной развития единого стационарного арктического антициклона, а обладала большим динамизмом синоптических ситуаций. В противном случае трудно объяснить существование менее крупных и более удаленных от источников питания ледниковых образований, чем Скандинавский покров. Из этого разнообразия синоптических ситуаций рассмотрим только несколько зимних.

Даже при распространении отрогов полярного максимума одновременно на скандинавскую и североамериканскую области оледенения (ЭЦМ 10, по Б.Л. Дзердзеевскому и др., 1946) крайние западные и восточные части ледниковой области Северной Евразии должны были находиться в зонах действия циклонов. Современные синоптические ситуации при слиянии зимой полярного максимума и сибирского антициклона свидетельствуют о возможности глубокого вторжения циклонов с запада в южную часть Полярного бассейна вплоть до плато Путорана (ЭЦМ 11). Эта ситуация была возможна и в ледниковые эпохи.

При самостоятельном развитии полярного максимума зимние циклоны также могли проникать до Средней Сибири вдоль юго-восточной окраины щитов (ЭЦМ 12). Более благоприятные условия для выпадения осадков в области ледниковых покровов Северной Евразии создавались при слиянии полярного максимума с антициклоном Лабрадорского щита (ЭЦМ 7). Проходя над северными склонами щитов, западные циклоны постепенно теряли осадки. Еще более благоприятные условия для прохождения циклонов через Северный полюс создавались при расщеплении области высокого давления на евразийскую и североамериканскую (ЭЦМ 13). В этом случае осадки получали также северо-западные части щитов.

Мы привели эти возможные зимние синоптические ситуации с целью показать, что помимо общей закономерности — убывания осадков в восточном направлении существовали достаточно разнообразные условия проникновения циклонов далеко на восток и неравномерного выпадения твердых осадков на различные части разных ледниковых покровов.

Большие различия в географическом положении ледниковых покровов Северной Евразии существенно влияли не только на их питание, но и на термические условия их существования. Поэтому нами сделана попытка реконструкции средних палеотем-



Р и с. 2. Средние температуры приземного слоя воздуха самого холодного месяца в максимальную фазу валдайского оледенения. Условные обозначения см. рис. 1

ператур самого теплого и самого холодного месяцев для всей системы евразийских ледниковых покровов. При этом мы сознательно пренебрегаем вероятностью неодновременного достижения разными покровами оптимума массы и максимума их площадей.

Реконструкция палеотемператур проводилась по ранее примененной нами (Асеев, 1969, 1974) методике, учитывающей наиболее вероятные изменения температур по высоте, широте и долготе. При этом мы во многом опирались на данные о климатических показателях Гренландии и Антарктиды. Так, вертикальные градиенты нами приняты в $0,85^{\circ}/100$ м для средней температуры самого холодного месяца и $0,65^{\circ}/100$ м для самого теплого месяца. Широтные градиенты $-0,7^{\circ}$ на 1° широты для самого холодного и $0,35^{\circ}$ на 1° широты для самого теплого месяцев — определены с учетом особенностей географического положения ледниковых покровов и возможных условий таяния льда в их краевых зонах. Кроме того, при реконструкции зимних температур были приняты во внимание различия, обусловленные уменьшением влияния океана и возрастанием континентальности климата по направлению к внутренней части материка. Градиенты определялись на основании современных изменений температур с запада на восток, составляющих в среднем $0,37^{\circ}$ на 1° долготы.

Похолодание климата в областях, занятых ледниковыми щитами, явилось результатом как общего понижения температуры, так и местного похолодания. Об общем похолодании климата (почти на 10° летом) можно судить по понижению температур в перигляциальной зоне Средней Европы, вне сферы термического влияния ледниковых стоковых ветров, ширина которой, по оценке В.Г. Ходакова (1973), не превышала 250 км. Подобные оценки максимального позднейшеоценового похолодания, основанные главным образом на палеоботанических данных, уже давно приводятся многими исследователями (Körpen, Wegener, 1924).

Местное похолодание — следствие охлаждающего эффекта самих покровов, вызванное изменением радиационного баланса, трансформацией переносимых над ледником относительно теплых воздушных масс в холодные, возникновением стоковых ветров и другими причинами. Как показал В.Г. Ходаков (1973), между расстоянием от края покрова до ледораздела и охлаждением воздуха в летний период существует определенная зависимость. Согласно этой зависимости, охлаждающий эффект относительно небольших покровов типа Ирландского или Путоранского был на $2-3^{\circ}$ меньше, чем Скандинавского. Охлаждающий эффект зимой — учесть сложнее. Если обратиться к данным об отклонениях наблюдавшихся средних зимних температур от среднеширотных над Гренландией, то можно заметить, что в центре ледникового щита они достигают $-10-12^{\circ}$ (Физико-географический атлас Мира, 1964). В то же время над его южной узкой частью наблюдаются положительные (до 4°) аномалии, что связано с отепляющим влиянием океанических водных масс. Видимо, в зимнее время охлаждающий эффект древних покровов в полной мере проявлялся в континентальных условиях, а соседство с крупными водными бассейнами смягчало этот эффект или вообще сводило его на нет (во всяком случае, он не мог быть больше, чем летом). Поэтому суммарный результат похолодания в центральных частях Скандинавского и других приатлантических покровов (приведенный к уровню моря) нами оценивается в -10° , тогда как понижение на -20° средней температуры самого холодного месяца для Таймыро-Карского, Путоранского и других "континентальных" покровов представляется только минимально возможным. (По данным Е.С. Рубинштейн (1953), различия средних январских температур на 66° с.ш. между Атлантикой и Якутией составляют 52°). Промежуточная величина общего похолодания — 15° нами принята для покровов Новой Земли, Печорского моря и Земли Франца-Иосифа, занимающих среднее положение в системе ледниковых образований.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что в эпоху оледенений должны были резко усиливаться контрасты между приатлантической и континентальной частями северо-западной части Евразии, поскольку из-за регрессии океана увеличивалась площадь суши, а ледниковые покровы, подобно горным хребтам, препятствовали проникновению теплых океанических воздушных масс. Если при реконструкции палеотемператур в приатлантическом секторе за исходные нами приняты современные средние температуры районов, отвечающих былому положению центров древних покровов, то для районов, удаленных от Атлантики (примерно восточнее 40° в.д.), правильнее оперировать среднеширотными температурами, частично устранив тем самым смягчающее влияние

морей. Поэтому, как это видно из проведенной реконструкции, зимы в "континентальной" части были гораздо более суровыми, чем в "океанической", а летние температуры, если принять во внимание разницу в широтном положении покровов, были довольно высокими, т.е. значительно усиливалась континентальность климата (см. рис. 1 и 2).

Средние температуры приземного слоя воздуха самого теплого и самого холодного месяцев реконструировались в три этапа.

1. Бралась современная средняя июльская (январская) температура в районе бывшего положения центра покрова для покровов, близких к Атлантике, а для более восточных — современная среднеширотная.

2. Вводилась поправка на общее (-10°) похолодание и охлаждающий эффект самих ледников (зависящий от их размеров). Суммарный эффект похолодания климата в области Балтийского щита оценивается летом в 16° , а зимой в 10° (Асеев, 1969). Для Путоранского ледникового покрова летнее похолодание составляло $13-14^{\circ}$, а зимнее — не менее 20° и т.д.

3. Используя приведенные выше градиенты температур, вычислялись палеотемпературы на поверхности ледниковых покровов.

Несмотря на неизбежные допущения при проведении расчетов и построении карт палеоизотерм, полученная картина, очевидно, отражает принципиальные особенности распределения палеотемператур. Во-первых, она не противоречит оценкам температур для перигляциальной зоны. Во-вторых, распределение палеотемператур в пространстве и характер их изменения по сезонам напоминает современные температурные поля Гренландии и Антарктиды. В-третьих, при "сбивке" палеотемпературных полей в ложбинах между отдельными покровами наблюдается скорее плавный переход одного поля в другое, чем резкий скачок температур, что свидетельствует об отсутствии внутренних противоречий в системе в целом, следовательно, о примерной правильности выбора исходных данных. Кроме того, и это самое главное, восстановленные температуры позволяют дать верное, по нашему мнению, объяснение некоторых особенностей поведения древних покровов.

Прежде всего обращает на себя внимание, что вся южная часть Скандинавского покрова шириной до 300 км, а также южные и юго-западные районы более мелких покровов Британских островов должны были находиться в условиях летнего таяния. Эти же районы должны были характеризоваться повышенными скоростями движения льда и для поддержания баланса вещества — усиленным питанием твердыми осадками.

По мере движения в глубь материка краевые части покровов становятся все более холодными и, начиная с 40° в.д., нулевая изотерма почти приближается к краю. В то же время над прилегающими, свободными ото льда поверхностями температуры были положительными, хотя вряд ли превышали $2-5^{\circ}$. Это явление "температурного скачка" хорошо известно для современных ледников. Величины температурного скачка, получившиеся при реконструкции, примерно соответствуют отмеченным близ современных ледников. Понятно, что при подобных условиях рост "восточных" покровов сдерживался главным образом недостаточным питанием ледников, находившихся в резко континентальных условиях.

Более холодные покровы востока могли отставать и в темпах деградации, особенно на ее начальных этапах. Подобное предположение о более позднем начале дегляциации в этих районах может объяснить данные А.С. Лаврова (1974) об относительно молодом возрасте морены континентального оледенения в некоторых разрезах Печорской низменности. Кроме того, по мере разрушения Скандинавского покрова и улучшения условий питания восточные покровы могли получить дополнительный импульс к наступанию, однако очень кратковременный из-за общего потепления климата и повышения уровня моря. Поэтому не исключено, что краевые образования, маркирующие пределы максимальной экспансии поздневалдайских льдов на востоке, моложе максимальных образований Скандинавского и других "западных" покровов, тем более что для последнего максимум площади в действительности совпадает уже с началом позднеледникового потепления, а не с максимумом холода.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А.А.* Опыт реконструкции древних европейских ледниковых щитов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 6.
- Асеев А.А.* Основные особенности климата валдайского ледникового покрова в период его максимального распространения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
- Асеев А.А.* Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Дзердзевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М.* Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1946.
- Лауров А.С.* Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41.
- Маккавеев А.Н., Асеев А.А., Астахов В.И.* и др. Геоморфологические критерии реконструкции позднеплейстоценовых ледниковых покровов Северной Евразии. — Геоморфология, 1980, № 4.
- Рубинштейн Е.С.* О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха. — Изв. ВГО, 1953, т. 85, № 4.
- Физико-географический атлас Мира. М.: ГУГК, 1964.
- Ходаков В.Г.* Построение модели Европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Опытный макет атласа-монографии. М., 1973.
- Köppen W., Wegener A.* Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.

УДК 537.583.7 : 551.321

В.Г. Ходаков

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Реконструкции элементов палеоклимата в настоящее время приобретают практическую направленность. Они являются основой проверки степени адекватности прогностических моделей климата, а также еще более сложной системы "океан—суша—атмосфера". В такой задаче оценки типа "тепло—холодно" уже недостаточны, необходимы данные основных климатических характеристик и оценка их точности. В статье А.А. Величко в настоящем сборнике отмечено, что для эпохи сильных похолоданий климата информативность многих методов реконструкции, особенно базирующихся на анализе биоты, существенно уменьшается. Одновременно возрастают роль и информативность криогенных объектов — мерзлоты и ледников. Ледники имеют два важных преимущества: их поверхность не отделена от атмосферы почвенно-растительным покровом, весьма изменчивым теплоизолятором, и они получают от атмосферы и индицируют не только потоки тепла, но и воды в твердой фазе (Ходаков, 1978).

Пока еще отсутствует надежный прогноз климатических изменений в ближайшие десятилетия. Большинство предложенных климатических сценариев предполагает повышение глобальной температуры воздуха, подразумеваемая в основном увеличение содержания CO₂ в атмосфере. Существуют и противоположные мнения (Climate change. . . , 1978). В любом случае адекватная прогностическая модель должна одинаково хорошо описывать как положительные, так и отрицательные аномалии основных элементов климата. Именно в реконструкции и анализе холодных эпох прошлого помогают нам методы палеогляциологии. Их применение предполагает ясное понимание физической сущности ледника как природного явления.

По определению П.А. Шумского (1969), ледники являются потоками атмосферного происхождения, принявшими обусловленную движением форму и строение и обменивающимися массой и энергией с окружающей средой. Благодаря движению и взаимодействию с ложем и окружающими склонами ледники прошлого оставили четкие, иногда практически однозначные следы в рельефе и (или) в стратиграфии и характере отложений. В то же время движение и само существование ледников обусловлено потоками тепла и воды через их поверхность. На ледниках суши 90—99,5% этих потоков относится к верхней, субэвальной части их общей поверхности и, следовательно, оно почти полностью обусловлено климатом. Поэтому реконструкция формы древнего ледника и почти строго соответствующего ей тепло-массообмена непосредственно помогает восстанавливать палеоклимат.

На верхней поверхности ледника существует область аккумуляции, в которой приход снега больше стока талой воды и испарения (следовательно, линии тока здесь

входят в ледник), и область абляции с соответственно обратными процессами. В пределе область абляции может вырождаться в линию, как на современном Антарктическом леднике. Может исчезать и область аккумуляции, однако в этом случае деградация ледника стремительна и необратима. Две эти области разделяет граница питания ледника. Она в общем случае не совпадает с климатической снеговой линией, хотя обычно близка к ней. В стационарном случае климатическая снеговая линия может существовать только на ледниках, о чем писал и автор представления о "втором уровне хионосферы" (или границы снег—грунт) М.В. Тронов (1954).

Для использования палеогляциологической информации в палеоклиматологии принципиально важным является понятие о стационарном леднике. Ледник суши становится стационарным, если в течение некоторого отрезка времени стационарен климат, а период реакции ледника на климатические изменения меньше этого времени. Поскольку характеристики климата изменяются и всегда изменялись во времени, следует, очевидно, говорить о стационарности климата и ледников лишь в некоторых наперед заданных пределах, определенных постановкой задачи. При этом важно учитывать, что высокочастотные климатические колебания даже очень большой амплитуды автоматически отфильтровываются ледниками. Горные ледники в течение непродолжительного отрезка времени реагируют на изменения климата. Поэтому вековые отрезки времени с относительно стационарным климатом фиксируются положением края горного ледника, маркированного отложениями морены и следами экзарации.

Вторым необходимым условием стационарирования ледника является устойчивость его внешнего и внутреннего массообмена на данном участке. К настоящему времени выявлено довольно много ледников, не отвечающих этому условию и названных "пульсирующими" (Долгушин, Осипова, 1971). Установлено, что, кроме механической неустойчивости, например, на крутом участке долины, возможна также существенная нестационарность внешнего массо-энергообмена даже при стационарном климате. За счет этих причин отдельные ледники могут наступать даже в эпоху всеобщей деградации оледенения при потеплении климата. Так, длина ледника Колка на Кавказе за несколько месяцев 1969 г. изменилась с 3 км до 7 км. Нижний край ледника опустился при этом с 3000 до 2000 м абсолютной высоты. Ледник был нестационарен как до, так и после быстрой подвижки, хотя и с разным знаком. Важно отметить, что отложения, остающиеся после быстрых подвижек ледников, не создают резко выраженных в рельефе конечно-моренных холмов. Эти образования наблюдаются лишь у края относительно стабильного ледникового языка, при этом они тем больше по массе, чем длительнее время стационарирования ледника (Ходаков, 1974).

Учитывая сказанное и основываясь на принципе актуализма, в ряде случаев можно вполне уверенно оконтурить нижний край древнего ледника и одновременно постулировать его стационарность. Это относится к случаям, когда конечно-моренный вал перегораживает, замыкает горную долину или выдвигается из нее на равнину, имея при этом столь большую высоту и крутизну склонов, что исключается любой другой геоморфологический агент, кроме ледника. В менее ясных случаях (которых обычно большинство) необходимо анализировать комплекс характеристик морены — морфометрических, петрографических, литологических и других.

Реконструкция более высоких участков контура древнего горного ледника обычно сложнее. В пределах средней части долины используются фрагменты боковых морен на наиболее устойчивых участках склонов. В более высоких частях бассейна индикаторами воздействия ледника служат сглаженные скалы. Отмечено, что эрозивное расчленение в прошлом не занятых ледником склонов гораздо резче и глубже, чем бывшего ложа ледника (см. статью И.М. Лебедевой и В.Г. Ходакова в настоящем сборнике). На крупномасштабных топографических картах и аэрокосмических снимках высокого разрешения этот эффект хорошо виден.

Таким образом, на основе принципа актуализма можно реконструировать древний горный ледник в трехмерном пространстве, определив его длительное стационарное (точнее, квазистационарное) положение. Если к тому же получить датировки, например, по радиоуглероду, для отложений под мореной, внутри или на морене, то это положение древнего ледника следует отнести к определенной эпохе палеоклимата, наиболее благоприятной для оледенения.

Иное положение с крупными древними покровными ледниками, такими, как Североевропейский и Североамериканский. Время их реакции на изменения климата

столь велико, что, даже зная динамику этих ледников во времени, очень трудно отфильтровать собственно эффект изменения климата. Максимальное распространение таких ледников, местами хорошо маркированное моренами, вряд ли вообще соответствует условиям стационарного ледника и, во всяком случае, не соответствует климатическим условиям такого стационарирования.

В то же время несомненно доказана большая климатообразующая роль крупных ледниковых покровов и, следовательно, необходимость их включения в климатологические модели. Следы покровных ледников на местности рисуют только их плановое положение. Реконструкция трехмерной формы так или иначе исходит из принципа актуализма. Исследование геометрических параметров всех современных покровных ледников показало их в целом правильную эллипсоидальную форму, однако при значительном разбросе параметров.

Для большей объективности реконструкции как формы, так и массообмена древних ледников мы предложили и в ряде случаев непосредственно использовали принцип вероятностного актуализма. Он заключается в придании современным зависимостям между различными параметрами оледенения и климата вероятностного смысла. При этом вероятность отклонения от средней зависимости оценивается с учетом дисперсии современных данных (Ходаков, 1978).

Обратимся опять к древним горным квазистационарным ледникам, хорошо фиксированным в трехмерном пространстве. Они еще в прошлом веке использовались в качестве климатологических приборов. Наибольшее применение до сих пор имеет метод оценки палеоклимата, основанный на величине депрессии снеговой линии. Абсолютные высоты современной и древней снеговых линий вычисляются разными эмпирическими методами. Так, в широко применяемом методе Гефера депрессия снеговой линии составляет половину депрессии языка ледника. Различными способами производится и климатологическая калибровка величин депрессии. Чаще всего шкала абсолютных высот рассматривается как шкала среднегодовой, реже — летней температуры воздуха. При этом по понижению снеговой линии отсчитывается похолодание климата.

Однако ледник, исходя из определения, надо рассматривать как тепло-осадкомер с неразделяющимися переменными. Кроме того, каждый конкретный ледник имеет свою индивидуальную шкалу тепломассообмена с атмосферой, а значит, и индивидуальную реакцию на изменения климата. Во многих горных странах можно наблюдать современные или недавней эпохи "малого ледникового периода" квазистационарные ледники, высоты концов которых отличаются более чем на 1000 м, а высоты границ питания более чем на 500 м. Явление это вполне объясняется разнообразием "орографической базы оледенения" при единой общеклиматической базе (Тронов, 1954). Крупные похолодания и (или) увлажнения климата могут еще увеличить такой эффект. При этом ледники высоко расположенных долин с быстро нарастающей вниз по течению площадью и многими притоками оказываются в гораздо более выгодном положении, чем ледники невысоких, узких, бесприточных долин.

В описанной ситуации прямое актуалистическое сопоставление высот концов ледников или снеговых линий с параметрами климата дает лишь первое, достаточно грубое приближение к действительности. Представляется правильной применять комбинацию принципа актуализма с фундаментальными физическими законами, прежде всего законами сохранения массы и энергии в форме соответствующих балансовых уравнений. При этом используются лишь немногие физически обоснованные и наиболее детально освещенные прямыми измерениями зависимости между аккумуляцией снега на леднике и атмосферными осадками, с одной стороны, и между абляцией снега и льда и летней температурой воздуха (иногда также солнечной радиацией) — с другой. Такие зависимости апробированы во всем современном весьма широком диапазоне климатических условий существования оледенения. Так, ледник Франца-Иосифа в Новой Зеландии спускается в зону субтропического леса, где стает более 20 м льда в год. В то же время некоторые ледники гор Антарктики целиком лежат в зоне вечного мороза, и абляция осуществляется только испарением 10—15 см льда в год. Поэтому нет оснований предполагать, что расчет по этим зависимостям даже в области их экстраполяции для экстремальных условий прошлого может привести к существенным ошибкам.

Поскольку указанный расчет выполняется для квазистационарных древних лед-

ников, величина абляции должна быть равна величине аккумуляции. В общем случае это равенство всегда может быть достигнуто с заранее заданной точностью методом последовательных приближений. При этом высота границы питания ледника (иногда называемая снеговой линией) получается непосредственно из балансового расчета. Кроме того, его результатом оказывается также некоторая гамма сочетаний летней температуры воздуха и годового количества атмосферных осадков в эпоху стационарирования ледника. Если один из двух этих основных параметров палеоклимата может быть определен независимым методом, то второй однозначно находится из указанного расчета, формализованная схема которого приведена в нашей более ранней работе (Ходаков, 1978), а новые возможности применения — в работе И.М. Лебедевой и В.Г. Ходакова в настоящем сборнике.

Эффективное применение физико-актуалистического принципа и основанного на нем метода реконструкции палеоклимата требует значительного объема исходной информации. Необходимо знать современные гляциоклиматические характеристики по высотным зонам бассейна, следы древнего ледника и датировки его квазистационарных положений. Получение таких данных возможно только в случае проведения комплексных полевых исследований в заранее избранных репрезентативных по основным параметрам горных бассейнах. К сожалению, пока таких возможностей мало. Хорошо изученные в гляциологическом и гидрометеорологическом отношении долины оказываются не освещенными палеогеографическими и геохронологическими данными, и наоборот. Преодоление такого положения хотя и потребует значительных затрат, но несомненно повысит надежность палеоклиматических реконструкций. При этом практически невозможно, а теоретически и не нужно проводить такие исследования в большом числе горных долин. Крупные климатические аномалии всегда охватывают обширные территории, поэтому полученные их расчетные величины, основанные на исследованиях в немногих долинах горной страны, будут иметь достаточную представительность. Указанные исследования и расчеты, выполненные для разнообразных горных стран, позволяют получить представление о крупномасштабных географических закономерностях аномалий палеоклимата (Ходаков, 1978).

ЛИТЕРАТУРА

- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Новые данные о пульсациях современных ледников. Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1971, вып. 18.
- Тронов М.В. Вопросы горной гляциологии. М.: Географгиз, 1954.
- Ходаков В.Г. Особенности формирования баланса льда пульсирующего ледника Колка. — Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. 1974, вып. 24.
- Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978.
- Шумский П.А. Динамическая гляциология. — В кн.: Итоги науки. Сер. геогр. М., 1969.
- Climate change to the year 2000. Washington, Nat. Defence University. 1978.

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ МАКСИМУМА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (район оз. Бонневиль)

Проблема значительных климатических изменений в прошлом в последнее время вызывает большой интерес у специалистов разных профилей. Существенный вклад в палеоклиматологию с давних пор вносила реконструкция древних горных ледников. Чаще всего производилось определение депрессии снеговой линии (точнее границы питания ледников). Однако это применимо только к районам современного оледенения и, кроме того, недостаточно характеризует аномалии палеоклимата.

Предложенная нами методика палеогляциологического анализа обеспечивает прямое вычисление аномалии температуры лета и (или) годовых осадков эпохи, к которой отнесен реконструированный в пространстве горный ледник. До сих пор эта методика применялась только для районов современного оледенения, в том числе Камчатки (Виноградов, Ходаков, 1973), Памира (Величко, Лебедева, 1974), Кавказа (Ходаков, 1978). Но она может быть распространена и на районы, не имеющие современного оледенения, а только несущие отчетливые следы древнего. При этом для реконструкции палеоклимата становятся пригодными обширные средне- и низкогорные районы.

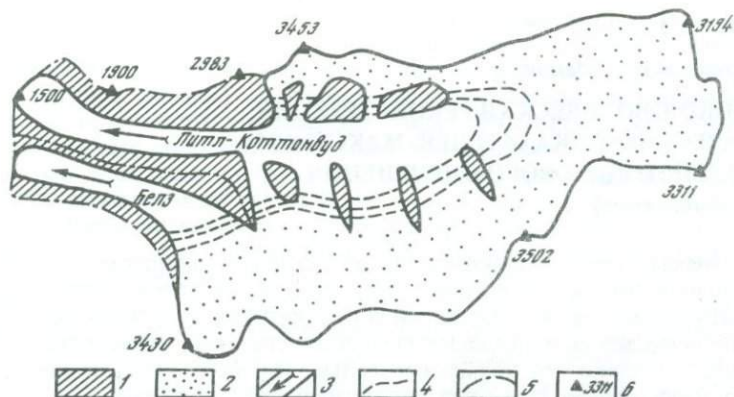
Таким районом является штат Юта (США), знаменитый крупнейшим в Северной Америке плейстоценовым оз. Бонневиль. Озеро имело сложную историю и оставило морфологические следы и отложения, датированные по ^{14}C в 80 пунктах. С отложениями озера сопряжены морены ледников, спускавшихся с хребта Уосач, поэтому можно установить их позднеплейстоценовый (19 тыс. — 20 тыс. лет назад) возраст.

По нашей методике сначала проводится реконструкция геометрии древних ледников в трехмерном пространстве. Решение этой задачи облегчил личный осмотр долин Литл-Коттонвуд и Белз и материал, предоставленный нам американскими коллегами из университета штата Юта. По этим данным, языковая часть ледников реконструируется с точностью не меньше $\pm 0,1$ км в плане. Отметим, что на склонах трога положение края ледника фиксируется не только фрагментами морены, но и резким увеличением расчлененности, отраженным в рисунке горизонталей на карте. Геометрическая реконструкция древних ледников Литл-Коттонвуд и Белз показана на рис. 1.

На втором этапе расчета проводится реконструкция аккумуляции и абляции на поверхности ледников и определяющих их параметров палеоклимата. Фундаментальное значение при этом имеет гипотеза о стационарности ледников. Правильность этой гипотезы доказывается наличием большого объема позднеплейстоценовых морен, в сотни раз превосходящего объем голоценовых морен различных стадий кратковременного наступания и стационарирования ледников. Из доказательства стационарности ледников в период позднеплейстоценового максимума прямо следует равенство масс аккумуляции и абляции, обусловленных соответственно количеством твердых атмосферных осадков и летнего тепла.

В настоящее время климат на предгорной равнине сухой и жаркий, ему соответствует и режим бессточного Большого Соленого озера, в которое превратилось прежде огромное пресноводное оз. Бонневиль. В долинах Литл-Коттонвуд и Белз, обращенных на запад к озерной котловине, лесной пояс северной экспозиции начинается с 2000 м и достигает вершин хребта Уосач на высоте 3500 м. В середине июня 1978 г. с высоты 2500 м начинались снежники, а на привершинных склонах мы наблюдали обширные снежные поля. К концу лета сохраняются лишь небольшие привершинные снежники — перелетки. Зелесенность южного склона незначительная, а снежники отсутствуют. Из данных обсерватории Солт Лейк Сити следует, что наиболее облачными являются ноябрь, декабрь и январь. Начиная с февраля погода становится более ясной и в летние месяцы (июнь—август) продолжительность солнечного сияния составляет 80—85% возможной, а суммарная радиация 550—670 кал/см²·сут.

Можно предположить, что во время позднеплейстоценового максимума оледенения влагосодержание воздуха уменьшилось соответственно с понижением температуры,



Р и с. 1. Реконструкция формы ледников Литл-Коттонвуд и Белз времени максимума позднеледниковой оледенения

1 — безледные склоны; 2 — область аккумуляции (фирновая зона); 3 — область абляции (язык ледника); 4 — расчетная граница питания ледников (наинизшая, средняя, наивысшая); 5 — водораздел; 6 — абсолютные отметки, м

но в то же время в связи с ростом меридиональных термических градиентов усилилась общая циркуляция атмосферы. В отношении количества атмосферных осадков эти два эффекта действуют в противоположных направлениях. Поэтому в качестве первого приближения мы приняли, что в то время количество осадков и характер их распределения по высоте были аналогичны современным. Это предположение косвенно подтверждается палинологическими данными. Они свидетельствуют, что 20 тыс. лет назад в предгорьях хребта Уосач, ныне пустынных, произрастали леса умеренного пояса и, следовательно, осадков было не меньше, чем сейчас (Величко, 1973). Но в этом случае значительное горно-долинное оледенение того времени было обусловлено летним похолоданием и соответственно одновременным уменьшением абляции ледников и опусканием нижней границы леса в предгорья.

С учетом выше сказанного оценим аномалию летней температуры времени позднеледниковой максимума оледенения района оз. Бонневиль. С этой целью количественно реконструируем внешний массообмен двух горно-долинных ледников того времени. В табл. 1 представлены данные о современных средних многолетних температурах воздуха и атмосферных осадках на метеостанциях Плотина Коттонвуд на абсолютной высоте 1509 м и Сильвер-Лейк на высоте 2664 м. Как видно из табл. 1, среднелетняя температура воздуха на нижней станции равна 24°C , на верхней $12,8^{\circ}\text{C}$ при вертикальном температурном градиенте $0,97^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, близком к сухадиабатическому благодаря засушливости климата. Пользуясь этим градиентом, найдем среднелетнюю температуру на высоте снежников-перелетков 3300 м, равную $6,6^{\circ}\text{C}$.

Абляция снежников-перелетков в многолетнем выводе равна аккумуляции снега на них, поэтому эта величина позволяет подсчитать количество твердых атмосферных осадков там, где нет метеостанции. Расчет проводится по формуле, полученной в результате измерений на снежниках (Ходаков, 1978):

$$A = 0,1 \cdot (t_{\text{л}} + 8)^3, \quad (1)$$

где A — суммарная абляция, $\text{г}/\text{см}^2$ год; $t_{\text{л}}$ — средняя за три летних месяца температура воздуха, равная здесь $6,6^{\circ}\text{C}$. Расчет дал величину аккумуляции-абляции $311 \text{ г}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$. Однако необходимо хотя бы в первом приближении учесть то обстоятельство, что в пригребневых снежниках за счет метелей концентрируется больше снега, чем его выпадает в виде осадков. Принимая коэффициент концентрации равным 2, находим годовое количество твердых осадков в привершинной зоне хребта, равное примерно $160 \text{ г}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$.

Формула Лаушера (Котляков, 1968) позволяет по среднемесячной температуре воздуха $t_{\text{см}}$ найти долю твердых осадков X_s в общем количестве осадков X за каждый месяц:

$$X_s/X = 50 - 5t_{\text{см}}, \% \quad (2)$$

Таблица 1

Современные средние многолетние температуры воздуха и атмосферные осадки в бассейне р. Литл-Коттонвуд*

Месяц	t, °C		$\Delta t/100$ м	t, °C снежки, 3300 м	X, X _г , г/см ²					
	Плотина Коттонвуд, 1509 м	Сильвер-Лейк, 2664 м			Плотина Коттонвуд, 1509 м		Сильвер-Лейк, 2664 м		Снежки, 3300 м	
					X	X _г	X	X _г	X	X _г
I	-0,9	-7,1	0,54	-10,1	4,8	2,6	13,9	11,4	25,4	25,4
II	2,1	-6,3	0,73	-11,0	5,1	2,0	11,9	9,8	23,4	23,4
III	5,4	-4,5	0,86	-10,0	6,4	1,5	13,3	9,4	24,2	24,2
IV	11,0	-0,2	0,96	-6,4	6,8	0	12,1	5,9	22,0	18,0
V	15,6	5,2	0,90	-0,6	5,4	0	6,9	1,6	12,0	6,4
VI	20,4	10,1	0,89	4,4	3,0	0	5,3	0	9,6	2,6
VII	26,4	14,6	1,02	8,1	2,0	0	3,6	0	6,6	0,5
VIII	25,3	13,6	1,01	7,4	3,1	0	5,0	0	9,2	1,0
IX	20,5	9,2	0,98	3,3	2,9	0	5,0	0,2	9,2	3,0
X	13,7	3,9	0,85	-1,5	4,6	0	7,7	2,3	14,0	8,0
XI	5,2	-2,7	0,68	-7,0	4,8	1,2	11,3	7,2	20,6	17,4
XII	0,7	-6,5	0,62	-10,5	4,8	2,2	13,9	11,4	25,4	25,4
В среднем за VI-VII	24,0	12,8	0,97	6,6	-	-	-	-	-	-
В среднем за год	12,1	2,4	0,84	-2,8	-	-	-	-	-	-
Годовое количество осадков	-	-	-	-	53,7	9,5	109,5	59,2	201,6	155

* $\Delta t/100$ — градиент температуры воздуха на 100 м изменения высоты; X — осадки; X_г — твердые осадки.

Можно допустить, что внутригодовое распределение общего количества осадков едино для всего хребта Уосач и вполне характеризуется данными метеостанции Сильвер-Лейк. Тогда месячные и годовое количества осадков в верхней зоне гор будут такими, как показано в табл. 1. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что количество жидких осадков в предгорьях такое же, как и в высокогорье. Однако здесь намного ниже температуры воздуха и испаряемость. Это и объясняет залесенность гор и полупустыню в предгорьях.

Закономерные климатические изменения с увеличением высоты местности состоят не только в увеличении осадков и понижении температуры воздуха. Одновременно уменьшается и ее годовая амплитуда, равная на трех опорных уровнях соответственно 27,3, 21,7 и 19,1°С. Это приводит к тому, что континентальность климата с высотой уменьшается.

Перейдем к реконструкции палеоклимата позднего плейстоцена, когда ледники занимали долины Литл-Коттонвуд и Белз (см. рис. 1). Были построены гистограммы распределения площадей ледниковой поверхности по высотным зонам. Аккумуляция в каждой зоне рассчитывалась по аналогии с современным характером распределения осадков по высоте. Для вычисления доли твердых осадков вводилась предполагаемая величина общеклиматического похолодания Δt_k в качестве первого приближения. Полученное годовое количество твердых осадков умножалось на коэффициент концентрации снега в соответствии с размером ледника и характером горного обрамления (1,0 для Литл-Коттонвуд и 1,5 для Белз). Абляция в каждой высотной зоне вычислялась по формуле (Жодаков, 1978):

$$A = (t_{л} + a + \Delta t_k + \Delta t_{л})^3, \quad (3)$$

где $t_{л}$ — современная температура в среднем за три летних месяца; a — параметр, приня-

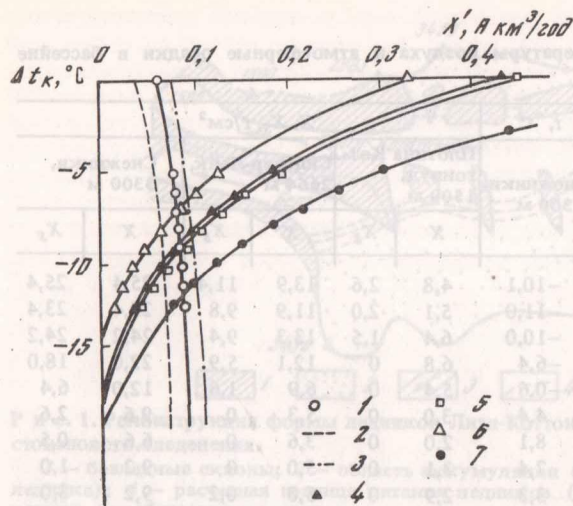


Рис. 2. Варианты расчета объемов аккумуляции (X' , км³/год воды), абляции (A' , км³/год воды) на леднике Литл-Коттонвуд времени максимума позднелайстоценового оледенения по обще-климатическому похолоданию (Δt_k), температурному градиенту (g) и охлаждающему влиянию ледника ($\Delta t_{\text{л}}$)

1 - X' при общих осадках, равных современным; 2 - X' при общих осадках, на 1/3 меньше, чем современные; 3 - X' при общих осадках на 1/3 больше, чем современные; 4 - A' при $g = 10^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\Delta t_{\text{л}} = 2^\circ\text{C}$; 5 - A' при $g = 7^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\Delta t_{\text{л}} = 4^\circ\text{C}$; 6 - A' при $g = 10^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\Delta t_{\text{л}} = 4^\circ\text{C}$; 7 - A' при $g = 7^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\Delta t_{\text{л}} = 2^\circ\text{C}/\text{км}$

тый по осредненным данным, равным 9,5; Δt_k - обще-климатическая аномалия температуры, вводимая, как и в расчете аккумуляции, в качестве первого приближения; $\Delta t_{\text{л}}$ - охлаждающее влияние ледника, вводимое по формуле (Ходаков, 1978):

$$\Delta t_{\text{л}} = 0,28 \lg L - 0,07, \quad (4)$$

где L - характерный размер ледника, км. В частности, для ледника Литл-Коттонвуд $\Delta t_{\text{л}} = 2,0^\circ\text{C}$, ледника Белз $\Delta t_{\text{л}} = 1,5^\circ\text{C}$.

В процессе описанного расчета величина обще-климатической аномалии температуры Δt_k изменялась до тех пор, пока суммарная по все зонам обоих ледников величина аккумуляции не становилась практически равной абляции. Как видно из табл. 2, для обоих ледников аккумуляция уравнивается абляцией при одной и той же аномалии $\Delta t_k = -9^\circ\text{C}$. Отметим, что этот факт является независимой проверкой правильности расчета, так как в пределах небольшой территории одинаковы не только крупные

Таблица 2

Расчеты баланса массы ледников Литол-Коттонвуд ($K=1$, $\Delta t_{\text{л}}=-2$) и Белз ($K=1,5$, $\Delta t_{\text{л}}=-1,5$) при обще-климатическом похолодании $\Delta t_k = -9^\circ\text{C}$

№ зоны	Средняя высота, км	Среднегодовая температура, °C	Годовые осадки, г/см ² ·год	Литл-Коттонвуд		
				Площадь, км	Объем аккумуляции, км ³ /год	Среднегодовая температура, °C
1	1,5	14,0	36	1,2	37	12
2	1,7	13,0	40	0,9	36	11,0
3	1,9	10,8	55	2,7	148	8,8
4	2,1	9,0	72	0,9	65	7,0
5	2,3	7,0	90	2,5	225	5,0
6	2,5	5,2	108	4,7	508	3,2
7	2,7	3,4	126	5,8	734	1,4
8	2,9	1,6	146	12,6	1840	-0,4
9	3,1	-0,6	168	22,2	3730	-2,6
10	3,3	-2,3	189	6,2	1172	-4,3
11	3,4	-3,6	200	0,2	40	-5,6
Сумма				59,9	8532	

климатические, но и синоптические аномалии температуры воздуха. В процессе расчета была получена также высота границы питания (снеговой линии), равная 2,6 км на леднике Литл-Коттонвуд и 2,7 км на леднике Белз. Близость этих величин не является контрольной. В данном случае она объясняется сходностью морфологии обоих ледников. Поскольку в наше время ледников в хребте Усач нет, нельзя вычислить депрессию снеговой линии. Можно лишь утверждать, что она превышала 700 м.

На рис. 2 показаны массы аккумуляции X' и абляции A' на леднике Литл-Коттонвуд в км³/год при разных величинах обще-климатического похолодания, вертикальных температурных градиентов, охлаждающего влияния ледника и общего количества атмосферных осадков. Из анализа приведенных графиков со всей очевидностью вытекает, что изменения горно-долинных ледников, подобных рассмотренным, в наибольшей степени определяются аномалиями летней температуры воздуха. Так, если бы действительные атмосферные осадки той эпохи были бы на треть меньше современных и принятых в расчете, то средняя летняя температура воздуха отличалась бы от рассчитанной лишь на 1°С (в сторону похолодания). В связи с большой ролью летней температуры в режиме ледников наиболее существенную ошибку в палеоклиматическую реконструкцию могла внести величина вертикального градиента среднегодовой температуры воздуха. В эпоху великого оледенения она могла приближаться к влажно-адиабатическому значению 7°С/км. В этом случае расчет дает общее похолодание на 11,5°С.

Другая возможная ошибка расчета связана с тем, что формула (4) для условий континентального климата с большим числом часов солнечного сияния дает заниженные результаты, особенно для языка ледника. Если принять для ледника Литл-Коттонвуд величину $\Delta t_{\text{л}} = 4^\circ\text{C}$ по аналогии с похожими среднеазиатскими ледниками, то при остальных неизменных предположениях найдем $\Delta t_k = -7^\circ\text{C}$, а при вертикальном температурном градиенте 7°С/км $\Delta t_k = -9^\circ\text{C}$. Как видно, отдельные источники ошибок расчета в какой-то мере взаимно компенсируются. Большинство возможных комбинаций ошибок укладывается в диапазоне $\pm 3^\circ\text{C}$, т.е. расчетная оценка обще-климатического похолодания климата позднего плейстоцена в районе оз. Бонневиль составляет $9^\circ \pm 3^\circ\text{C}$.

В дальнейшем представляет определенный интерес проведение сопряжения палео-климатической реконструкции с палео-гидрологической, основанной на реконструкции водного баланса оз. Бонневиль и его бассейна.

Литл-Коттонвуд		Белз				
Абляция, г/см ² ·год	Объем абляции, км ³ /год	Площадь, км	Объем аккумуляции, км ³ /год	Среднегодовая температура, °C	Абляция, г/см ² ·год	Объем абляции, км ³ /год
1065	1278	0,4	14	12,5	1108	443
861	775	0,7	42	11,5	926	648
613	1673	0,5	41	9,3	664	332
449	404	0,6	65	7,5	491	294
305	753	0,6	81	5,5	337	202
205	958	0,3	49	3,7	230	69
130	746	1,5	283	1,9	148	222
75	948	1,1	241	-0,1	83	91
33	729	1,8	454	-2,1	40	72
14	88	2,7	764	-3,8	18	48
6	1	0,2	60	-5,1	8	2
	8355	10,4	2101			2420

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Лебедева И.М. Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира. — Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1974, вып. 23.
- Виноградов В.Н., Ходаков В.Г. Снежный покров Кроноцкого массива и баланс льда ледника Корято. — Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1973, вып. 22.
- Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоздат, 1968.
- Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978.

УДК 551.583.7 : 550.84 : 551.32 (268)

Я.-М.К. Пуннинг, Р.А. Вайкмяэ

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ АРКТИКИ

Расширение представлений о механизме формирования изотопов кислорода при фазовых переходах воды в ее природном цикле и большое количество экспериментальных данных о вариациях $\delta^{18}\text{O}$ в осадках и в ледниковом льду стали основой изотопной гляциологии.

В первых работах в этой области основной причиной изменения изотопного состава кислорода в осадках был выдвинут температурный эффект, т.е. разница между температурами испарения ($T_{\text{и}}$) и конденсации ($T_{\text{к}}$). В первом приближении основную долю влагосодержания атмосферы дают тропические и субтропические широты океанов. Изменения среднегодовых температур на этих широтах небольшие и $T_{\text{и}}$ можно считать постоянной. Таким образом, изотопный состав осадков, а следовательно, и льда должен находиться в линейной зависимости от $T_{\text{к}}$, и поэтому изотопные профили ледников должны отражать изменения температур по всему временному интервалу, охваченному изучаемым вертикальным ледниковым профилем.

Наиболее известной и используемой является изотопно-кислородная кривая, полученная по керну на станции Кемп Сенчури в Гренландии (Dansgaard et al., 1971). Применение как этой, так и других изотопных кривых для изучения палеоклиматов требует привязки их к временной шкале, что до сих пор является сложной проблемой.

Разработан ряд методов датирования льда, которые, однако, обеспечивают достоверные датировки только для последних тысячелетий. Для стратификации нижних частей кернов, где представлен лед, образовавшийся более 10 000 лет назад, применялись разные математические модели. Так как вытекающие из динамических моделей растекания льда математические зависимости имеют логарифмический характер, возрастная шкала нижней части профиля сильно сжата. Так, например, в керне Кемп Сенчури, по интерпретации В. Дансгора с соавторами (Dansgaard et al., 1971), верхние 1280 м накопились за последние 20 000 лет, в то время как нижние 100 м охватывают временной интервал в 100 000 лет. Если больше сжата возрастная шкала в нижней части керна с о. Девон (Paterson et al., 1977), где при общей длине керна около 300 м вариации $\delta^{18}\text{O}$ в нижних 4,4 м отражают изменения палеоклиматических условий от 20 000 до 130 000 лет назад. Естественно, что стратификация этих слоев может иметь лишь приближенный характер и уже малейшие изменения параметров динамики ледника вызывают существенные изменения во временной шкале.

Учитывая гипотезу, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковых кернах отражают в основном изменения температур конденсации, изотопные вариации были сопоставлены с общепризнанными палеоклиматическими событиями позднечетвертичного времени. В качестве реперов были использованы нижняя граница голоцена, потепления плам-пойнт, сен-пьер, барбадос I—III. Верхняя часть изотопной кривой с о-ва Девон, охватывающая последние 5 000 лет, была привязана к хронологической шкале при помощи прямых методов определения возраста. Стратификация нижней части керна основывается полностью на морфологическом сходстве с изотопным профилем Кемп Сенчури. Такой же принцип служил основой при корреляции изотопных кривых антарктических кернов из глубоких скважин и керна из Кемп Сенчури.

К настоящему времени на основе обширного фактического материала установлено, что изотопные профили ледниковых покровов содержат информацию не только об изменениях температур конденсации осадков, но и об изменениях мощности и динамики льда, количества и временного распределения осадков, циркуляционного механизма атмосферы, т.е. об изменениях всего комплекса физико-географических условий (Dansgaard, 1961; Fischer, 1979).

Использование морфологии кривых как основы при сравнении изотопных профилей исходит из предпосылки, что изменения всего комплекса природных условий во всех ледниковых районах были синхронны во времени. Это, однако, противоречит многим данным о развитии природной среды. Так, например, временной интервал 30 тыс. — 20 тыс. лет назад на изотопной кривой из Кемп Сенчури характеризуется минимальными величинами $\delta^{18}\text{O}$, свидетельствующими об экстремально холодных климатических условиях. По данным А. Вейдика (Weidick, 1976), однако, в этом интервале времени в Олрик-фиорде (северо-восток Гренландии) обитала фауна, по видовому составу довольно сходная с современной.

Изменение $\delta^{18}\text{O}$ в керне из Кемп Сенчури на рубеже голоцена и плейстоцена большее, чем на других изотопных кривых. По мнению В. Дансгора и его соавторов (Dansgaard et al., 1973), это может служить доказательством превышения мощности ледникового покрова в позднем плейстоцене на северо-востоке Гренландии примерно на 1300 м над современным. Естественно, увеличение мощности должно было привести и к расширению площади шита, возможно, даже к его соединению с Иннуитским ледниковым щитом. Геоморфологические, палеоботанические и геохронологические исследования, однако, не говорят в пользу такого заключения (Funder, Hjort, 1973; Hjort, 1979). Это разногласие между вариациями $\delta^{18}\text{O}$ и геолого-географическим материалом указывает на необходимость осторожного подхода к интерпретации изотопных кривых.

Полученные нами изотопные профили по ледниковым кернам с архипелага Шпицберген (Гордиенко и др., 1980; Пуннинг и др., 1980) и их сопоставление с соответствующими профилями Гренландии и о-ва Девон показали, что наряду с синхронными изменениями наблюдаются и временные сдвиги отдельных характерных морфологических участков на изотопно-кислородных кривых.

Для получения сравнительного материала из восточного сектора Северного Ледовитого океана нами был проведен изотопно-геохимический анализ ледникового керна длиной 556 м с купола Вавилова (Северная Земля, $79^{\circ} 77'$ с.ш., $95^{\circ} 24'$ в.д., 666 м над ур. моря). Путем определения среднегодовой аккумуляции по реперным слоям и установления толщины годичных слоев на основе сезонных вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и Cl^- керн был стратифицирован до глубины 400 м, охватывающей интервал до 7000 лет назад. Для привязки к временной шкале последних 150 м применялась математическая модель Ная-Йонсена (Dansgaard, Johnsen, 1969).

Изучение морфологии кислородной и хлорной кривых по верхней части керна позволяет проследить развитие физико-географических условий в восточном секторе Северного Ледовитого океана за последнее тысячелетие. Сравнение полученной кривой с другими изотопными профилями северного полушария показывает, что четкая корреляция между сдвигами изотопных отношений в разных регионах отсутствует (рис. 1). Так, например, одно из самых характерных климатических событий за последнее тысячелетие — "малый ледниковый период" — по изотопным данным западных регионов кульминировало в XV—XIX вв. В то же время на изотопно-кислородном профиле североземельского керна в XVII в. выделяется значительное потепление. Своеобразная морфология изотопного профиля с купола Вавилова подтверждает сделанное нами ранее предположение о значительной роли локальных условий при формировании изотопного состава ледников Арктики (Пуннинг и др., 1980; Пуннинг, 1981). На это указывают и вариации содержания Cl^- в этом же керне (см. рис. 1). Так как Cl^- в осадках имеет в основном морское происхождение, его вариации отражают изменения в условиях ледовитости на окружающей акватории, являясь тем самым тоже индикатором климатических изменений.

Представляет интерес тот факт, что вариации Cl^- в керне с купола Вавилова отчасти хорошо коррелируются с вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в керне с ледораздела ледников Гренфиорд — Фригьф (о-в Западный Шпицберген), что может быть свидетельством временной изменчивости циркуляционного механизма.

На рис. 2 приведен изотопно-кислородный профиль всего керна с купола Вавилова,

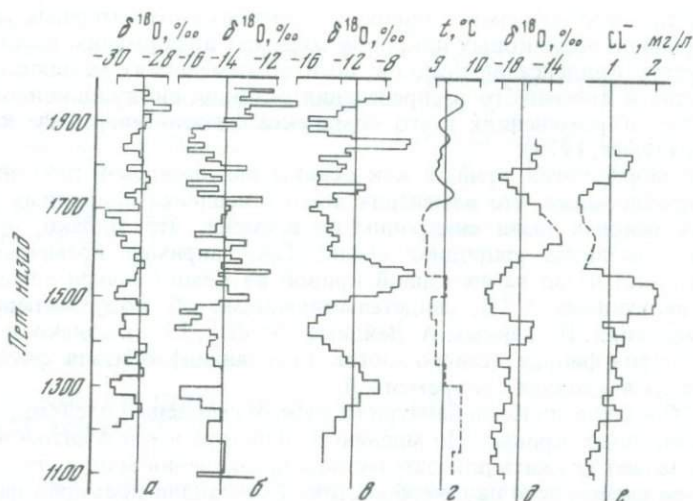


Рис. 1. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и концентрации Cl^- в ледниковых ядрах

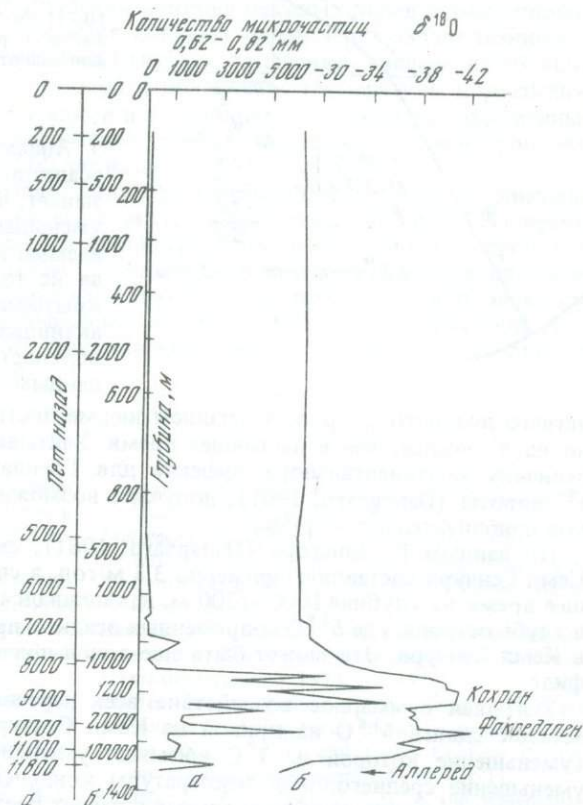
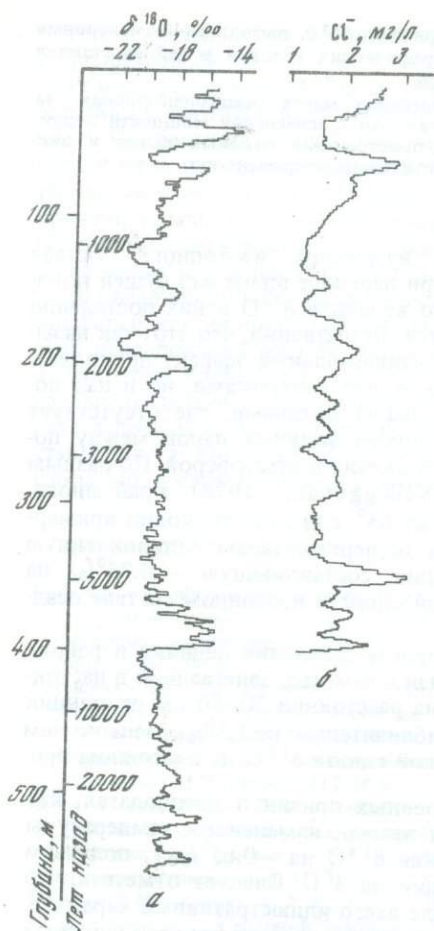
а — станция Кемп Сенчури (Гренландия); б — плато Ломоносова (Шпицберген); в — ледораздел ледников Гренфиорд — Фрильоф (Шпицберген); г — температурная кривая (Англия); д, е — купол Вавилова (Северная Земля)

основывающийся примерно на 800 анализах, а также вариации содержания Cl^- в верхних 400 м ядра. Морфология изотопной кривой ядра с Северной Землей заметно отличается от известной кривой ядра из Кемп Сенчури. Так, например, на кривой из Кемп Сенчури вариации $\delta^{18}\text{O}$ в голоцене были незначительными, в то время как на кривой с купола Вавилова в голоцене наблюдаются заметные изменения $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3). Особенно значительные колебания проявляются в интервале от 5000 до 7000 лет назад, которые мы связываем с климатическим оптимумом голоцена, а также в течение последних 2000 лет. Как видно на рис. 2, с этим хорошо согласуются и вариации Cl^- .

Самым значительным отличием изотопно-кислородного профиля на Северной Земле является отсутствие резкого сдвига $\delta^{18}\text{O}$ на рубеже плейстоцена и голоцена, наблюдаемого на изотопных профилях из Кемп Сенчури и с о-ва Девон и являющегося основой морфологического сопоставления этих кривых. Судя по изотопной кривой с купола Вавилова, начиная с 40 тыс. — 30 тыс. лет назад на Северной Земле климатические условия ухудшались вплоть до климатического оптимума голоцена (7000 лет назад). При этом до 20 000 лет назад это ухудшение сопровождалось заметными колебаниями природных условий, а в дальнейшем — до 7000 лет назад — колебания были незначительными. Интересно, что по изотопным данным некоторое ухудшение климатических условий в этом регионе в рассматриваемый промежуток времени происходило на фоне физико-географических условий, существенно не отличавшихся от современных. В то же время изотопные профили из Кемп Сенчури и с о-ва Девон свидетельствуют о существовании в западном секторе Арктики в позднем плейстоцене (до 10 000 лет назад) природных условий, существенно отличающихся от современных.

Выводы, сделанные на основании изотопно-кислородного профиля с купола Вавилова, подтверждаются результатами геологических и геохронологических исследований, проведенных в последние годы на архипелаге Северная Земля под руководством В.М. Макаева и свидетельствующих о довольно засушливом климате и широком развитии кустарниково-травянистой растительности в интервале 20 000—10 000 лет назад (Макаев и др., 1979).

На отсутствие резких изменений в климатических условиях этого региона за последние несколько десятков тысяч лет указывают также Я. Донк и Г. Мэтью (1974) на основании определения вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в фораминиферах *Globigerina pachiderma* в глубоководном ядре, пробуренном в пределах Чукотского поднятия. Эти исследования наглядно показывают, что в формировании изотопного состава осадков, а следовательно, и льда, первостепенное значение имеют локальные природные условия. Поэтому



Р и с. 2. Изотопно-кислородный (а) и хлорный (б) профили ледникового ядра купола Вавилова

Р и с. 3. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и концентрации микрочастиц по ледниковому ядру со станции Кемп Сенчури и временные шкалы

а — по Л. Томсону (Thomson, 1977); б — по В. Дансгору с соавторами (Dansgaard et al., 1971)

сопоставление отдельных изотопных профилей по морфологии кривых необходимо проводить весьма осторожно.

В связи с дискуссиями, продолжающимися до сих пор по поводу интерпретации опорной для северного полушария изотопно-кислородной кривой из Кемп Сенчури, определенный интерес представляет анализ природных условий, которые в принципе могли бы вызвать столь большие сдвиги в $\delta^{18}\text{O}$, как например, порядка 13‰ на нижней границе голоцена.

Если предположить, что этот сдвиг был обусловлен только изменением температуры, то оно должно было составить $\sim 22^\circ\text{C}$. В числе других причин, которые могли вызвать такие изменения $\delta^{18}\text{O}$, необходимо учитывать изотопный и континентальный эффекты, т.е. изменения высоты ледникового покрова и расстояния между районами испарения и конденсации.

По палеогляциологическим реконструкциям Гренландский ледниковый покров в позднем вюрме мог превышать современный на 300–400 м. Установлено, что изотопный состав осадков в Гренландии облегчается на 0,6%, с увеличением высоты на 100 м (Dansgaard et al., 1973). Следовательно, в результате увеличения мощности Гренландского ледникового щита во время его максимального развития изменение $\delta^{18}\text{O}$ могло составить около -2‰ (рис. 4).

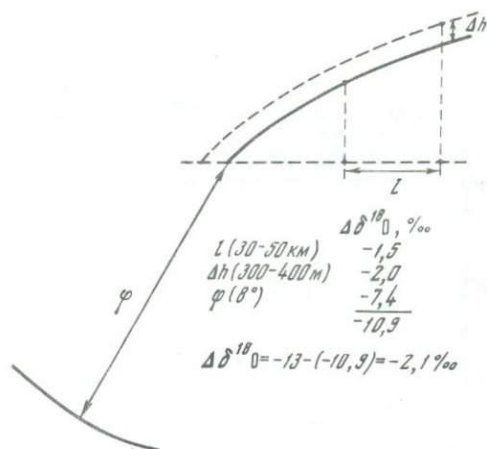


Рис. 4. Вариации $\delta^{18}O$, вызванные изменениями физико-географических условий в районе станции Кемп Сенчури

l — изменение места осадконакопления за 10–15 тыс. лет; Δh — изменение мощности ледника; φ — распространение паковых льдов в вискоксине относительно современного

Анализ изменения изотопного состава осадков при переносе влаги над сушей показывает, что величина $\delta^{18}O$ в них постепенно уменьшается. Естественно, что этот так называемый континентальный эффект проявляется не только над материками, но и над покрытыми льдом океанами, где отсутствует активный обмен водяных паров между поверхностью океана и атмосферой. По разным данным (Kellogget al., 1978), край много-

летнего ледяного покрова в позднем вюрме достигал 65° с.ш., т.е. проходил примерно на 8° южнее, чем в настоящее время. Учитывая экспериментально установленную величину континентального эффекта для Гренландии, составляющую $-0,93\text{‰}$ на 1° широты (Dansgaard, 1961), получаем возможный сдвиг в изотопном составе осадков приблизительно $-7,4\text{‰}$.

По данным В. Дансгора (Dansgaard, 1961), скорость движения ледника в районе Кемп Сенчури составляет примерно 3,3 м/год, в связи с чем лед, залегающий в настоящее время на глубине 1000–1200 м, накапливался на расстоянии 30–50 км от станции в глубь острова, где $\delta^{18}O$ современных осадков приблизительно на $1,5\text{‰}$ меньше, чем в Кемп Сенчури. Это может быть еще одной причиной сдвига $\delta^{18}O$ на изотопном профиле.

Учитывая суммарное воздействие всех перечисленных причин и предполагая, что остаток сдвига $\delta^{18}O$ на кривой из Кемп Сенчури вызван изменением температуры (уменьшение которой на 1°C вызывает уменьшение $\delta^{18}O$ на $-0,65\text{‰}$), получаем уменьшение среднегодовой температуры конденсации на 3°C . Следует отметить, что эти расчеты весьма приблизительные и имеют прежде всего иллюстративный характер, так как действительный процесс формирования изотопного состава осадков сложный и до сих пор описан только на качественном уровне. Несмотря на это, приведенные рассуждения наглядно показывают, что при интерпретации изотопно-кислородных профилей надо учитывать возможные изменения всего комплекса природных факторов и в первую очередь, эволюции циркуляционного механизма.

Тот факт, что сдвиг $\delta^{18}O$ на кривой из Кемп Сенчури лишь отчасти обусловлен изменениями температуры, отражает улучшение климатических условий в позднеледниковое время и тем самым подтверждает "короткую временную шкалу" изотопного профиля из Кемп Сенчури, предложенную Л. Томсоном (Thomson, 1977). Согласно такой интерпретации, резкие колебания $\delta^{18}O$ во временном интервале от 12 000 до 9 000 лет назад отражают коренные изменения в условиях осадконакопления в Северной Атлантике. По данным изотопного анализа кислорода планктонных фораминифер в кернах со дна Норвежского и Гренландского морей (Kellogg et al., 1978), около 13 000 лет назад произошло вторжение субполярных вод в арктический бассейн, вследствие чего возросла интенсивность испарения, а также перестроился циркуляционный механизм атмосферы. Создалась ситуация, аналогичная фазе активного роста ледниковых щитов, описанной А.А. Величко (1980). Из-за больших температурных контрастов началось активное поступление осадков в северной части Скандинавии, а также на ледниках Арктики. Прямыми доказательствами этого являются разрастание ледников в Северной Норвегии, стадия сальпауссельская стадия факседален на Шпицбергене, активизация оледенения в Гренландии.

В конце этого интервала резко увеличился контраст в размерах Североамериканского и Североевропейского ледниковых покровов. Последний скачок на изотопно-кислородном профиле из Кемп Сенчури может соответствовать стадии кокрейн, во время

которой образовались мощные комплексы краевых образований в Гренландии и на Баффиновой Земле.

Резкое увеличение $\delta^{18}\text{O}$ до значений, примерно равных современным, по всей вероятности, соответствует времени разрушения покрова паковых льдов в Баффиновом море. Сокращение длины пути передвижения водяных паров через изолированные от водообмена паковыми льдами пространства Северной Атлантики, увеличение абляции, уменьшение мощности ледниковых покровов и повышение температуры конденсации привели к заметному "утяжелению" осадков и к условиям, похожим на современные. По геохронологическим и палеогеографическим данным, такой переход мог произойти во временном интервале от 9500 до 8500 лет назад.

Приведенный выше анализ показывает важность изотопно-кислородных ледниковых профилей как индикаторов эволюции всего комплекса природных условий. Расширение этих исследований даст большой вклад в реконструкцию циркуляционных процессов и эволюции оледенения. Как показывают результаты сравнения изотопных профилей разных регионов между собой, при привязке профилей к временной шкале надо опираться прежде всего на изотопно-геохимические методы и палеогляциологические представления, а не на морфологическое сопоставление кривых с учетом синхронности глобальных климатических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А. Широкая асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в северном полушарии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 5.
- Гордиенко Ф.Г., Котляков В.М., Пуннинг Я.-М.К., Вайкмяэ Р.А. Изучение керна до глубины 200 м с ледникового плато Ломоносова на Шпицбергене и палеоклиматические выводы. — Изв. ВГО, 1980, т. 112, № 5.
- Донк Я. ван, Мэтью Г. Изотопный состав кислорода в фораминиферах и пробах воды Арктического океана. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., 1974.
- 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.
- Пуннинг Я.-М.К. Вариации ^{18}O в изотопно-кислородном профиле Кемп Сенчури и развитие позднеледникового-раннеголоценового оледенения Арктики. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 1.
- Пуннинг Я.-М.К., Вайкмяэ Р.А., Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопно-кислородные исследования керна с ледораздела ледников Гренфиорд-Фритьюф (о-в Западный Шпицберген). — Матер. гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1980, вып. 37.
- Dansgaard W. The isotopic composition of natural waters. — Meddelelser om Grønland, 1961, vol. 165, N 2.
- Dansgaard W., Johnsen S.J. A flow model and time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. — J. Glaciol., 1969, vol. 8, N 53.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C. jr. Climatic record revealed by Camp Century ice cores. — In: Late Cenozoic Glacial Ages. New Haven, 1971.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Gundestrup N. Stable isotope glaciology. — Meddelelser om Grønland, 1973, vol. 197, N 2.
- Fischer D. Comparison of 10^5 years of oxygen isotope and insoluble impurity profiles from the Devon island and Camp Century ice cores. — Quaternary research, 1979, vol. 11.
- Funder S., Hjort Chr. Aspects of the Weimensian chronology in central East Greenland. — Boreas, 1973, vol. 2.
- Hjort Chr. Glaciation in northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian. — Boreas, 1979, vol. 8.
- Kellogg T.B., Duplessy J.C., Shackleton N.J. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. — Boreas, 1978, vol. 7.
- Paterson W.S.B., Koerner R.M., Fischer D. et al. An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island ice cap, arctic Canada. — Nature, 1977, vol. 266, N 5602.
- Thomson L.G. Microparticles, ice sheets and climate. — Institute of Polar Studies, 1977, vol. 27, N 64.
- Weidick A. Glaciations on Northern Greenland — new evidence. — Polarforschung, 1976, Jg. 46, N 1.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФАУНЫ И ЛИТОЛОГИИ МОРСКИХ, ОЗЕРНЫХ, РЕЧНЫХ ОСАДКОВ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

УДК 551.583.7:550.86

М.С. Бараш

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ОКЕАНОВ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Возможность реконструкции климатических условий геологического прошлого по содержащимся в океанических осадках раковинам планктонных фораминифер опирается на связь их распределения с климатической зональностью, с условиями среды обитания — верхнего слоя вод океана. Эта связь отмечалась еще в океанологических работах конца XIX в. (работы Меррея по материалам экспедиции на "Челленджер"). При изучении распределения раковин планктонных фораминифер в колонках осадков смена их комплексов от горизонта к горизонту интерпретировалась (Филиппи в 1910 г. и Шоттом в 1935 г.) как отражение смены климатических условий осадконакопления.

В конце 40-х и в 50-х годах начали параллельно развиваться два различных метода реконструкции палеоклиматических условий и палеотемператур — микрофаунистический и изотопно-кислородный. Последний, являющийся физическим методом, детально изложен во многих работах. Отметим лишь, что интерпретировать результаты изотопно-кислородного метода очень сложно и в последнее время пересчет данных по соотношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в CaCO_3 раковин планктонных фораминифер на палеотемпературу водной среды четвертичного времени считается невозможным. Однако колебания изотопно-кислородного состава воды, связанные с преимущественным накоплением в составе материковых ледников легкого изотопа кислорода и зафиксированные в составе раковин, оказались приемлемой основой для стратиграфической корреляции всех событий четвертичного времени в глобальном масштабе.

Микрофаунистический метод начал развиваться с построения качественных или полуколичественных "палеоклиматических" кривых по сериям образцов из колонок океанических осадков. Выделенные по этим кривым тепло- и холодноводные этапы осадконакопления сравнивались со стадиями, межстадиями и межледниковьями плейстоценовых материковых оледенений Европы и Северной Америки. Тем самым были заложены основы климатической стратиграфии четвертичных осадков океанов.

Для построения палеоклиматических кривых использовались разные методы, от учета содержания в комплексах раковин лишь 1–2 наиболее показательных видов до учета процентных соотношений всех встреченных видов. При выявлении показательных видов или разделении всех видов на холодноводную и тепловодную группы, по соотношению которых строятся палеоклиматические кривые, обычно проявляется субъективизм исследователя. Нами был предложен метод "скользящей шкалы", который сводит субъективизм до минимума (Бараш, 1980).

Однако установление точных количественных связей между распределением в осадках раковин планктонных фораминифер и характеристиками верхнего слоя вод океана, который они населяют, прежде всего температурой, позволяет перейти от полуколичественных реконструкций к реконструкции палеотемператур. В начале 60-х годов впервые была разработана методика количественного палеотемпературного анализа по структуре танатоценозов планктонных фораминифер для диапазона среднегодовых температур умеренной зоны Северной Атлантики от 8–9 до 18°С (Бараш, 1964, 1970). Впоследствии эта методика была развита и дополнена, в современном варианте она используется в интервале температур Атлантического океана от 2–3 до 27–28°С. Ее обоснование, описание и некоторые результаты приводятся ниже.

В конце 60-х — начале 70-х годов за рубежом также было предложено несколько методик палеотемпературного анализа по соотношению в танатоценозах видов планктонных фораминифер с использованием разных математических приемов (Berger, 1968; Berger, Gardner, 1975; Necht, 1973; Imbrie, Kipp, 1971; Kipp, 1976, и др.).

Наибольшее распространение получила методика Имбри и Кипп, на основе которой группой сотрудников проекта "Климап" получены весьма интересные реконструкции для времени последнего стадия оледенения, около 18 000 лет назад (CLIMAP..., 1981; Cline, Hays, 1976). Сущность метода, предложенного Имбри и Кипп, сводится к оценке палеотемператур путем сравнения данного образца с несколькими стандартными образцами, или "факторами", отражающими "типичные" тропические, промежуточные, субполярные и другие комплексы, эмпирически установленные на достаточно большой площади океана с использованием мультивариантного факторного анализа и регрессионного анализа их распределения в связи с температурой. Точность этого метода на 80-процентном доверительном уровне для разных районов Мирового океана колеблется от $\pm 1,5$ до $\pm 2,8^\circ\text{C}$ (Kipp, 1976).

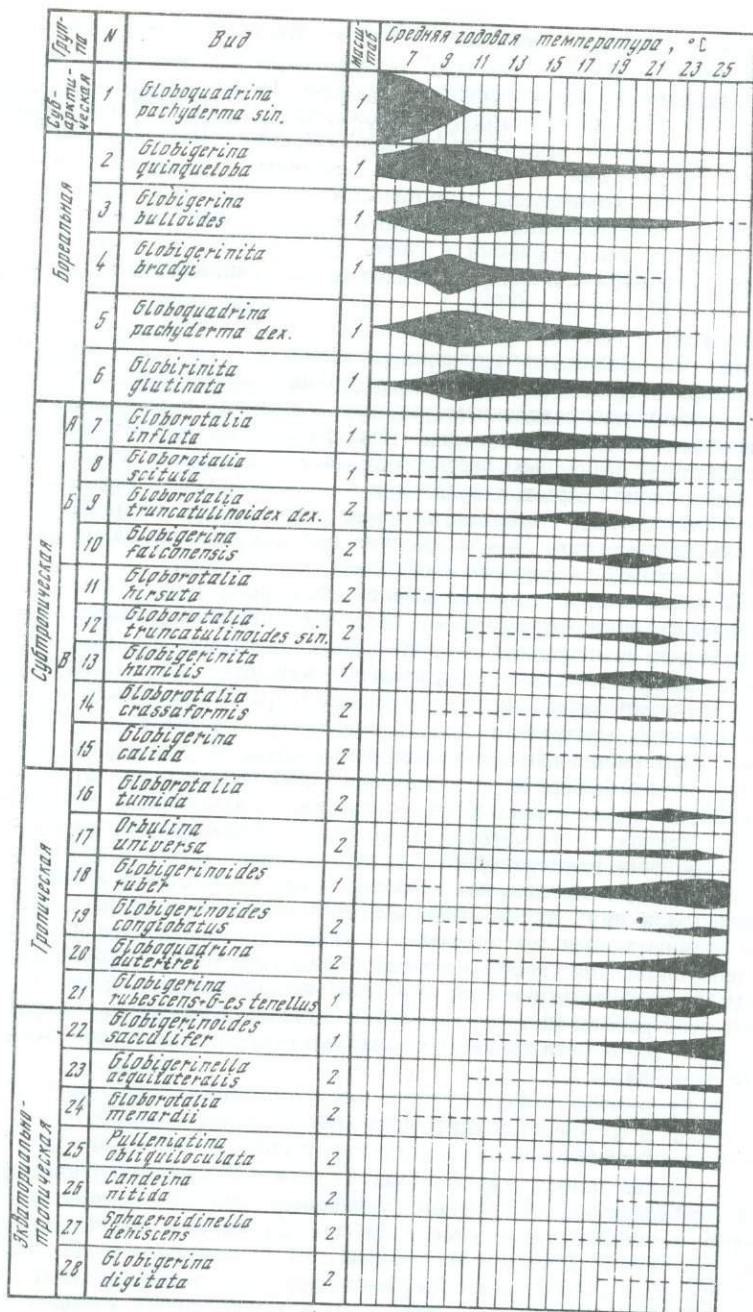
В создании нашего метода, кроме автора настоящей статьи, участвовали Н.С. Блюм и Н.С. Оськина. По материалам изучения нескольких сотен проб осадков Атлантического океана были составлены карты распределения всех видов планктонных фораминифер. Связь между распределением раковин в осадках и гидрологическими характеристиками довольно сложная. Помимо температуры, на распределение видов влияет их приуроченность к различным частям круговоротов водных масс, кроме того, прижизненные соотношения видов нарушаются в танатоценозах избирательным растворением раковин на больших глубинах, так как разные виды обладают различной стойкостью против растворения. Для выявления нужных нам закономерностей использовались пробы с хорошей сохранностью раковин.

Поскольку в районах с сезонной сменой гидрологических характеристик состав биоценозов планктонных фораминифер частично подвержен сезонной смене, а в осадках накапливаются суммарные "среднегодовые" танатоценозы, мы считали целесообразным проанализировать связь распределения каждого вида и танатоценозов со средними годовыми температурами, а не с температурами отдельных сезонов. Отметим также, что для всех построений использовались раковины размером более 0,1 мм.

На основе карт распределения видов был составлен "температурный ряд" видов планктонных фораминифер, в котором они располагаются по порядку от наиболее холодноводных к наиболее тепловодным, или ряд относительной тепловодности видов. Кроме наших данных, были учтены также опубликованные материалы по всем океанам. При составлении температурного ряда в первую очередь учитывалось положение районов максимальных процентных концентраций каждого вида в осадках. Если положение максимумов двух видов совпадало или, находясь в разных местах, они были ограничены одинаковыми изотермами, то учитывалось, содержание какого из них быстрее уменьшается при уменьшении или увеличении температуры воды (тенденция). При совпадении максимумов и тенденций учитывались температурные пределы ареалов. В результате этой работы получен ряд, в котором виды разделены на группы по климатическому признаку и расположены по степени относительной тепловодности (Бараш, Блюм, 1974) (рис. 1).

Как видно из рисунка, максимальные концентрации каждого из перечисленных видов расположены в соответствующей климатической зоне, однако их ареалы значительно шире и охватывают соседние зоны. Поэтому в танатоценозах одновременно содержатся представители нескольких групп видов. Содержание каждой группы видов представляет собой зафиксированный в осадке суммарный сигнал о температуре водной среды и закономерно меняется при ее изменении (рис. 2). На основании процентного соотношения этих групп М.С. Бараш и Н.С. Блюм (1975) выделили несколько типов и подтипов танатоценозов планктонных фораминифер, протягивающихся на дне субширотными полосами в определенных интервалах среднегодовых температур диапазоном в $2-3^\circ\text{C}$ (таблица). Приведенная таблица является ключевой для описываемого метода палеотемпературного анализа. Соотношения климатических групп и числа видов, характеристики танатоценозов дополнены сведениями о преобладании того или иного вида.

Соотношение видов, а тем более климатических групп перестает играть роль в наиболее холодноводных районах океана, в субполярных и полярных районах, где распространены моновидовые танатоценозы, в котором на долю *Globobulimina pachyderma* приходится до 90-100% всех раковин. Однако здесь в зависимости от температуры изменяется соотношение лево- и правозавитой разновидностей этого вида. Анализ этой зависимости в Северной Атлантике и других районах Мирового океана позволил построить графики процентных соотношений этих разновидностей и их доли в общем



Масштаб 1 $\frac{\%}{20}$

Масштаб 2 $\frac{\%}{10}$

Рис. 1. Распределение видов планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков в зависимости от среднегодовой температуры поверхностной воды (температурный ряд)

Толщина линий отражает относительное обилие видов, пунктир — единичные раковины в отдельных пробах (неустойчивая встречаемость)

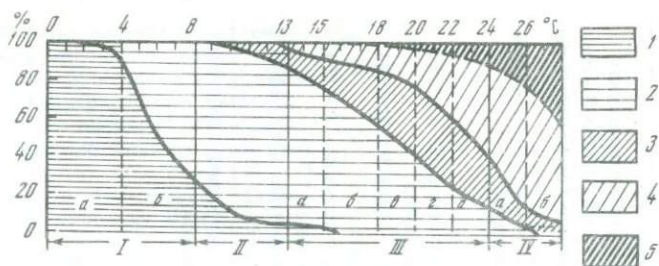


Рис. 2. Соотношение климатических групп видов планктонных фораминифер в современных танатоценозах различных климатических зон северной половины Атлантического океана в зависимости от среднегодовой температуры поверхности воды

1-5 — группы видов: 1 — субполярная (субарктическая); 2 — умеренная (бореальная); 3 — субтропическая; 4 — тропическая; 5 — экваториально-тропическая. I-IV — климатические зоны и подзоны, соответствующие им типы и подтипы танатоценозов: I — полярная с подзонами полярной (Ia) и субполярной (Iб); II — умеренная; III — субтропическая с подзонами а-д; IV — тропическая с подзонами тропической (IVa) и экваториальной (IVб)

танатоценозе при низких и минимальных температурах воды (Бараш, Оськина, 1978) (см. также рис. 2). Таким образом, удалось установить связь структуры танатоценозов с температурой во всем диапазоне среднегодовых температур Атлантического океана.

Палеотемпературный анализ последовательной серии образцов из колонки океанических осадков производится в следующем порядке.

1. После гранулометрического анализа или выделения на сите фракции более 0,1 мм последняя подвергается тщательному перемешиванию и квартованию до получения навески, содержащей 300-500 раковин.

2. В полученной квартованием навеске все раковины определяются до вида и подсчитываются.

3. Вся отмытая фракция осадка более 0,1 мм тщательно просматривается для нахождения и определения редких видов, которые могут не попасть в навеску.

4. Вычисляется процентное содержание каждого вида. Оформляется таблица процентных содержаний, в которой каждый из обнаруженных видов располагается в соответствии с его местом в температурном ряду.

5. На основе температурного ряда виды группируются в климатические группы: субарктическую, умеренную и др. Процентные содержания видов каждой климатической группы суммируются.

6. По ключевой таблице вычисляется среднегодовая температура поверхностного слоя воды во время накопления осадка, представленного данным образцом.

7. При низких значениях получаемой температуры (менее 8°С) для ее уточнения используется график процентных содержаний в связи с температурой *Globoquadrina pachyderma sin.* (см. рис. 2).

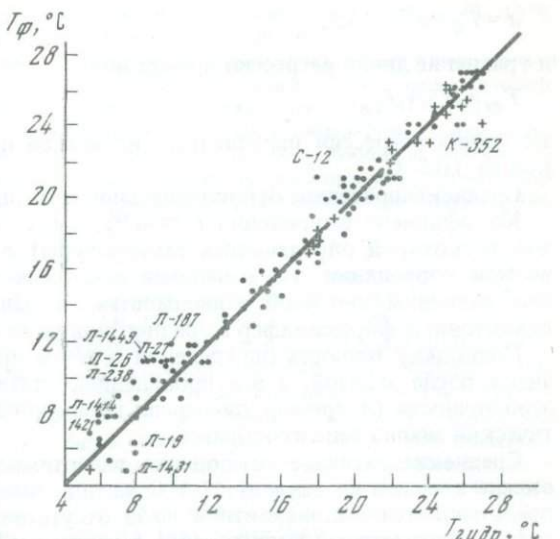
8. При высоких значениях температуры (более 24°С) необходимо рассматривать тропическую и экваториально-тропическую группы видов отдельно и при определении температуры пользоваться как суммарными, так и отдельными характеристиками, отраженными в таблице.

Как видно на рис. 2, соответствующем таблице, в пределах каждого подтипа танатоценоза содержания климатических групп колеблются в некоторых пределах. Так, в подтипе IIIб (диапазон 15-18°С) содержание бореальной группы видов колеблется от 65 до 50%. Ясно, что при более низкой температуре оно выше. При определении конкретной температуры по бореальной группе следует в трехградусном диапазоне 15-18°С найти соответствующую температуру, разделив этот диапазон согласно содержанию в образце бореальных видов. Так, при их содержании около 60% температура оценивается в 16°С. Конечно, определения точнее 0,5°С не имеют смысла. Так же определяются температуры по содержанию каждой климатической группы.

В идеальном случае все отдельные оценки по климатическим группам в едином образце должны показывать одну и ту же температуру. Обычно они действительно показывают одинаковые или сходные температуры. При расхождении оценок на 2-4°С вычисляется среднее арифметическое. Однако бывают такие пробы, в которых две

Р и с. 3. Соответствие среднегодовых температур поверхностного слоя воды, определенных по танатоценозам планктонных фораминифер из поверхностных проб осадков Атлантического океана (T_{Φ}), температурам по гидрологическим данным ($T_{Г}$).

Точки — пробы из Северной Атлантики, крестики — пробы из Южной Атлантики. Для проб, упомянутых в тексте, приведены номера станций



климатические группы дают близкие температурные оценки (например, тропическая и бореальная), а одна — сильно отклоняющуюся (субтропическая). В таких случаях последняя оценка отбраковывается. Другим вариантом несовпадения "нормальных" соотношений групп является нарушение типичной океанической структуры танатоценоза в районах фронтальных гидрологических зон, в условиях частичного растворения комплексов раковин и т.п. По таким проблемам также возможны реконструкции, но с некоторой долей субъективизма.

Для оценки точности описанного метода палеотемпературного анализа рассчитано соответствие среднегодовых температур поверхностного слоя воды, определенных по танатоценозам планктонных фораминифер из поверхностных проб осадков Атлантического океана, средним многолетним температурам в тех же точках, определенным по гидрологическим данным (рис. 3). При построении графика и расчетах использованы данные по 146 пробам, в том числе по 127 из Северной Атлантики и 19 — из Южной.

Исключены пробы с заведомо искаженными танатоценозами: 1) с больших глубин, имеющие признаки растворения CaCO_3 ; 2) из районов гидрологических фронтов и апвеллингов; 3) полученные вблизи берегов, на мелководьях и на крутых участках материкового склона, где возможно переотложение раковин; 4) пробы с танатоценозами, резко отличающимися от танатоценозов соседних проб, что дает основание предполагать несовершенный возраст поверхностного слоя осадков. Рассмотрение конкретных данных, как правило, позволяет объяснить все случаи несоответствия "фораминиферовых" и гидрологических температур более чем на $1,5^\circ\text{C}$. Некоторые примеры таких проб приведены на рис. 3. Так, на ст. Л-19 и, вероятно, Л-1431 поверхностные пробы содержат осадки позднего плейстоцена, а на ст. С-12 — климатического оптимума голоцена. Танатоценоз пробы К-352 искажен под влиянием Амазонки.

Кроме перечисленных случаев искажения танатоценозов, несоответствия наблюдаются в районах сильных субмеридиональных течений, вносящих относительно тепловодные комплексы фораминифер в холодноводные районы, и наоборот. Так, повышенные "фораминиферовые" температуры по пробам ст. Л-26 и Л-27 объясняются влиянием теплого течения Ирмингера, а по пробам Л-1414, Л-1421, Л-1449 — влиянием ветви Северо-Атлантического течения в Норвежском море.

Для установления связи между величинами температур по гидрологическим данным ($T_{Г}$) и величинами температур, установленными для тех же точек по танатоценозам планктонных фораминифер (T_{Φ}), т.е. для оценки точности метода фораминиферового палеотемпературного анализа, использован регрессионный анализ.

Определены константы в уравнении

$$T_{\Phi} = a + bT_{Г}$$

Если обозначить средние величины $\bar{T}_{Г}$ и \bar{T}_{Φ} , то

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{Г}^{(i)} - \bar{T}_{Г})(T_{\Phi}^{(i)} - \bar{T}_{\Phi})}{\sum_{i=1}^n (T_{Г}^{(i)} - \bar{T}_{Г})^2} = 1,0,$$

$$a = \bar{T}_\Phi - \epsilon \bar{T}_\Gamma = 0,5,$$

и уравнение линии регрессии примет вид

$$T_\Phi = 0,5 + T_\Gamma,$$

т.е. линия регрессии параллельна идеальной прямой соответствия T_Φ и T_Γ с поправкой на $+0,5^\circ\text{C}$.

Среднеквадратичное отклонение данных от линии регрессии равно $0,9^\circ\text{C}$.

Коэффициент корреляции $r = 0,99$, т.е. с точностью до первого знака после запятой (с которой определялись температуры) $r = 1,0$, что свидетельствует о наличии полной корреляции, т.е. о наличии некоторого процесса, связывающего обе измеренные величины линейной зависимостью, в данном случае — структуру танатоценоза планктонных фораминифер и среднегодовую температуру поверхностной воды.

Поскольку точность определения и тех и других температур не превышает первого знака после запятой, а все проведенные статистические оценки лежат за пределами этой точности (например, дисперсия коэффициента $\epsilon S'_B = 0,0116$, $r = 0,99$), то статистический анализ нецелесообразен.

Среднеквадратичное отклонение палеотемпературных оценок для Атлантического океана в целом составляет $\pm 1,5^\circ\text{C}$ на доверительном уровне 76,5%. Большая точность представляется маловероятной из-за отсутствия в самих танатоценозах более точной связи с параметрами водных масс, в частности с температурой. Как известно, эти параметры в определенных пределах довольно изменчивы, а в танатоценозах из-за низкой скорости океанской седиментации отражены интегральные характеристики за сотни, а иногда и тысячи лет осадконакопления.

Этим методом реконструированы многие десятки палеотемпературных кривых по колонкам осадков всех широт Атлантического океана, исследованы палеоокеанологические условия в отдельных его регионах, восстановлены поля палеотемператур для определенных временных уровней, прослежена миграция климатических зон (Бараш, 1964, 1970, 1971, 1974, 1975, 1980, 1981, 1984; Бараш, Громова, 1969; Бараш, Окунева, 1981; Бараш, Оськина, 1979; Бараш и др., 1973, 1980; Величко и др., 1984; Оськина, 1980; Barash, 1971; Barash et al., 1983; и др.). Доказана применимость этого метода, по-видимому с меньшей точностью, для анализа осадков Тихого и Индийского океанов (Лисицын и др., 1978; Блюм, 1981; Николаев, 1981; и др.) и некоторых морей. Сделана попытка применить метод в несколько упрощенном виде для реконструкции климатической зональности Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене (Иванова, Бараш, 1982; Оськина и др., 1982).

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С. Стратиграфия и фораминиферы осадков Северной Атлантики. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1964, № 6, с. 148.
- Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970. 103 с.
- Бараш М.С. Палеоклиматические реконструкции по планктонным фораминиферам (четвертичные отложения в Атлантике). — Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 1049–1055.
- Бараш М.С. Миграция климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 5, с. 1158–1160.
- Бараш М.С. Палеогеографические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам. — В кн.: Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975, с. 28–36.
- Бараш М.С. Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции. — В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980, с. 102–128.
- Бараш М.С. Климатическая зональность Атлантического океана в четвертичное время (по планктонным фораминиферам). — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 126–139.
- Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантики. — В кн.: 27-й Международ. геол. конгресс: Доклады. М.: Наука, 1984, т. 3. Палеоокеанология, с. 130–139.
- Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды. — В кн.: Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука, 1974, с. 138–149.

- Бараш М.С., Блюм Н.С.* Современные танатоценозы планктонных фораминифер Северной и Экваториальной Атлантики. — *Океанология*, 1975, т. 15, вып. 1, с. 108–115.
- Бараш М.С., Громова Т.С.* Палеотемпературный анализ по планктонным фораминиферам. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 153–164.
- Бараш М.С., Николаев С.Д., Блюм Н.С.* Палеотемпературный анализ трех колонок осадков Северной Атлантики. — *Океанология*, 1973, т. 13, вып. 6, с. 1052–1059.
- Бараш М.С., Окунева О.Г.* О позднечетвертичных колебаниях палеотемператур в тропической зоне Северной Атлантики. — *Океанология*, 1981, т. 21, вып. 5, с. 845–854.
- Бараш М.С., Оськина Н.С.* Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina pachyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры поверхностной воды. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 196–205.
- Бараш М.С., Оськина Н.С.* Палеотемпературы Атлантического океана 18 000 и 40 000 лет назад (по планктонным фораминиферам). — *Океанология*, 1979, т. 19, вып. 1, с. 93–101.
- Бараш М.С., Оськина Н.С., Иванова Е.В.* Приафриканские апвеллинги в позднем плейстоцене по данным изучения планктонных фораминифер. — *Океанология*, 1980, т. 20, вып. 1, с. 97–105.
- Блюм Н.С.* Палеотемпературные реконструкции по планктонным фораминиферам для плейстоцена различных районов Мирового океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1981.
- Величко А.А., Бараш М.С., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М.* Климат северного полушария в эпоху последнего, микулинского, межледниковья. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1984, № 1, с. 5–18.
- Иванова Е.В., Бараш М.С.* Опыт оценки климатической зональности Индийского океана в плиоцене по данным глубоководного бурения. — *Океанология*, 1982, т. 22, вып. 1, с. 71–79.
- Лисицын А.П., Николаев В.И., Блюм Н.С.* Температуры Индийского океана в палеомагнитную эпоху Брюнес. — *Океанология*, 1978, т. 18, вып. 1, с. 90–96.
- Николаев В.И.* Эволюция климата юго-восточной части Тихого океана в плейстоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1981.
- Оськина Н.С.* Палеотемпературные изменения поверхностных вод Южной Атлантики по планктонным фораминиферам. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1980, с. 26–37.
- Оськина Н.С., Иванова Е.В., Блюм Н.С.* Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене. — *Докл. АН СССР*, 1982, т. 264, № 2, с. 400–407.
- Barash M.S.* The vertical and horizontal distribution of planktonic foraminifera in Quaternary sediments of the Atlantic Ocean. — In: *The Micropaleontology of Oceans*. London, 1971, p. 433–442.
- Barash M.S., Oskina N.S., Blyum N.S.* Quaternary biostratigraphy and surface paleotemperatures by means of planktonic foraminifera, Sites 516 and 518, DSDP Leg 72. — In: *Init. Repts DSDP*, v. 72, 1983, p. 849–869.
- Berger W.H.* Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. — *Deep-sea Res.*, 1968, v. 15, N 1, p. 31–43.
- Berger W.H., Gardner J.V.* On the determination of Pleistocene temperature from planktonic foraminifera. — *J. Foram. Res.*, 1975, v. 5, N 2, p. 102–113.
- CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last Glacial Maximum. — *Geol. Soc. of America. Map and Chart Series*, MC-36, 1981.
- Cline R.M., Hays J.D.* (eds.). Investigation of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology. — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 1976, v. 145.
- Hecht A.D.* A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages. — *Micropaleontology*, 1973, v. 19, p. 68–77.
- Imbrie J., Kipp N.G.* A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. — In: *The Late Cenozoic Glacial Ages.*, New Haven, 1971, p. 71–181.
- Kipp H.G.* New transfer function for estimating past seasurface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 1976, v. 145, p. 3–42.

СТРОНЦИЕВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР
ПРЕСНОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

В процессе палеоклиматических исследований наряду с определением разнообразных пород-индикаторов климата и имеющих палеоклиматическую информативность литогенетических формаций, растительных ассоциаций и фаунистических комплексов большое значение имеет установление температур приповерхностных частей морских бассейнов. С помощью абсолютных значений температур удастся количественно отразить один из основных параметров климата.

В настоящее время методами изотопной и магниезальной палеотермометрии по остаткам раковин морских беспозвоночных довольно успешно осуществляется определение абсолютных палеотемператур. Исследования последних лет выявили существование устойчивых и четких коррелятивных связей между минеральным составом раковин и концентрацией в них ряда химических элементов, в частности, кальция, магния, стронция, зависимость величины отношения кальция к магнию или O^{16} к O^{18} от температурных условий и солености. Как оказалось, по раковинам арагонитового состава (все известные аммониты, многие гастроподы, шестилучевые кораллы, а также некоторые роды двустворчатых моллюсков) получаются резко аномальные значения магниезальных палеотемператур. Кроме того, температурная значимость концентрации стронция в раковинах морских беспозвоночных как кальцитового, так и арагонитового состава противоречива и весьма неопределенна.

Полученные абсолютные значения температур приповерхностных вод морских бассейнов в некоторой степени близки к температурам приокеанического воздуха и всего на несколько градусов отличаются от температур приземного воздуха приморских низменностей. Однако, чем дальше район удален от морского побережья или чем выше гипсометрическое положение континента, тем больше разница в температурном режиме континентального типа климата. Следовательно, приводимые в таком случае экстраполяции абсолютных температур морских бассейнов на прилегающие континенты, даже в случае использования коэффициентов термофильности растительного покрова или некоторых литологических показателей (коры выветривания, интенсивность и скорость процессов корообразования, зрелость осадочных образований с подсчетом коэффициентов мономинеральности и устойчивости), не всегда соответствуют реальности. Поэтому немаловажное значение для выявления типов древнего климата приобретает возможность определения абсолютных температур водных бассейнов континентов.

С целью установления корреляционных связей между концентрациями кальция, магния, стронция и бария в раковинах пресноводных двустворчатых моллюсков и температурной среды их обитания был проанализирован раковинный материал современных организмов, обитающих в различных ландшафтно-климатических зонах (Ясаманов, 1978). Рентгеноструктурное исследование раковин унионид *Anadonta*, *Unio*, *Crissiana*, *Etheria* показало, что все они построены из арагонита. Огромный эмпирический материал по биогеохимическим исследованиям раковин морских беспозвоночных со всей очевидностью свидетельствует о том, что в арагонитовых структурах концентрация магния, как правило, на порядок ниже содержания стронция. Аналогичная картина наблюдается и для раковин пресноводных моллюсков. Средние содержания стронция в арагонитовых раковинах пресноводных моллюсков колеблются от 0,05 до 0,26%, а магния — от сотых до тысячных долей процента. Определение содержания стронция и магния осуществлялось методом эмиссионной спектроскопии, погрешность не более 20%.

Вместе с тем было установлено, что содержание кальция и стронция в раковинах мало изменяется в зависимости от таксономической принадлежности и литологического состава грунта. При этом замечено, что одни и те же виды, обитающие в речных или озерных водах различных широт, обладают разными концентрациями стронция и в основе такого соотношения, возможно, лежит температурный фактор. Однако прежде чем сделать такой важный и принципиальный вывод, необходимо рассмотреть распространенность и особенности концентрации стронция в пресных водоемах.

Химический состав воды рек и озер крайне разнообразен и формируется под воз-

действием многих факторов. Основными условиями, которые оказывают влияние на гидрохимический режим рек, являются климатические (общее количество атмосферных осадков, степень распределения их в течение года, радиационный режим, температура воздуха), геологические и гидрогеологические (литологический состав пород в области водотока, условия подземного питания рек), почвенно-растительные, геоморфологические, а также целый ряд таких факторов, как деятельность человека и животных, близость морских бассейнов и другие.

Г.А. Серeda и Ц.И. Бобовникова (1965) установили, что содержание в речных водах стронция и отношение кальция к стронцию зависят от состава почв в бассейнах водотоков и от общего количества обменного стронция. Наиболее высокими концентрациями стронция отличаются воды рек, протекающих в районах распространения дерново-подзолистых, черноземных и выщелоченных почв, наименьшие — солонцовых почв. Главными же факторами, определяющими развитие почвенного профиля, являются климатические условия. Изучение фактического материала по содержанию стронция в речных водах позволяет сделать выводы, что высокими концентрациями стронция и соответственно низкими значениями отношения кальция к стронцию характеризуются воды рек Таджикистана и Дальнего Востока, т.е. воды областей с аномально-высокими значениями стронция. Сравнительно низкие концентрации стронция имеют воды горных рек Кавказа, но в их низовьях (Мингечаурское водохранилище, низовья Куры, Аракса, Чороха и Риони) содержание стронция увеличивается, а отношения Ca/Sr близки к значениям, характерным для низовий Амударьи, Сырдарьи, Дона, Днeпра и Кубани. К северу содержание стронция в речных водах постепенно уменьшается, достигая минимальной величины в озерах и реках Карелии, в низовьях Оби, Енисея, Лены и Печоры.

Сопоставление показателей величины кальций-стронциевых отношений, характерных для речных вод, со средними годовыми температурами речных вод, согласно гидрологическим справочникам для пунктов определения содержания стронция и кальция, позволило выявить существование определенной коррелятивной связи между кальций-стронциевыми отношениями и средними годовыми температурами. Были использованы кальций-стронциевые отношения, присущие речным водам, как в верховьях, так и в низовьях более чем 30 рек Советского Союза, расположенных в самых различных климатических зонах. Как оказалось, между кальций-стронциевыми отношениями и средними годовыми температурами существует обратная зависимость, при этом коэффициент корреляции равен 0,97.

Беспозвоночные организмы, обитающие в речных и озерных водах, как и морские, при построении своей раковины используют растворенные химические элементы и соединения. Содержание стронция в арагонитовых раковинах пресноводных двусторчатых моллюсков находится в прямой зависимости от его концентрации в речной или озерной воде, а величина отношения кальция к стронцию колеблется в определенных пределах при изменении среднегодовых температур.

Определение кальций-стронциевых отношений, проведенное на 70 образцах современных раковин пресноводных двусторчатых моллюсков, и сравнение их значений со среднегодовыми температурами воды в реках высоких и низких широт СССР, а также тропической аридной зоны Африки позволило предварительно оценить пределы колебания этих отношений в зависимости от температурного режима. При этом оказалось, что величина кальций-стронциевого отношения находится в обратной зависимости от температурного режима. Величина отношения кальция к стронцию менее 150 характерна для тропического климата, для субтропического климата свойственны значения 150—200. В умеренно-теплом климате величина отношения кальция к стронцию изменяется в пределах 500—700, а величины отношения более 700 характерны для умеренно-холодного и холодного климата. Вычисленный коэффициент корреляции оказался равным 0,94.

Первая оценка данного метода для палеотермометрических определений древних водоемов речного и озерного типа была проведена на нескольких образцах раковин моллюсков олигоценового и миоценового возраста Западного Прибайкалья. Анализ растительных остатков и состав литогенетических формаций этого времени однозначно свидетельствует о значительном похолодании во второй половине олигодена и постепенном потеплении в раннем миоцене. Полученные соотношения кальция и стронция показывают, что пресноводные моллюски олигоценового возраста обитали в водоемах умеренно-холодного, а в раннем миоцене — умеренно-теплого климата. Как показатели кальций-стронциевого отношения в раковинах *Pisidium* и *Anodonta* ангинского ал-

лювия эоплейстоценового возраста, так и палеоэкологические и палинологические данные свидетельствуют о теплых условиях их местообитания со средними годовыми температурами около 10–13°С.

Более представительные результаты получены для территории Европейской части СССР. В раннеплиоценовом понтическом бассейне в Южной Молдавии по раковинам унионид средняя годовая температура изменялась в пределах 11–18°С. Этот вывод подтверждается результатами анализа арагонитовых раковин солоноватоводных понтических моллюсков: средние температуры воды во время существования *Paradasna* составляли +20,5°С, *Didacna* +21–22°С, *Limnocardium* +22°С. Палеотемпературными данными четко фиксируется значительное похолодание климата в конце киммерия, около 4 млн. лет назад, выявленное по фаунистическим и палеофлористическим данным. Анализ раковин унионид показывает снижение температуры речной воды до 9,5–10,5°С даже в Колхидской низменности.

Климатический оптимум в начале акчагыла, когда господствовала фауна скульптированных моллюсков левантинского типа, сопровождался новым повышением температуры вод (в Южной Молдавии – до 15–18°С). В начале среднего акчагыла (в симбугинское время в Башкирии) температура речных вод снова снизилась до 7,5–9,0°С. Для эпохи максимума акчагыльской трансгрессии отмечается новое повышение температуры до 11–13°С. (выявлено по раковинам унионид из разреза Султанаево в Башкирии). Довольно высокие температуры характерны для позднеакчагыльской трансгрессии. В районе Куйбышева температура достигла 10–13°С, а в Закавказье (Нафталан) 13–15°С.

Климат среднего апшерона был достаточно теплым. В климатическом оптимуме в начале среднего апшерона – бошерницкий горизонт – температура воды достигала 13–18°С (в Закавказье, Дуздар).

В начале плейстоцена климат был достаточно теплым. Так, в тираспольское время (колкотовский горизонт) температура воды в Днестре и Дунае, определенная по раковинам унионид, составляла 13–18°С. По кальций-магниевому отношению в раковинах кардиид температура бакинского и чаудинского бассейнов в мелководной зоне в пределах нынешних Азербайджана и Абхазии, где обитали *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissena*, достигала 16–18°С.

Межледниковые эпохи среднего плейстоцена характеризовались сравнительно теплым климатом. Температура воды в Днестре достигала 11–13°С, а в хазарском бассейне на территории современного Азербайджана воды прогревались до 18–19°С (по раковинам *Corbicula fluminalis* Müll.).

В микулинское межледниковье теплые условия в морских и пресноводных бассейнах сохранились не только на юге, но и на севере. Так, по данным магнезиального анализа раковин морских моллюсков средние летние температуры воды в устье Северной Двины составляли 10–13°С, что подтверждается миграцией лужинских видов и данными диатомового анализа (Девятова, 1982; Смирнова, 1976). У побережья Новой Земли температура была значительно ниже и равнялась 7–8°С. Воды Днестра и Сейма прогревались до 11–13°С (среднелетние), а температура мелководной зоны карангатского морского бассейна, по магнезиальности раковин морских моллюсков, достигала 16–18°С. Температура синхронного позднехазарского бассейна (Азербайджан) составляла 14–15°С.

Исключительно холодные условия валдайской ледниковой эпохи подтверждаются результатами стронциевого анализа мелких раковин двусторчатых моллюсков из долины Оки. Средние летние температуры воды в это время составляли всего 3–5°С.

Приведенные палеотермометрические данные хорошо согласуются с палеонтологическими и литологическими данными. Они позволяют реконструировать количественные параметры палеоклиматов, в частности температуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982.
- Среда Г.А., Бобовникова Ц.И. Химический состав речных вод СССР. – Гидрохимические материалы. 1965, т.39.
- Смирнова В.М. Палеогеография плейстоценовых и голоценовых водоемов бассейнов среднего течения рек Северной Двины, Вычегды и Верхней Мезени: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1976.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978.

ФАУНА ПРЭСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ

Известно, что климат оказывал существенное влияние на распределение фауны, обуславливая ее географическую зональность. Поэтому изучение распространения и состава ископаемой фауны может служить важным источником информации о климатических условиях прошлого. Наиболее информативными являются исследования по зоогеографии, экологии, палеотермометрии, составу фаунистических комплексов и экосистем в целом.

Зоогеографический анализ фауны. Ценную информацию об изменениях климата можно получить, изучая сдвиг ареалов характерных ныне живущих видов и родов. Особенно показательны северные границы ареалов теплолюбивых видов. Так, род *Corbicula*, распространенный сейчас в тропиках и субтропиках, в межледниковые эпохи плейстоцена заходил к северу от современного ареала. В настоящее время северная граница *Corbicula fluminalis* проходит через южную часть Болгарии, Турцию, бассейн Куры, юг Средней Азии, т.е. около 42–43° с.ш. В микулинское межледниковье представители *Corbicula* распространялись до 47–48° с.ш., в лихвинское – до 55° с.ш.

Таким образом, сдвиг границ ареала на север по сравнению с современным положением составлял в микулинское время около 5°, т.е. 500–600 км. Современная северная граница *Corbicula* совпадает со средней годовой изотермой 16°С, а микулинская – с современной изотермой 9°С, т.е. разница температур составляет около 7°С. Возможно, в микулинское время средняя годовая температура в Северном Причерноморье могла достигать 10–15°С. В лихвинское межледниковье (миндель-рисс) *Corbicula* проникала еще дальше на север – до 55° с.ш., т.е. сдвиг границ ареала достигал 10–12°. Это свидетельствует о климате еще более теплом, чем в микулинское время, что подтверждается данными по другим группам организмов.

В тирасполе (кромере) во время термического оптимума в Северном Причерноморье отмечены представители родов *Pseudunio* и *Potomida*, очень близкие к современным видам *P. auricularia* (Spengl.) и *P. litoralis* (Cuv.). В настоящее время оба вида обитают в Восточном Средиземноморье не севернее 35° с.ш., тогда как в тираспольское время они достигали 47° с.ш. Следовательно, сдвиг границ ареалов достигал 12°.

Аналогичные примеры миграций, но в южном направлении, можно привести и для холодостойких субарктических видов.

Одна из особенностей в распространении фауны пресноводных моллюсков заключается в обеднении состава фауны по направлению к полюсам, особенно в бореальной зоне (Старобогатов, 1970). Так, в группе пресноводных гастропод количество видов в направлении от Северного Причерноморья до Кольского полуострова уменьшается в два раза (от 38 видов под Одессой до 19 в районе Мурманска). Такое обеднение объясняется снижением продуктивности континентальных водоемов, связанным со специфическими температурным и химическим режимами бореальной и субарктической зон (Старобогатов, 1970). Кроме того, в теплых субарктических и тропических водоемах, богатых пищевыми ресурсами, имеется значительно больше экологических ниш. Поэтому в южных водоемах количество видов в составе одного рода всегда больше, чем в бореальных бассейнах. Так по богатству и разнообразию фауны можно косвенно судить о климатических условиях.

В истории пресноводной малокофауны на разных этапах плейстоцена развивались фауны, с которыми близки следующие современные зоогеографические группировки.

Субтропическая – богатая разнообразная фауна, многие десятки видов крупных скульптурированных унионид, вивипарид, меланиид и других из родов *Parreysia*, *Limnoscarphu*, *Cuneopsis*, *Lamprotula*, *Margarya*, *Sinotaja*, *Melanopsis*, *Lyrcea*, *Canthidomus*.

Средиземноморская, представленная в настоящее время в полосе 25–35° с.ш., – слабоскульптурированные униониды *Potomida*, *Eolymnium*, нескульптурированные вивипары *Bellamyia*, *Viviparus*, скульптурированные меланииды *Melanopsis*, *Lyrcea*, *Canthidomus*.

Субсредиземноморская, обитающая в настоящее время в зоне 35–45° с.ш. – северный предел распространения средиземноморских родов *Potomida*, *Pseudunio*, *Microcondylaea*, *Corbicula*.

Суббореальная, обитающая в настоящее время в полосе 45–50° с.ш., представлена в

основном обычными палеоарктическими видами с примесью южных термофилов: *Fagotia*, *Theodoxus*, *Lithoglyphus*.

Бореальная — в настоящее время приурочена к полосе 55–65° с.ш., это — широко распространенные палеоарктические роды: *Unio*, *Crassiana*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Bithynia*, *Valvata*, *Ancylus*.

Субарктическая, распространена севернее 65° с.ш. Из унионид остается только *Anodonta*, *Viviparus* отсутствует. Преобладают мелкие двусторонки *Sphaerium*, *Pisidium* и легочные гастроподы *Limnaea*, *Planorbis*, *Coretus*, *Segmentina*.

На основании определения зоогеографических группировок ископаемых фаун можно реконструировать эквивалентные им широты их распространения в прошлые эпохи, а также оценить климатические колебания в градусах географической широты. Размах климатических колебаний между теплыми и холодными эпохами по эквивалентным широтам в позднем плиоцене достигал 10°, в эоценое увеличился до 15°, а в позднем плейстоцене разница эквивалентных широт теплой эпохи микучинского межледниковья (5° южнее) и поздневалдайского оледенения (15–20° севернее) достигал 20–25°. Эти данные позволяют проанализировать ход и масштаб климатических колебаний за длительный период позднего плиоцена и плейстоцена.

Наиболее существенным экологическим фактором для пресноводных моллюсков является динамика водной среды, которая определяет такие факторы, как температура (частично), содержание кислорода, характер грунтов и другие. Выделяются следующие основные экологические группировки: *реобионты* (*реофилы*) — обитатели быстро текущих водоемов, со скоростью течения не менее 0,5–1,0 м/сек (*Crassiana*, *Unio*, *Dreissena*, *Theodoxus*, *Fagotia*, *Melanopsis*, *Lithoglyphus*, некоторые виды *Viviparus*, *Anodonta*, *Sphaerium*); *лимнобионты* (*лимнофилы*) — обитатели медленно текущих и крупных стоячих водоемов (*Anodonta*, *Viviparus viviparus*, *Unio pictorum*, некоторые *Sphaerium*, *Pisidium*); *стагнобионты* (*стагнофилы*) — обитатели луж, болот и других мелких стоячих водоемов, в том числе временных (легочные моллюски из семейств *Limnaeidae*, *Planorbidae*, роды *Bithynia*, *Valvata*, большинство видов *Sphaerium*, *Pisidium*).

В долинах рек умеренной зоны формируется экологический ряд водоемов и фаун, достаточно четко различающихся между собой (Чепальга, 1967).

В теплых межледниковых фаунах преобладали реобионты и лимнобионты благодаря широкому развитию крупных речных и озерных бассейнов. В ледниковые эпохи реобионты встречались редко и были малочисленными, а преобладали стагнобионты, что было связано с относительной сухостью климата, эфемерностью водоемов и их недостаточным прогреванием во время короткого лета. В эпохи аридизации реофилы в составе фауны исчезали, так как реки аридной зоны были слишком мутными, и моллюски обитали только в стоячих пойменных водоемах.

В направлении на север меняется соотношение некоторых систематических и экологических групп. Так, содержание легочных моллюсков семейств *Limnaeidae* и *Planorbidae* резко возрастает за счет уменьшения переднежаберных видов (Старобогатов, 1970). В тропических водоемах легочные моллюски составляют на Суматре 35%, в бассейне Конго — 28%, на Новой Гвинее — 50%. В высоких широтах их роль в фауне значительно возрастает. Если проследить в северном направлении вдоль меридиана 30° в.д. содержание в фауне легочных видов, то под Одессой они составляют 68% всех видов, в районе Смоленска — 72%, под Ленинградом — 79%, а на Кольском полуострове — до 84%. Это объясняется тем, что легочные моллюски являются более эврибионтными животными, приспособленными к широкому спектру условий среды, в том числе и к крайне неблагоприятному климату Субарктики.

В более широком смысле эта закономерность проявляется в увеличении в полярных районах не только легочных моллюсков, но и всей группы стагнофилов. В Субарктике практически вся фауна состоит из стагнофилов с примесью лимнофилов, тогда как реофилы здесь не обитают. Это связано с тем, что в реках из-за перемешивания вода не прогревается до температур, необходимых для полового созревания особей. В мелких пойменных водоемах и озерах даже в условиях многолетней мерзлоты вода летом достаточно прогревается для того, чтобы могли происходить размножение. Следует отметить, что аналогичные явления — увеличение роли стагнофилов и легочных моллюсков и почти полное отсутствие реофилов характерно также для водоемов аридной зоны. Речные системы здесь редкие и в основном транзитные. В силу особенностей климата они отли-

чаются большой мутностью вод, что приводит к резкому дефициту кислорода, большая часть которого идет на окисление детрита твердого стока. Моллюски могут обитать только в стоячих водоемах поймы с более прозрачной водой, где живут только стагнофилы и некоторые лимнофилы, а реофилы отсутствуют.

Эти экологические особенности можно использовать при анализе ископаемых фаун для реконструкции климатических условий.

Палеотемпературные данные. Для слабосоленых и пресных водоемов Понто-Каспия анализ изотопов кислорода не позволяет реконструировать абсолютные значения температур, однако с его помощью можно восстанавливать другие важнейшие параметры палеоклиматов (Николаев, Попов, 1973).

Изотопные исследования проводились главным образом для бассейнов с нормальной соленостью — карангатского (поздний плейстоцен) и древнечерноморского (голоцен, моложе 8,5 тыс. лет). По данным С.Д. Николаева и С.В. Попова (1973), для последнего бассейна изменения значения σO^{18} раковин морских моллюсков достигают 3,0—3,5‰, тогда как при температурных колебаниях в 2—3°C, зафиксированных в голоцене, эта величина не должна превышать 0,5—0,7‰. Доля температурного фактора формирования изотопного состава здесь не превышает 20%, остальное относится за счет пресных вод, поступающих с суши, в основном с севера.

Гораздо лучше σO^{18} коррелируется с кривыми увлажненности в водосборном бассейне, особенно с его северными районами, откуда и сейчас поступают воды с низкими значениями O^{18} (до 10‰). В ледниковые эпохи возможно влияние талых вод материковых ледников с очень низкими значениями σO^{18} .

Несмотря на невозможность реконструкции палеотемператур изотопный состав кислорода бассейна Черного моря может быть использован как индикатор увлажненности и интенсивности таяния ледников в пределах водосборного бассейна.

Попытки реконструкции палеотемператур солоноватоводных бассейнов не дали положительных результатов, так как влияние притока пресных вод и других факторов оказалось на порядок выше. Так, для хвалынского бассейна (поздний плейстоцен — начало голоцена) на ограниченной территории западного побережья полуострова Челекен σO^{18} колеблется от 1,2 до 0,2‰ (Николаев, Попов, 1973). Измерения дали наиболее низкие значения для пресноводного вида *Corbicula fluminalis*, что связано с притоком легких пресных вод. Изотопный состав вод Каспия, полностью изолированного от океана, еще в большей степени зависит от колебаний увлажненности в водосборном бассейне, особенно Верхней Волги и Камы, где сейчас σO^{18} атмосферных осадков опускается ниже 10‰. Возможно здесь также имело место влияние рек ледникового питания с Кавказа и валдайского ледникового покрова. В этом случае представляется возможность фиксировать стадии наиболее интенсивного таяния ледников днепровское и валдайского оледенений по слоям с самыми низкими значениями σO^{18} в хазарское (до 9,1‰) и раннехвалыинское (до 14,3‰) время.

Пресные водоемы, особенно реки, наиболее полно отражают влияние изотопного состава атмосферных осадков и температуры воды. В лабораториях Геологического института АН СССР и Московского университета им. М.В. Ломоносова (С.Д. Николаев) анализировались наши образцы моллюсков, в основном устрицы, термо- и криокомплексов плиоцен-плейстоцена Закавказья и долин Волги и Днестра. Отмечаются более низкие значения σO^{18} для Закавказья (до 12,8‰), что может быть связано с ледниковым высокогорным питанием рек бассейна Куры. Для криокомплексов апшеронского века характерны более высокие значения порядка от 6,6 до 7—2‰, а для термокомплексов — от 8,2 до 8,8‰; разница σO^{18} составляет в среднем 1,6—1,8‰.

Однако эта разница не обусловлена температурными различиями, здесь играют важную роль гидротермические условия, связанные с изотопным составом осадков и испарением. Интересно, что географическое распределение O^{18} наиболее близко к радиационному индексу сухости М.И. Будыко (1948):

$$K = \frac{XY}{C} \text{‰},$$

где K — радиационный индекс сухости, X — годовой радиационный баланс, Y — скрытая теплота испарения, C — годовая сумма осадков.

Изолиния σO^{18} со значением 5‰ в Средиземноморье почти совпадает с индексом

$K = 1,5$. В дальнейшем может представиться возможность реконструировать радиационный индекс сухости в прошлом по изотопному составу кислорода и других элементов.

Климатические фазы в развитии биосферы. Детальные исследования фауны пресноводных моллюсков плиоцена и плейстоцена Восточной и Юго-Восточной Европы и Кавказа позволили выявить последовательную смену теплолюбивых и холодостойких фаун — криокомплексов и термокомплексов, связанных с климатическими колебаниями.

К р и о к о м п л е к с ы — это относительно холодные и бедные по видовому составу (по сравнению с предшествовавшими и последующими фаунами) ассоциации. Зоогеографический состав их меняется во времени от бореально-средиземноморского в плиоцене и суббореального в эоплейстоцене до бореального в раннем плейстоцене и субарктического в позднем плейстоцене. Одновременно отмечается экологический сдвиг: начиная с раннего плейстоцена, и особенно в позднем плейстоцене резко увеличивается роль стагнофилов и уменьшается доля реофилов, а также возрастает количество раковин наземных моллюсков. В максимуме похолодания в конце вюрма в субквальных отложениях реофильные виды полностью отсутствуют, большинство их составляют наземные моллюски с примесью стагнофилов.

Криокомплексы вообще типичны для холодных и ледниковых эпох и сопровождаются холодной мамонтово-лемминговой фауной млекопитающих и холодной лесотундровой флорой, они были компонентами позднплейстоценовых перигляциальных субарктических экосистем.

Т е р м о к о м п л е к с ы — относительно теплолюбивые, богатые и разнообразные по видовому составу фауны, которые отделяются друг от друга криокомплексами. Они представлены ассоциациями субтропического (в плиоцене и эоплейстоцене), средиземноморского (ранний плейстоцен) и суббореального (средний — поздний плейстоцен) типов. В их составе преобладают реофильные виды, стагнофилы встречаются реже. Термокомплексы сопровождаются теплолюбивыми фаунами других групп и сочетаются с флорами теплых межледниковых эпох.

Аналогичные крио- и термокомплексы отмечаются и в развитии фауны млекопитающих. Французский палеонтолог Шалин (Shalin, 1972) называет их "климатозонами". Он отмечает в плиоцене и плейстоцене чередование ряда теплых и холодных фаун. Холодные фауны ледниковых эпох характеризуются миграцией с севера субарктических элементов, например леммингов *Lemmus*, *Praedicrostonyx*, *Dicrostonyx*, *Sinaptomys*, а также мамонтов, шерстистых носорогов, северных оленей, песцов и других. Первое появление леммингов отмечается еще в плиоцене около 2,4–2,8 млн. лет назад (фауна Симбугино, Рибиелице). Теплолюбивые межледниковые фауны сопровождаются миграцией с юга дикобразов *Hystrix*, лесных слонов *Hesperoloxodon* и других. Фауны млекопитающих образуют такой же ряд теплых и холодных комплексов, как и пресноводные моллюски (Чепальга, 1967; Shalin, 1972).

Фаунистические комплексы моллюсков рассматриваются как компоненты экосистем (биогеоценозов), в которые входят другие группы фауны, растительность, почвы, водные бассейны. Эти компоненты также реагируют на климатические изменения, при этом, как правило, однонаправленно и синхронно. Изменения компонентов происходят одновременно и согласованно, так что установление ряда компонентов для каждой фазы позволяет реконструировать экосистемы и проследить их смену во времени.

В истории биосферы фиксируется чередование экологических фаз (экофаз), связанных с климатическими колебаниями, криофаз и термофаз на фоне общей тенденции к похолоданию. Наиболее отчетливо они проявляются, начиная с раннего — среднего плейстоцена в связи с материковыми оледенениями. Однако чередование крио- и термофаз отмечается и для плиоцена, причем первое значительное похолодание произошло в конце киммерия (около 4 млн. лет назад).

Одновременно отмечается возрастание степени различий между термо- и криофазами. Так, в позднем плиоцене сдвиг границ географических зон между экофазами не превышал 10° по широте, а в позднем плейстоцене достигал 20° . В плиоцен-плейстоцене отмечается усиление темпов формообразования у всех групп животных, а также появление и ускоренная эволюция человека. Нарастающее учащение и углубление климатических изменений и смены экофаз могли стимулировать ускорение эволюционного процесса у организмов, экосистем и человека.

Климатические условия плиоцена и плейстоцена оказали глубокое влияние на скорость эволюции организмов на уровне рода и ниже. Начиная с акчагыла отмечается многократное ускорение эволюционного процесса. Наиболее интенсивное формообразование отмечается сразу после первого крупного похолодания — в раннеакчагыльскую термofазу. В течение короткого интервала времени (2,8–3,3 млн. лет), всего за 0,5 млн. лет, возникли совершенно новые морфотипы скульптурированных унионид в ранге родов и подродов (*Cuneopsodea*, *Wenziella*, *Ritia*, *Sulcopotomida*, *Cyclopotomida*, *Rugunio* и др.), включающих десятки новых видов.

Отметим, что за весь предшествующий период с начала миоцена, т.е. за 20 млн. лет, отмечается возникновение всего двух-трех родов унионид. Значительное ускорение темпов формообразования можно связывать с неоднократными миграциями теплолюбивых фаун в холодные эпохи далеко на юг. При каждом новом возвращении теплолюбивой фауны на юге СССР появляются новые, уже трансформированные виды. Поэтому в филогенетических ветвях отмечаются повышенные скорости эволюции в плиоцен-плейстоцене. Позже в плейстоцене появление новых видов не отмечается, так как они не успевали сформироваться за короткое время межледниковий и оледенений.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М.И.* Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеиздат, 1948.
- Николаев С.Д., Попов С.В.* Применение изотопного кислородного метода к изучению палеогеографии замкнутых и полужамкнутых бассейнов (типа Черного и Каспийского морей). — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1973, т. 40, вып. 1.
- Старобогатов Я.И.* Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л.: Наука, 1970.
- Чепальга А.Л.* Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967.
- Shal'in J.* Les Rongiers du Pleistocène moyen et supérieure de France. (Sistématique-biostratigraphique-paléoclimatique). Paris: Ed. CNRS, 1972.

УДК 551.583.7:525.6

А.В. Шнитников

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИЛИВООБРАЗУЮЩИХ СИЛ И ЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ЛАНДШАФТНУЮ ОБОЛОЧКУ

Изменчивость природных условий во времени может быть раскрыта путем применения комплекса различных методов. Одним из путей прогнозирования развития общей увлажненности — важнейшего фактора, влияющего на состояние компонентов ландшафтной оболочки, является анализ процессов ритмичности природных явлений.

Несмотря на всю сложность этих процессов, в частности вследствие такого осложняющего фактора, как интерференция ритмов различной причинности и различных временных рангов, существуют ритмы, настолько устойчивые во времени и настолько мощные по своему воздействию на ландшафтную оболочку, что их проявление в изменчивости различных ее компонентов можно проследить в течение весьма длительных промежутков времени, в рамках последних геологических эпох.

К основным причинам возникновения ритмичности в изменчивости природных явлений, как известно, относятся: 1) изменения прецессии земной оси; 2) изменчивость интенсивности приливообразующих сил (П.С.) как следствие изменчивости констелляций в мировом пространстве Земли, Солнца и Луны; 3) колебания солнечной активности, с чем, в свою очередь, в значительной мере связаны колебания интенсивности магнитного поля Земли.

Ниже в качестве одной из основных причин изменчивости общей увлажненности принимается изменчивость П.С. (в среднем около 1850 лет), основным энергетическим фактором которой служат крупные внутренние волны, особенно энергично возникающие в трансгрессивные фазы в стратифицированных водах высоких широт Мирового океана и влекущие за собой крупные изменения в ландшафтной оболочке.

Закономерности возникновения, а также проявления этого ритма в ландшафтной

оболочке многократно рассматривались в литературе (Pettersson, 1930; Шнитников, 1968; Le Danois, 1950; Карлстром, 1965; Stacy, 1967).

В одном из исследований, посвященном проблеме внутренних волн, Л.И. Борис (1970) отмечает, что подтвердилось большое значение волн, в частности приливных, для процесса вертикального перемешивания в океане. Из анализа пространственной и временной изменчивости приливного перемешивания в Северной Атлантике вытекает, что на ее обширных пространствах приливные внутренние волны оказывают существенное влияние на вертикальный обмен.

Здесь можно осветить лишь основные и наиболее важные принципиальные свойства ритмичности П.С. применительно к их вертикальной составляющей.

Конstellация Земли, Солнца и Луны на прямой линии, когда большая ось лунной орбиты (апсида) направлена к Солнцу и лежит в плоскости эклиптики, как в узловой апсиде, создает условия увеличения мощности П.С., в частности их вертикальной составляющей. Своего максимума она достигает при конstellации перигелиевой узловой аспиды, когда апсида пересекает эклиптику при зимнем солнцестоянии на прямой линии с Солнцем и Землей.

Такие конstellации бывают только через 1800–1900 лет. Они сопровождаются катастрофическими изменениями циркуляции в морях, а вслед за ними — и климата Земли. Именно в эти эпохи возникают наиболее мощные внутренние волны, поднимающие на поверхность холодные глубинные воды, в то время как поверхность океанов в высоких широтах наиболее прогрета после эпохи минимума П.С.

Энергия вертикальной составляющей П.С. в результате ускорения при опускании вод может колебаться в течение весьма короткого срока (всего в течение 6–7 дней) от 1×10^{-7} до $2,5 \times 10^{-7}$ (Pettersson, 1930). Предельные же ее колебания заключены между $0,8 \times 10^{-7}$ и $3,8 \times 10^{-7}$.

Именно последние и определяют мощные воздействия на ландшафтную оболочку в периоды длительностью 1800–1900 лет. Существует целый ряд других периодов изменчивости П.С., как, например, "вековой", длительностью 110–111 лет, известный различными проявлениями, в частности периодами с благоприятными и неблагоприятными условиями для ловли сельди в Швеции, как это показано Петерссоном (Pettersson, 1912) на основании шведских исторических хроник и государственных отчетов.

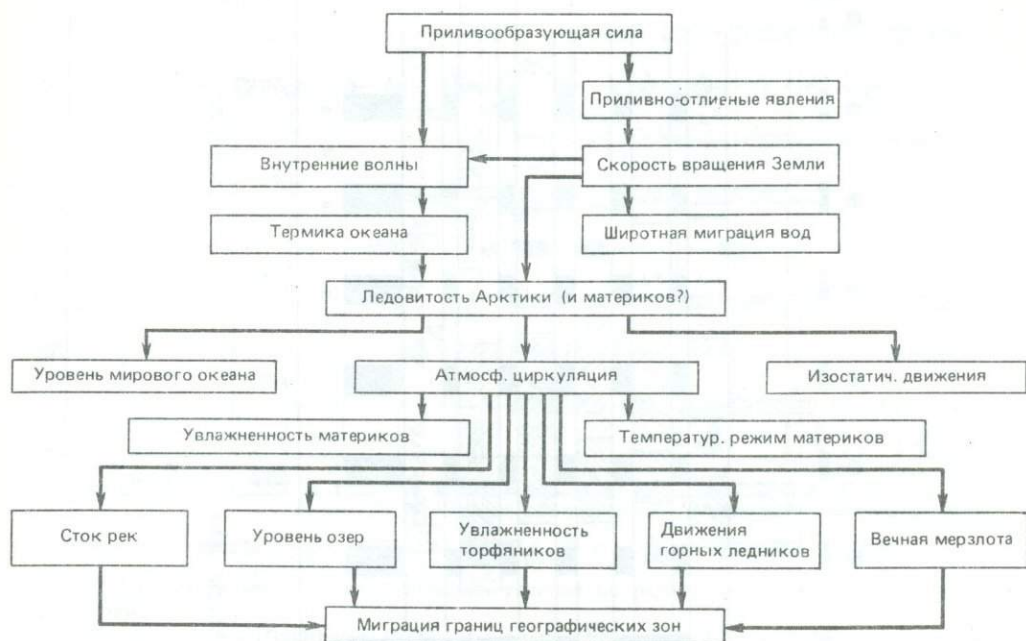
Наиболее известен постоянными проявлениями в ландшафтной оболочке период изменчивости П.С. длительностью 18,6 лет — "сарос" древних халдеев: период затмений, представляющий собой результат совпадения синодического, тропического, аномалистического и драконического периодов Луны при конstellациях аспиды перигелия лунной орбиты.

В настоящей статье мы остановимся лишь на анализе проявлений изменчивости компонентов ландшафтной оболочки под влиянием изменчивости П.С. в период ритм длительностью 1800–1900 лет.

В.И. Вернадский неоднократно подчеркивал важность влияния астрономических факторов на процессы, происходящие в ландшафтной оболочке. В частности, он отмечал, помимо влияния энергии солнечной радиации (сейчас больше говорят о солнечной активности вследствие ее энергичной изменчивости во времени), весьма существенное значение сил всемирного тяготения как источника энергии в этой сфере в результате мощных воздействий приливных сил Солнца и в наибольшей степени Луны. При этом он подчеркивал, что в ионосфере лунные приливы в несколько раз мощнее, чем у земной поверхности, в результате чего "приливные бури" в этой геосфере выражены весьма резко. Вскоре после В.И. Вернадского С. Чепмен (Chapman, 1951) также отметил, что в ионосфере полусуточные приливы выражены гораздо более энергично, чем в тропосфере, не говоря уже о гидросфере¹.

Тем большее влияние, притом длительное, должны оказывать мощные приливы "бури" в гидросфере, возникающие под влиянием динамики П.С. в ранге конstellаций, осуществляющихся через 1800–1900 лет. Сам механизм развития этого периода в ландшафтной оболочке в самых общих чертах представлен в таблице.

¹ Вполне вероятно, что резкая изменчивость метеорологических и гидрологических процессов во всех частях земного шара в последние годы является непосредственным результатом нынешней конstellации больших планет солнечной системы по отношению к Земле.



С постепенным перемещением конstellации Земли, Солнца и Луны от максимального напряжения к среднему и минимальному весь процесс динамики компонентов ландшафтнoй оболочки приобретает обратный характер развития по спирали и естественно на новом уровне. Принципиально такую же структуру имеют и другие ритмы П.С. — "вековой" (около 111–110 лет), "сарос" (18,6 лет) и еще ряд менее крупных.

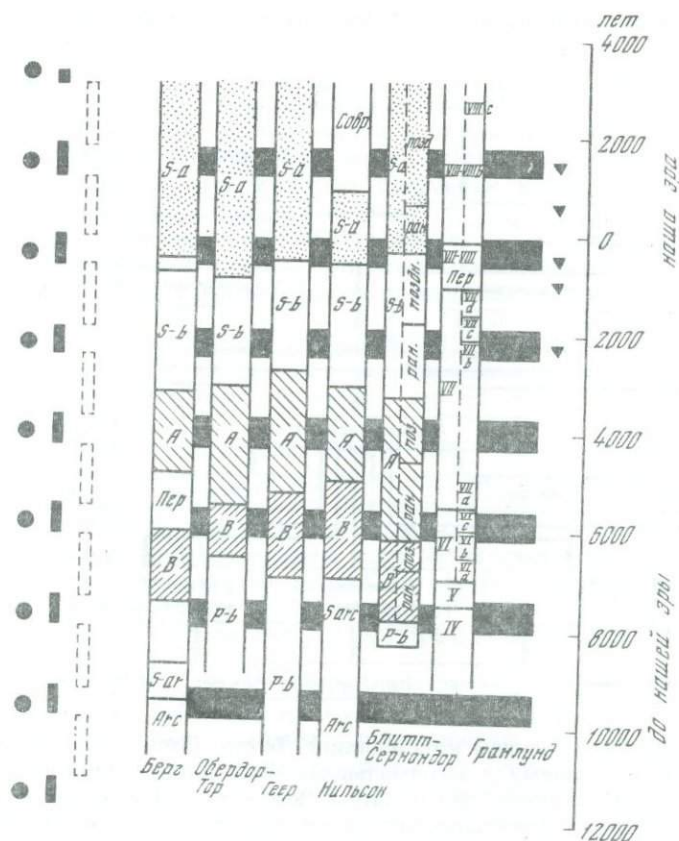
Весьма четко ритм П.С. продолжительностью 1800–1900 лет проявляется в стадийной изменчивости горного оледенения Земли, в особенности в его трансгрессивных фазах, следы, которых сохраняются в их конечных моренах (Шнитников, 1980). В изменчивости горного оледенения земного шара трансгрессивные фазы позднеледниковья и голоцена выражены в виде серии ледниковых трансгрессий, состоящей из восьми фаз: от максимума вюрма III до последней фазы фернау (по альпийской терминологии) в XVII–XIX вв.

Это не означает, что восемь таких фаз проявляются в моренах во всех горно-ледниковых долинах. Они выражены преимущественно в долинах, не имеющих крупных "притоков", и, кроме того, наличие их всех зависит от целого ряда привходящих, в основном геоморфологических, обстоятельств. Однако речь идет о принципиальных вопросах палеогеографии, и в этом отношении динамика горного оледенения в свете 1800–1900-летней ритмичности в позднеледниковье и в голоцене выдерживается весьма строго.

Следует отметить, что даже южная граница многолетней мерзлоты в трансгрессивные фазы многовековой изменчивости компонентов ландшафтнoй оболочки в северном полушарии обнаруживает тенденцию к продвижению в южном направлении. Соответствующие изменения наблюдаются и в смещениях южных границ географических зон — от тундры до сухой степи и полупустыни. Сложнее проявляется воздействие этого ритма П.С. в развитии и в изменчивости такого консервативного компонента, как растительные сообщества.

На рис. 1 представлена схема расчленения голоцена в системе Блитта-Сернандера с последующими модификациями.

Горизонтальными полосами выделены трансгрессивные фазы многовековой (1800–1900-летней) ритмичности. Наиболее интересны и представительны четыре наиболее молодые фазы: около 6000, 4000, 2400–2000 и 500–200 лет назад.



○ 1 □ 2 ▭ 3 ▼ 4

Рис. 1. Многовековые ритмы сил тяготения и варианты схемы Блитта-Сернандера

1 — эпохи констелляций; 2 — то же, трансгрессий; 3 — то же, регрессий; 4 — возвратное развитие торфяников

Первая из них приходилась на середину атлантического периода. До недавнего времени этот период рассматривался как единый, относительно теплый и влажный. Сейчас его строение представляется более сложным.

Вторая фаза, относящаяся к середине суббореального периода, вносит крупные искажения в плавный ход развития этого периода Блитта-Сернандера. По изменчивости горного оледенения она даже получила наименование "малого ледникового века" (Matthes, 1939; Карлстром, 1965).

Далее обособляется трансгрессивная фаза, приходившаяся на период 2400—2000 лет назад. Эта фаза имела место в начале субатлантического периода, когда широко проявлялись подвижки ледников. У некоторых авторов она также получает название "малого ледникового века" (Goldthwait, 1966). К этой же эпохе относится известное похолодание климата и увеличение общей увлажненности.

Наконец, четвертая трансгрессивная фаза П.С. отвечает второй половине текущего тысячелетия. Как видно на рис. 1, она относится к поздней части субатлантического периода. Ей отвечала крупная глобальная подвижка ледников в XVII—XIX вв. Соответственно эту фазу также часто называют третьим (если не четвертым) "малым ледниковым веком".

В интервале между третьей и четвертой трансгрессивными фазами, т.е. в I тысячелетии н.э. и в первой половине II тысячелетия, в широких масштабах проявилось потепление и уменьшение общей увлажненности. Эта часть субатлантического периода, более

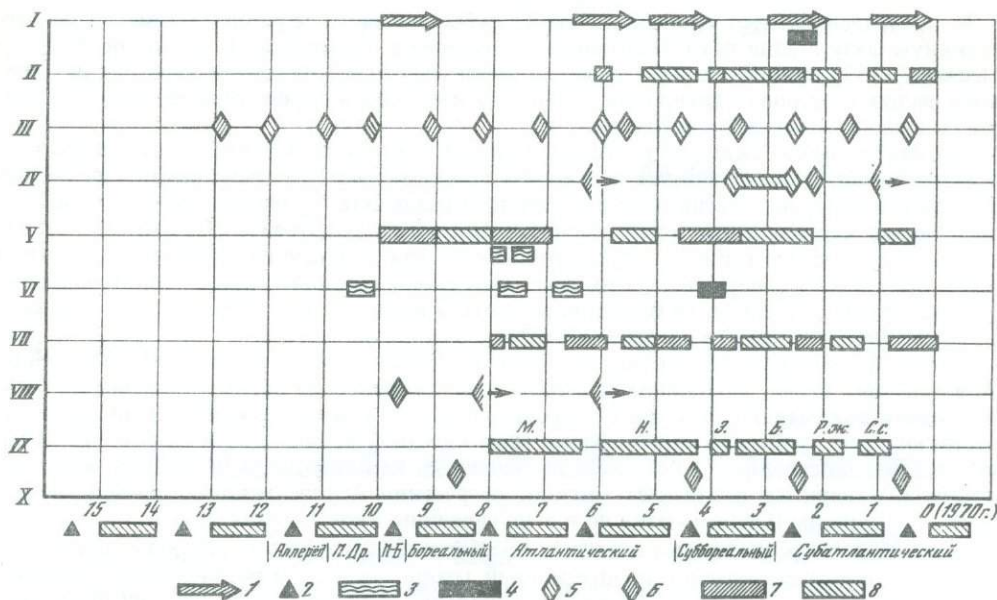


Рис. 2. Реконструкция палеогеографических условий по радиоуглеродным и палинологическим материалам

I — ледники Аляски (Goldthwait, 1966); II — Альпы (Charrier, Peretti, 1978); III — озера Литвы (Гарункшис, 1975); IV — оз. Севан (Алешинская, 1981); V — оз. Неро (Алешинская, 1974); VI — Сахалин (Бровко и др., 1975); VII — Ямал (Макеев, Бердовская, 1975); VIII — Карелия (Экман, 1981); IX — Карелия (Панкрушев, 1981); X — Латвия (Эберхардс, 1981). 1 — наступание ледников; 2 — максимум приливообразующих сил; 3 — торфяники; 4 — регрессия океана; 5 — регрессия озер; 6 — трансгрессия озер; 7 — эпохи теплые; 8 — эпохи холодные

теплая и сухая, чем его начало, получила за сходство с бореальным периодом наименование небореала (Кордэ, 1960; Czczuga, 1975; Digerfeldt, 1972).

Очевидно, достаточную достоверность такая характеристика может получить в том случае, если она будет основана на материалах современных методов исследований, прежде всего радиоуглеродного и спорово-пыльцевого.

На рис. 2 показаны изменения климата, состояния различных озер, изменения горных ледников, полученные на основе геоморфологических данных, радиоуглеродных датировок и результатов спорово-пыльцевого анализа, а также данных литературных источников.

На основе детального палеолимнологического анализа А.С. Гарункшис (1975) охарактеризовал историю озер Литвы с позднеледниковья до современности. Этот достаточно полный и детальный материал соответствует данным изменчивости приливообразующих сил. Сходны с ними и материалы по истории оз. Неро (Алешинская, 1974), хотя имеются частные расхождения, что объясняется уникальностью истории последнего.

Весьма интересны результаты исследования озер на Ямале В.М. Макеева и Г.Н. Бердовской (1975). По их данным, эпохи длительных усыханий озер соответствуют регрессивным фазам 1800–1900-летнего периода. Соответствуют этим данным и данные Л.С. Говорухи с соавторами (1965), относящиеся к голоцену Земли Франца-Иосифа. Последние, в частности, показывают, что в эволюции ледникового покрова Земли Франца-Иосифа выделяется фаза его интенсивной деградации (6000–4500 лет назад). В конце этого времени в результате энергичного таяния ледники сократились до значительно меньших размеров, чем современные. А если судить по резкому изменению характера осадков, регрессивная фаза оледенения сменилась наступанием ледников около 4000 лет назад. Как видно на рис. 2, эта характеристика изменчивости оледенения Земли Франца-Иосифа в точности соответствует регрессивной фазе многовековой изменчивости общей увлажненности между 6000 и 4000 лет назад, т.е. стадии гшницт и трансгрессивной фазе стадии даун.

За последней следует глобальная эпоха суббореального периода, падающая на регрессивную фазу стадии даун. Она широко освещена в литературе. В частности, Хейссер (Heusser, 1953) относит "альтитермал" Аляски к 1500-м годам до нашей эры на основании радиоуглеродных датировок одного из двух слоев торфа, обнажающихся в разрезе болота на склоне вблизи Джуно.

История ледника Джимонт в Альпах, начиная с середины атлантического периода, с 6000 лет назад, свидетельствует о том, что холодные эпохи в этом районе неизменно приходились на трансгрессивные фазы ритма, а разделяли их теплые фазы (см. рис. 2). Аналогичная картина и в истории ледников Аляски по Голдтвейту (Goldthwait, 1966), который дал полную серию их трансгрессивных фаз за последние 6000 лет. При этом важно отметить, что первая из этих фаз относится к середине атлантического периода и указывает на то, что он не был однородным, а разделялся на три отдельные фазы — две более теплые и одну (в средней части) более суровую.

На рис. 2 показана голоценовая история оз. Севан (Алешинская, 1981) и оз. Неро (Алешинская, 1974), находящихся в разных географических зонах. Сведения об истории Севана показывают, что три его трансгрессии, по радиоуглеродным данным, соответствуют трем трансгрессивным фазам многовековой изменчивости приливообразующих сил, а единственная установившаяся теплая эпоха приходится на теплую часть суббореального периода и отвечает мягкой, регрессивной фазе многовековой изменчивости — с середины II тысячелетия до н.э. до середины I тысячелетия до н.э.

Возможно, что расхождения в данных по истории оз. Севан и оз. Неро скорее объясняются недостаточной полнотой определений границ эпох, чем различиями в развитии природных процессов, хотя и они вполне вероятны, если учитывать, что они находятся в разных географических зонах.

Значительный интерес представляют процессы изменчивости общей увлажненности в Карелии и Латвии, рассматриваемые на примере двух озер с довольно полными сериями трансгрессивных фаз: оз. Лендерское в Карелии (Экман, Колканен, 1981) и оз. Лубанас в Латвии (Эберхардс, 1981).

Как видно на рис. 2, все трансгрессии этих озер, серии которых дополняют одна другую, возникали в трансгрессивные фазы многовековой изменчивости за последние 10 000 лет, т.е., по существу, за весь голоцен. В данном случае, как и в отношении трансгрессий ледников Аляски, изменчивости в общей увлажненности озер Литвы и оз. Севан, в середине атлантического периода отмечается возникновение трансгрессивной фазы на оз. Лендерское (Экман, Колканен, 1981).

Не менее существенное значение имеют результаты работ Г.А. Панкрушева (1981). На основе многолетних исследований археологических стоянок (с радиоуглеродным датированием) в основном на побережьях Онежского озера он подвел итоги изучения археологических памятников и выделил в них все эпохи развития человеческого общества — от мезолита до средневековья. Эти эпохи, в точном соответствии с датировками автора, приведены на рис. 2. Необходимо при этом отметить, что Г.А. Панкрушев с нашими работами не был знаком и не пользовался ими.

Перерывы в расселении человека в Карелии непосредственно связаны с озерными трансгрессивными фазами, т.е. с значительными ухудшениями климата.

С другой стороны, все эпохи активного расселения человека связаны с теплыми фазами многовековой изменчивости и с соответствующими частями периодов Блитта-Сернандера: мезолит приходится на первую половину атлантического периода, неолит — на его вторую половину, разделенную на две части с трансгрессией (стадия гшнитц) в его середине; энеолит и бронза с небольшим разрывом развивались в суббореальный период, а раннее железо и средневековые селища соответствуют первой половине субатлантического периода, который, как уже отмечалось, в целом в настоящее время, так же как атлантический, подразделяется на три части, что в полной мере соответствует многовековой изменчивости общей увлажненности.

Необходимо кратко остановиться на некоторых интересных результатах исследований в совершенно иной географической зоне. М.Ф. Косарев (1981), в течение многих лет занимавшийся археологическими исследованиями эпох энеолита и железа в Западной Сибири, на основе весьма обширных археологических сборов и изучения основ хозяйства на местах древних поселений установил хорошо выраженную зависимость форм хозяйствования человека упомянутых эпох от многовековой изменчивости ландшафтов. Он отмечает тесную связь между колебаниями общей

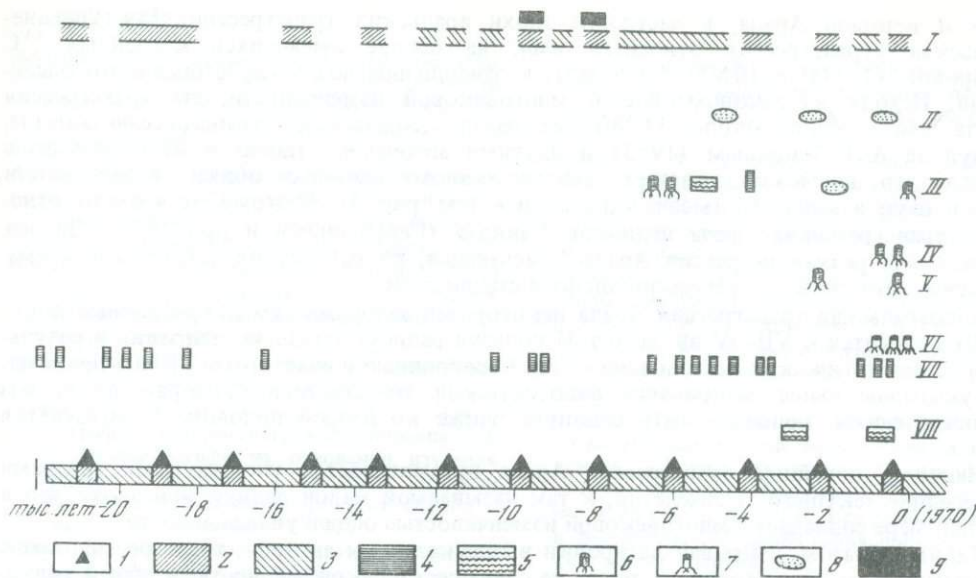


Рис. 3. Реконструкция палеогеографических условий по радиоуглеродным датировкам

I — Сибирь и Северная Америка (по Н.В. Кинд, 1971); II — Саяны; III — Алтай; IV — Джунгарский Алатау; V — Казахский мелкосопочник; VI — Тянь-Шань (оз. Иссык-Куль); VII — Тянь-Шань (оз. Чатыркель); VIII — оз. Балхаш

1 — максимумы приливообразующих сил; 2 — холодные эпохи; 3 — теплые эпохи; 4 — органика озерная; 5 — торф погребенный; 6 — древесина погребенная; 7 — древесина затопленная; 8 — почвы погребенные; 9 — регрессия Мирового океана

увлажненности в их многовековой динамике и соответствующими формами хозяйствования.

На рис. 3 представлена реконструкция палеогеографических условий по ^{14}C . В нижней половине диаграммы, начиная от Джунгарского Алатау, приведены результаты многолетних исследований экспедиций Института озероведения под руководством автора (Шнитников, 1975, 1980), а в верхней части — литературные данные. В большинстве случаев в истории озер четко выражены трансгрессивные фазы середины текущего тысячелетия и длительная теплая эпоха от середины I тысячелетия н.э. до первой трети или половины II тысячелетия. На оз. Иссык-Куль это, в частности, устанавливается по находкам многочисленных пней на дне озера на глубинах от 6 м до его поверхности (с датировками от 560 до 475 лет) и древесными остатками поселений на дне озера (с датировками от 720 до 600 лет).

В частности, в середине текущего тысячелетия в режиме озера проявилась весьма энергичная трансгрессия, в результате которой уровень его повысился примерно на 20 м и к середине или концу XVII в. достиг порога стока в р. Чу. С начала XIX в. уровень озера понизился и продолжает равномерно понижаться (в среднем на 7 см/год). Снижение будет продолжаться в соответствии с природными закономерностями весьма длительное время, до достижения уровня его равновесия на 8 м ниже современного (на этот процесс будут накладываться небольшие последствия хозяйственной деятельности в бассейне озера).

Примерно такой же, как показывают наши радиоуглеродные датировки, многовековой режим имеет оз. Балхаш, лишь с другой амплитудой колебаний уровня из-за плоскости его котловины.

В связи с изложенным выше нельзя не остановиться на истории Арала в среднем и позднем голоцене, на основе исследований Л.Р. Серебряного с соавторами (1980).

На основе сопряженного анализа результатов личных исследований и исследований других авторов в целом применительно к трем ключевым районам Средней Азии — Фергане, Внутреннему Тянь-Шаню и Аралу — Л.Р. Серебряный и другие исследователи получили возможность сопоставить историю оледенения Тянь-Шаня в голо-

цене и историю Арала, в частности эпохи аральских трансгрессий. Так "древне-аральская" трансгрессия относится ими, на основе имеющихся косвенных ^{14}C датировок (11 600 и 10 800 лет назад), к завершению позднелайстоценового оледенения. Исходя из закономерностей многовековой изменчивости, эта трансгрессия могла иметь место около 11 340 лет назад. "Аральскую" трансгрессию авторы, следуя за А.Л. Яншиным (1953) и другими авторами, относят к III тысячелетию до н.э., что, возможно, отвечает трансгрессивному импульсу общей увлажнения стадии даун в конце III тысячелетия до н.э. (см. рис. 3). К этому же времени относится трансгрессивная фаза ледников Кавказа (Серебрянный и др., 1978). За ней последовала резкая регрессия Арала, отвечающая, по нашему представлению, всему II тысячелетию до н.э. — регрессивной фазе стадии даун.

Новоаральская трансгрессия Арала некоторыми авторами (см.: Серебрянный и др., 1980) относится к VII—IV вв. до н.э. Используя радиоуглеродные датировки и результаты палинологических исследований, Л.Р. Серебрянный с соавторами (1980) принимают указанное выше датирование новоаральской трансгрессии, которая, по нашим представлениям, должна быть сдвинута ближе ко второй половине I тысячелетия до н.э.

Наконец, новейшая трансгрессия Арала приурочивается упомянутыми авторами к середине текущего тысячелетия, к так называемой малой ледниковой эпохе, что в полной мере совпадает с многовековой изменчивостью общей увлажненности.

Таким образом, учитывая датировки вышеуказанных авторов, трансгрессии Арала в среднем и позднем голоцене точно не совпадают с закономерностями общей увлажненности, однако они хорошо совмещаются во времени с ее многовековыми ритмами.

Среди исследованных озер не является исключением и оз. Чатыркель во Внутреннем Тянь-Шане на высоте 3530 м, глубиной до 22 м и современной площадью около 160 км² (Севастьянов и др., 1980).

Древние озерные отложения, сохраняющиеся в толще многолетней мерзлоты, позволили изучить историю водного состояния озера от 22 000 лет назад, т.е. от позднего плейстоцена, до современности. Наиболее интересным в истории оз. Чатыркель оказалось то, что после завершения некоторого потепления в конце позднего плейстоцена (17 000—16 000 лет назад) в его бассейне наступило похолодание, превратившее озеро в ледоём и вместе с тем прекратившее и всякую жизнь в нем.

С началом позднеледниковья, а затем голоцена (около 11 000 лет назад) жизнь в озере возобновилась и продолжается поныне, прерываясь, как видно на рис. 3, в эпохи трансгрессивных фаз многовековой изменчивости. Режим этого озера в последние три тысячелетия сходен с режимом оз. Сонкель (Шнитников, Севастьянов и др., 1980).

На том же рис. 3 наверху приведены полные материалы Н.В. Кинд (1971), основанные на радиоуглеродных датировках. Не останавливаясь на их анализе, необходимо отметить большое сходство колебаний климата, выявленных по материалам Сибири, Северной Америки и истории оз. Чатыркель.

Особенно интересно отметить образование на Саянах в трансгрессивные фазы лесных почв особого типа, ныне находящихся в погребенном состоянии (Савина, 1976).

Таким образом, установив зависимость изменчивости многих компонентов ландшафтной оболочки от многовековой динамики П.С. и полагая, что во многих явлениях, например, общей увлажненности, такая зависимость выражена в большой степени, мы не утверждаем, что внешне она функциональна. Так, далеко не все горные ледники одинаково реагируют на единые внешние воздействия. Их реакция зависит от ряда различных для каждого из них локальных причин, хотя генеральные реакции имеют большое сходство. Аналогичным образом озера и регионально, и локально реагируют по-разному на общие генеральные воздействия.

Вместе с тем необходимо отметить, что генеральные процессы многовековой изменчивости общей увлажненности, помимо кратко освещенных выше, весьма закономерно проявляются и в изменчивости ряда других компонентов ландшафтной оболочки.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З.В.* Палеогеографические исследования в районе Рождественской стоянки на озере Неро. — В кн.: Первобытный человек, его материальная культура, природная среда в плейстоцене и голоцене. М., 1974. Ч. 1.
- Алешинская З.В.* Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений озера Севан. — В кн.: Тез. совещ. "Изотопные и геохим. методы в биологии". Тарту, 1981.
- Борис Л.И.* О пространственной и временной изменчивости приливного перемещения, обусловленного внутренними волнами. — *Океанология*, 1970, вып. 5.
- Гарункшис А.С.* Седиментационные процессы в озерах Литвы. Вильнюс: Моклас, 1975.
- Говоруха Л.С., Зауер Л.М., Зеленко А.С.* Палеогеографическая реконструкция голоцена Земли Франца-Иосифа на основании изучения озерных отложений. — *Тр. НИИ геологии Арктики*, 1965. (Антропогенный период в Арктике и Субарктике; Т. 143).
- Карлстром Т.Н.* Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата. — *Тр. НИИ геологии Арктики*, 1965. (Антропогенный период в Арктике и Субарктике; Т. 143).
- Кинд Н.В.* Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1971.
- Кордэ Н.В.* Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Косарев М.Ф.* К истории взаимоотношений человека и природы в Западной Сибири (по материалам археологических исследований). — В кн.: Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981.
- Макеев В.М., Бердовская Г.Н.* Ритмичность осадконакопления в озерах Арктической зоны. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л., 1975. Т. 3. История озер в голоцене.
- Панкрушев Г.А.* Результаты радиоуглеродной датировки археологических памятников Карелии. — В кн.: Тез. совещ. "Изотопные и геохим. методы в биологии". Тарту, 1981.
- Савина Л.Н.* Новейшая история лесов Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1976.
- Севастьянов Д.В., Шнитников А.В., Лийва А.А.* и др. Озера Чатыркёль и Сонкёль. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980.
- Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Девирц А.Л.* и др. К истории оледенения высокогорного Кавказа в голоцене. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1978, № 2.
- Серебрянный Л.Р., Пшенин Г.Н., Пуннинг Я.-М.К.* Оледенение Тянь-Шаня и колебания уровня Арала (позтапный анализ событий) — *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1980, № 2.
- Шнитников А.В.* Колебания климата в текущем тысячелетии и их палеогеографическое значение. — В кн.: Докл. на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. VIII—XIV, 1960—1966. Л., 1968.
- Шнитников А.В.* Деградация последнего оледенения в котловине озера Чатыркёль (Тянь-Шань). — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М., 1975. Вып. 23.
- Шнитников А.В.* Озеро Иссык-Куль. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980.
- Шнитников А.В., Севастьянов Д.В., Бердовская Г.Н.* и др. Палеогеография бассейна оз. Сонкёль в позднем голоцене. — *Изв. ВГО*, 1980, т. 112, № 6.
- Эберхардс Г.Я.* Колебания уровня древнего озера Лубанас и заселение его берегов человеком. — В кн.: Тез. совещ.: "Изотопные и геохим. методы в биологии". Тарту, 1981.
- Экман И.М., Колкканен Д.И.* Некоторые задачи и результаты C^{14} датирования донных осадков малых озер Карелии. — В кн.: Тез. Совещ. "Изотопные и геохим. методы в биологии". Тарту, 1981.
- Яниш А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
- Chapman S.* Note on a supposed determination of the lunar diurnal tide in the ionosphere. — *J. Meteorol.*, 1951, vol. 8, N 4.
- Charrier G., Peretti L.* Recherche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane. VIII. — *Allionia*, 1978—79, vol. 23.
- Czeczuga B.* Characteristic climatic changes in the north-eastern region of Poland during the post-glacial period. — In: *Paleolimnology of Lake Biwa*, 1975, vol. 3.
- Le Danois.* Le rythme des climats dans l'histoire de la terre et de l'humanité. Paris, 1950.
- Digerfeldt G.* The postglacial development of Lake Trummen. — *Folia Limnol. Scandinavia*, 1972, vol. 16.
- Goldthwait R.P.* Evidence from Alaskan glaciers of major climatic changes. — *Proc. Intern. Symposium (18—19.IV. 1966) on World Climate 8000 B.Ch. to 0 B.Ch.* London, 1966.
- Heusser C.J.* Radiocarbon dating of the thermal maximum in southeastern Alaska. — *Ecology*, 1953, vol. 34, N 3.
- Matthes F.E.* Report of Committee on glaciers. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1939.
- Pettersson O.* Hydrography and meteorology. — *Quart. J. Roy. Meteorol. soc.*, 1912, vol. 38, N 163.
- Pettersson O.* The tidal force. — *Geogr. annaler*, 1930, vol. 1, N 4.
- Stacy C.M.* Time and astronomical cycles. — In: *The Encyclopedia of atmospheric sciences and astrogeology*. New York, 1967.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ИСТОРИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

При изучении динамики современного климата Земли и эволюции климатов прошлого при некотором обобщенном подходе можно условно выделить следующие характерные периоды с соответствующими временными масштабами: инструментальный, исторический, палеогеографический, геологический (табл. 1).

Первые два периода в значительной степени генетически однородны, так как охватывают эпоху, в которую не происходило каких-либо кардинальных изменений климата Земли. В известном смысле они могут быть сведены к одному периоду, инструментально документированная часть которого составляет по времени всего несколько процентов от всей исторической эпохи. Два других периода, наоборот, принципиально отличаются друг от друга в том смысле, что для палеогеографического интервала в последние 50–70 млн. лет положение суши оставалось стационарным в системе географических координат, тогда как в более древние эпохи, согласно современным представлениям глобальной тектоники, могло происходить смещение континентов через различные широтные зоны Земли. Для этих эпох следует допустить влияния, связанные с миграцией полюсов.

Характерные временные масштабы и амплитуды изменений климата в указанные периоды различны, а иногда и просто несоизмеримы. Соответственно уровень и характер документации, методика реконструкции и точность получаемой информации оказываются подчас трудно сопоставимыми. По-видимому, можно констатировать, что в современной климатологии выделяются различные уровни исследований объекта, определяемые прежде всего характерными временными рубежами. Для каждого из них может разрабатываться специфическая система методов, моделей и их трактовки, которая должна вместе с тем взаимно использоваться на смежных уровнях. На современном этапе развития науки именно такой подход характерен для многих дисциплин, и в данном случае он должен способствовать успешному решению фундаментальной задачи изучения физических механизмов и динамики климатической системы Земли на разных этапах ее эволюции.

Как известно, для описания климатической информации инструментального периода разработана весьма содержательная теория интерпретации континуумов климата. Некоторые приемы могут быть использованы и для анализа климатического режима в доинструментальный, т.е. прежде всего исторический период. При этом следует принять во внимание, что как в природных, так и в исторических сведениях о климатах прошлого наибольшей информативностью обладают явления экстремального характера (засуха, суровая зима и др.). Такие погодно-климатические экстремумы можно интерпретировать как дискретный поток событий на временной оси, а их статистическую параметризацию производить на основе обобщенных распределений Пуассона, используемых при описании временных последовательностей гидроклиматических рядов.

Т а б л и ц а 1

Характерные периоды (и их временные рубежи), выделяемые при изучении климатов прошлого

Период*	Характерное время, лет	Характерный диапазон, лет
Инструментальный	10^2	0–150
Исторический	10^3	0–5000
Палеогеографический	$10^4 - 50^7 - 70^7$	10 000–50 000 000
Геологический	50^7 и более	50 000 000 и более

* При подобной дифференциации климаты голоцена могут изучаться в пределах второго и третьего периодов.

Теоретические основы модели для редких событий. Статистическое распределение для редких событий в общем виде описывается следующим соотношением:

$$P(\tau)_m = \frac{(\lambda\tau)^{\bar{m}}}{m!} \exp(-\lambda\tau), \quad (1)$$

где $P(\tau)_m$ — вероятность того, что за данный интервал времени τ произойдет ровно \bar{m} событий; величина λ представляет собой плотность потока событий, т.е. число экстремумов (засух и др.) в единицу времени. Для нее удобно принять размерность 1/год, например, $\lambda = 0,10$ 1/год означает: 1 засуха за 10 лет; $0,25$ 1/год — 1 засуха за 4 года. Для нашей модели важен простейший случай: $\bar{m} = 0$, что означает отсутствие события на заданном отрезке времени. Очевидно, для такого состояния

$$P_0 = \exp(-\lambda\tau), \quad (2)$$

т.е. чем длиннее отрезок времени, тем меньше вероятность, что он окажется "пустым". Вероятность противоположного (сопряженного) состояния, характеризуемого тем, что в данный интервал попало одно событие, выразится как

$$P(\tau)_1 = 1 - \exp(-\lambda\tau). \quad (3)$$

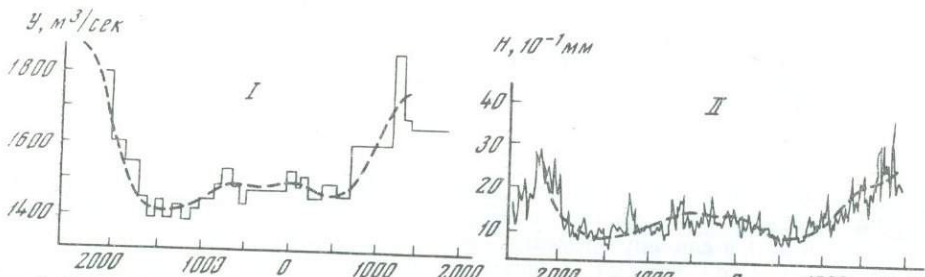
Отсюда можно получить выражение $f(\tau)$ для вероятности того, что промежуток времени между двумя смежными событиями (засухами) будет равен τ_i . Для этого достаточно продифференцировать по τ функцию $P(\tau)_i$:

$$\frac{dP(\tau)_i}{d\tau} = f(\tau) = \lambda \exp(-\lambda\tau). \quad (4)$$

Функция $f(\tau)$, таким образом, определяет плотность распределения интервалов τ разной продолжительности между двумя смежными по времени событиями. Очевидно, что максимальная вероятность $f(\tau) = \lambda$ при $\tau_i = 0$. Это означает, что статистически наиболее часто имеют место нулевые интервалы между событиями, т.е. применительно к нашему случаю экстремумы наступают ежегодно. Хотя такой вывод представляется на первый взгляд несколько парадоксальным, в действительности он отражает важное свойство простейшего потока Пуассона, заключающееся в том, что в естественном режиме независимые события имеют тенденцию образовывать группировки по 2, 3 и более. Эта особенность довольно хорошо проявляется в многолетней динамике различных экстремальных гидроклиматических явлений.

Зная вид функции $f(\tau)$, можно получить также выражения для интегральной вероятности $F(\tau)$ появления события в данном интервале τ_p , который в этом случае будет иметь смысл так называемого времени ожидания. Иными словами, в течение заданного отрезка времени продолжительность τ_p , лет событие (экстремум) должен наступить с обеспеченностью (интегральной вероятностью), равной $F(\tau)$. Величина $F(\tau)$ лежит в интервале от 0 до 1 $0 \leq F(\tau) = 1$. Важной характеристикой в этом смысле является значение τ_F при $F(\tau) = 0,90-0,95$, которое устанавливает временной интервал, в течение которого появилось событие с обеспеченностью 90–95%. Это означает, что к концу данного интервала ожидаемое событие должно произойти почти определенно. Такой вывод справедлив, конечно, лишь для того условного эмпирического распределения, на основе которого получена сама функция $F(\tau)$.

Реконструкция экстремумов увлажнения за последние 4100 лет. На основе изложенного подхода была выполнена реконструкция экстремумов увлажнения за период позднего голоцена на примере юго-западных районов Европейской части СССР. В качестве основного источника информации для соответствующего анализа послужили данные по илстым отложениям в Сакском озере, расположенном в западной части степного Крыма (вблизи Евпатории). Для этих отложений характерна сезонная смена летних и зимних слоев, различающихся по окраске, что позволяет датировать отложения с годовым интервалом. Указанные материалы достаточно хорошо известны в литературе и использовались еще В.Б. Шостаковичем в 30-х годах, на публикации которого, в частности, ссылается К. Брукс (1952). В работе Б.В. Перфильева (1952) отмечается исключительная четкость геохронологической опорной шкалы илстых отложений Сакского озера. Г.И. Швецом (1978) на основе этих данных был разработан способ



Р и с. 1. Динамика стока Днепра за исторический период
 I — реконструирована Г.И. Швецом (1978) по илстым отложениям Сакского озера в Крыму;
 II — кривая толщины илстых отложений Габозера (Костин, 1979)

восстановления годового стока Днепра в его нижнем створе у Днепропетровска за период свыше 4100 лет. На основе тщательных проработок по инструментальным данным за XIX—XX вв., а также с привлечением исторических документов им была реконструирована общая картина динамики стока Днепра в подавляющей части его бассейна ($\approx 90\%$), определены норма стока и другие статистические параметры, а также составлена таблица ежегодных значений годового стока у Лоцманской Каменки за период 2149 г. до н.э. — 1975 г., т.е. за интервал продолжительностью в 4124 года. Общая картина временного хода стока, построенная нами по данным Г.И. Швеца, приводится на рис. 1. По нашему мнению, она достаточно хорошо согласуется с суббореальной и субатлантической климатическими эпохами голоцена и частично охватывает переходный период к климатическому оптимуму голоцена (5000—6000 лет назад).

На этом же рис. 1 (кривая II) приводится динамика изменений толщины илстых отложений Габозера в южной части Карелии почти за тот же период (Костин, 1979). В общих чертах, а также в некоторых существенных деталях она соответствует сглаженной кривой стока Днепра, что может служить убедительным доказательством синхронности процессов увлажнения в рассматриваемые климатические эпохи по всей территории Европейской части нашей страны.

Более детальное рассмотрение позволяет произвести разбивку и датировку основных и переходных эпох климата и отдельных его фаз за весь поздний голоцен следующим образом.

Суббореальная климатическая эпоха (1789 г. до н.э. — 600 г. н.э.).

Основная засушливая фаза (1789—950 гг. до н.э.).

Менее засушливая фаза (950 г. до н.э. — 600 г. н.э.) с периодами увлажнения, близкими к средней норме (1050—600 гг. до н.э. и 100 г. до н.э. — 250 г. н.э.).

Субатлантическая климатическая эпоха (730—1980 гг.).

Влажная фаза, малый климатический оптимум (1000—1300 гг.).

Переходные периоды:

от климатического оптимума голоцена к суббореальной эпохе (2149—1789 гг. до н.э.),

от суббореальной к субатлантической эпохе (600—730 гг. н.э.).

Она соответствует хронологии климатических изменений в Европе, обобщенной в работах К. Брукса (1952), Х. Лэма (1974) и др.

Для суббореальной эпохи, в частности, характерна значительная изменчивость увлажнения, причем более влажные фазы хорошо совпадают с так называемыми неогляциалами (Fairbridge, 1976). Наиболее длительный из них приходится на влажную фазу "б", что согласуется с представлениями об увеличении осадков в умеренных широтах в эти периоды (Борзенкова, 1980).

Как известно, количество осадков и величина стока в среднемноголетнем режиме находятся в тесной функциональной связи которая выражается различными формами уравнений связи в зависимости от размеров бассейна, общих гидроклиматических условий и других факторов. Эти общие закономерности могут быть положены в основу выявления засушливых условий по данным о речном стоке. Для уточнения степени соответствующей информативности был использован каталог весенне-летних засух на Украине за период 1860—1979 гг., составленный нами на основе обобщения литера-

Таблица 2

Функция распределения интервалов $f(\tau)$ и группировок для засушливых и маловодных лет на Украине за инструментальный период (1860–1979 гг.), число случаев

Экстремум	Интервалы между событиями, τ , лет											
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Засухи	15	10	9	4	3	0	0	1	1	0	0	0
Маловодье	13	9	5	3	2	2	2	0	2	0	0	0
	Число группировок, лет подряд											
	1	2	3	4	5	6	–	–	–	–	–	–
Засухи	22	6	3	0	1	0	–	–	–	–	–	–
Маловодье	17	5	4	0	0	0	–	–	–	–	–	–

турных источников (Раунер, 1979). Прежде всего были построены нормированные функции распределения интервалов между маловодными и засушливыми годами, а также распределение группировок засушливых и маловодных лет за один и тот же период (115–120 лет) (табл. 2).

За маловодные были приняты годы, в которые высота стока снижалась от общей нормы не менее чем на $-0,60$. Как видно из сопоставления функции $f(\tau)$ для засух и маловодных лет, имеется хорошее согласование, особенно в высокочастотном интервале при $0 \leq \tau \leq 4$, причем в обоих случаях отсутствуют интервалы больше 9 лет. Следовательно, в данной временной реализации отсутствуют длительные многолетние интервалы и для засух, и для маловодных лет, при этом соотношение общего числа одиночных лет и числа лет, входящих в те или иные группировки, весьма близки, а именно для засух $-0,84$ и для маловодных лет $-0,76$. Хронологическое совпадение засух и маловодных лет за инструментальный период составило свыше 60% случаев, а по месячным данным 80%. Средняя плотность потока событий также оказалась близкой – порядка $0,35 \div 0,40$ 1/год.

Таким образом, при временном масштабе порядка 100 лет динамика засушливых лет может реконструироваться по данным об отрицательных экстремумах стока за весь период документации.

Изложенная выше модель реализуется на основе преобразования непрерывного временного ряда в дискретную последовательность потока экстремумов разного знака. Для соответствующего машинного анализа нами был предложен алгоритм, а Л.А. Лозовской составлена программа счета для ЭВМ БЭСМ-6 (расчеты проводились в Вычислительном центре АН СССР). Она предусматривает определение математического ожидания исходного массива и его дисперсии, а также уровня выброса, т.е. значения функции, выше или ниже которой процесс считается экстремальным. Далее производится распечатка всего ряда в виде импульсной функции $(+1, 0, -1)$, и полученный таким образом новый дискретный временной ряд подвергается машинной обработке для нахождения средней плотности потока событий и функций распределения интервалов между соседними событиями в дифференциальной и интегральной форме. Помимо основной программы была использована также специальная программа оценки скользких средних применительно к анализу временной динамики дискретного потока событий с длиннопериодным сглаживанием (> 60 лет).

Имеющийся в нашем распоряжении временной ряд позволяет получить выборку экстремумов, приближающуюся по объему к генеральной совокупности. На рис. 2 показаны результаты соответствующего подбора для всей совокупности отрицательных экстремумов на уровне $0,6\sigma$ в интервале $0 < \tau < 16$ лет с применением полупараметрической анаморфозы. Как видно на рис. 2, общая закономерность изменения функции по экспоненциальному закону выполняется хорошо. Однако обнаруживается характерная особенность, заключающаяся в том, что параметр экспоненты сам зависит от величины τ , при этом с возрастанием τ он уменьшается. Иными словами, при малых τ плотность вероятности $f(\tau)$ уменьшается относительно более быстро,

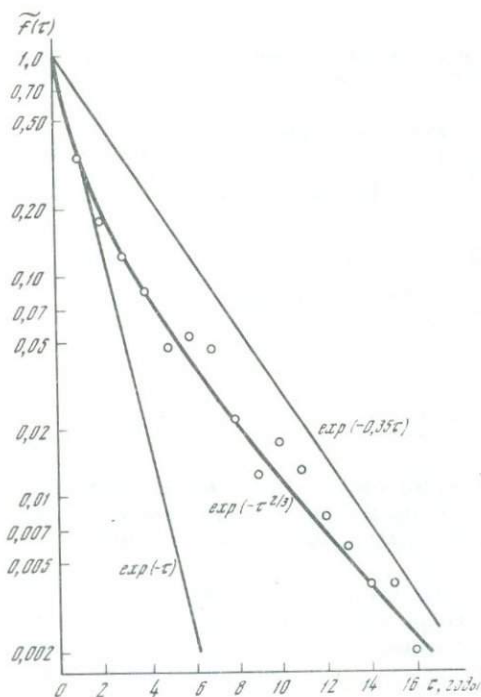


Рис. 2. Функция дифференциального распределения интервалов между двумя отрицательными экстремумами стока (засушливыми годами) за весь период реконструкции

Общее количество экстремальных лет $\sim 10^3$. Функция нормирована на величину максимального числа случаев (411, при нулевом интервале

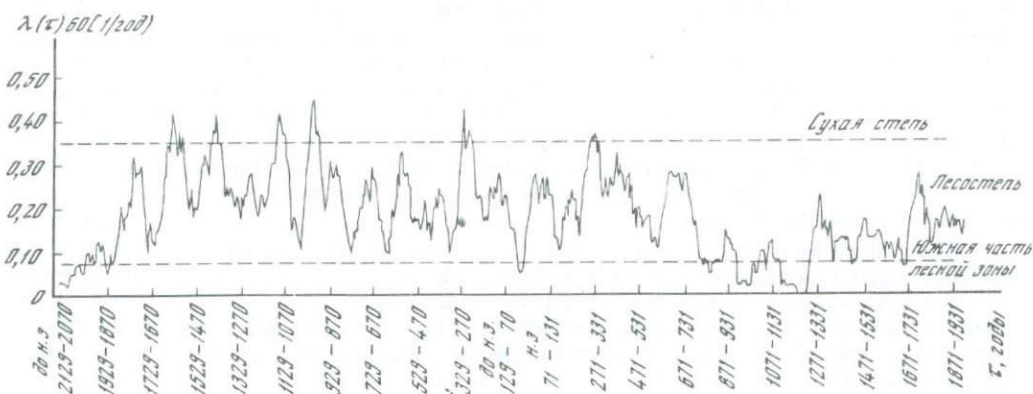


Рис. 3. Динамика 60-летнего скользящего потока засушливых лет по бассейну Днепра за 4060 лет (генеральный тренд засушливых явлений позднего голоцена)

чем при высоких значениях τ . Детальный анализ показывает, что сам параметр $\lambda(\tau)$ может аппроксимироваться следующим образом:

$$\lambda(\tau) = \frac{1}{\tau^{1/3}}, \quad (5)$$

с учетом которого общее выражение для функции $f(\tau)$ в указанном диапазоне τ примет вид

$$f(\tau) = \exp(\tau^{2/3}). \quad (6)$$

Таким образом, применительно ко всему исследуемому ряду событий (> 4100 лет) распределение отрицательных экстремумов (засушливых лет) происходит по обобщенному экспоненциальному закону, т.е. сам поток событий может рассматриваться как не вполне стационарный.

Динамика засушливых явлений за весь рассматриваемый период в виде 60-летней

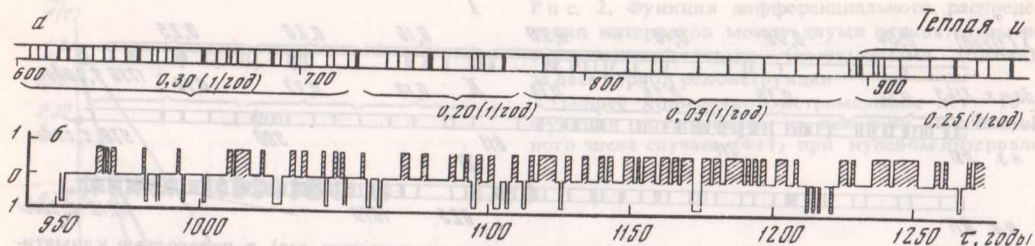


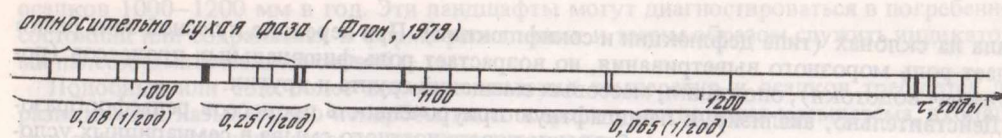
Рис. 6. Динамика потока засух на рубеже I и II тысячелетий
 а — диаграмма потока засух в течение семисотлетнего (600–1300 гг.) интервала в бассейне Днепра; б — импульсная функция экстремумов увлажнения: "+1" — многоводный влажный год; "-1" — засушливый год; "0" — нормальный год

ливых и многоводных лет, характерную для периода перестройки климатического режима и перехода к новым нормам увлажнения.

Общая картина динамики экстремумов увлажнения в переходные периоды представлена на диаграмме потока засухи (рис. 4). Характерную особенность всех процессов для положительных и отрицательных экстремумов составляет постепенное изменение и усложнение статистической структуры дискретного ряда. Так, при переходе в более сухую суббореальную климатическую эпоху вначале имеют место редкие одиночные события (засухи) с весьма низкой плотностью потока (менее одного события за 10 лет). Затем плотность потока возрастает, происходит сложное чередование одиночных событий и их группировок, и, наконец, число событий в группировках становится преобладающим, причем учащаются резко экстремальные годы, которые сами могут формировать группировки. Переход от суббореальной к субатлантической (современной) эпохе климата происходит в отношении засушливых лет в принципе по той же схеме, но в обратном порядке: в начальной стадии имеется чередование одиночных и групповых событий, на конечной стадии процесса плотность потока понижается до характерного уровня 0,10 1/год, сами события становятся одиночными, а группировки засушливых лет отсутствуют (интервал времени с 775 по 890 г.).

Для определения параметров подобных переходных процессов были вычислены функции 25-летнего скользящего потока событий (экстремумов). По ним, в свою очередь, произведено сглаживание по принципу наименьших квадратов. Такой прием позволил определить характерные кривые переходных процессов для засушливых и многоводных лет (рис. 5). На основе этих построений могут быть оценены соответствующие параметры перестройки во времени условий увлажнения. Можно выделить два этапа переходного процесса для экстремумов увлажнения — первый выражен менее резко, а для второго характерно быстрое нарастание экстремумов за короткий интервал времени. Между обоими этапами имеется короткий период понижения потока экстремумов.

Существенный интерес в реконструкции климата за исторический период представляет интервал времени на рубеже I и II тысячелетий н.э. Еще в работе К. Брукса (1952) указывалось на возрастание дождливости в Европе в интервале 800–1200 гг., а в сводке Х. Лэма (Lamb, 1977) также показано заметное возрастание индекса влажных летних сезонов в интервале 1200–1300 гг. С другой стороны, согласно Г. Флону (1979; Flohn, 1980) период с 900 по 1050 г. характеризуется заметным потеплением порядка 1° для среднеглобального уровня и учащением сухих сезонов в Европе. Диаграмма потока засушливых лет по бассейну Днепра за 700-летний интервал времени (600–1300 гг.) в целом хорошо согласуется с приведенными литературными оценками (рис. 6). В частности, четко выявляются два сравнительно коротких периода (890–950 гг. и 1025–1065 гг.) с уплотнением потока засух до 0,25 1/год, при этом во второй период отмечаются группировки засушливых лет. Интересно отметить, что еще в работе М.А. Боголепова (1923) отмечена группа засух в южной части Европы в 1025–1028 гг. Для конца XI в. и большей части XII–XIII вв. характерно резкое сокращение числа засушливых лет — за период 1120–1265 гг. отмечено семь случаев, причем отмечаются интервалы продолжительностью в несколько десятков лет



с отсутствием засух. Таким образом, период X–XIII вв. для изучаемого региона представляет собой теплую и влажную аномалию современного климата (климатический оптимум средневековья), который можно трактовать как короткопериодный аналог климатического оптимума голоцена в историческую эпоху. Более детальное изучение этого отрезка времени в отношении климатического режима, его проявлений в различных элементах природной среды, а также возможного влияния на социально-исторические процессы представляется весьма актуальной задачей.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов М.А. Возмущения климата и жизнь Земли и народов. Берлин: Гос. изд-во РСФСР, 1923.
- Борзенкова И.И. Колебания увлажнения Сахары и соседних с нею областей за последние 20 тыс. лет. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3.
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952.
- Костин С.И. Связь изменений климата в современную эпоху с колебаниями его за прошлое время. — Тр. Гл. геофиз. обсерватории, 1979, вып. 403.
- 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., 1974.
- Перфильев Б.В. Изучение заилиения водоемов и абсолютная геохронология. — Изв. ВГО, 1952, т. 84, № 4.
- Раунер Ю.Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1976, № 6.
- Раунер Ю.Л. Синхронность засух в зерновых регионах северного полушария. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 1.
- Флон Г. Картина вероятных будущих климатов — естественных и искусственных. — В кн.: Всемирная конференция по климату. Женева, 1979.
- Швец Г.И. Многовековая изменчивость стока Днепра. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
- Fairbridge R.W. Effects of holocene climatic change on some tropical geomorphic processes. — Quaternary research, 1976, vol. 6, N 4.
- Flohn H.H. Possible climatic consequences of a man-made global warming. RR-80-30. December 1980. (Laxenburg, Austria).
- Lamb H.H. Climate: present, past and future. London, 1977, Vol. 2.

УДК 551.583.7 : 551.4

И.И. Спасская

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Повышение в последние десятилетия интереса к экзогенной составляющей процессов рельефообразования и осадконакопления привело к появлению более разработанных и усложненных схем зависимости морфогенеза от климата, в том числе схем климато-морфологической зональности, типов экзогенного морфогенеза (Wilson, 1969). Неоднократно делались попытки отражения этих представлений в картографической форме, показаны типы морфоструктуры и на картах Физико-географического атласа мира. Материал и теоретические разработки по процессам современного рельефообразования в связи с их климатообусловленностью позволяют довольно выделить определенные группы процессов, соответствующие зональным типам (или подтипам) морфогенеза.

В предложенной А.П. Дедковым (Дедков и др., 1977) схеме спектров экзогенных процессов в различных ландшафтных зонах, на примере денудационных равнин от ледниковой зоны до экваториальных лесов четко различаются: ледниковая зона, характеризующаяся сочетанием собственно гляциальных процессов с физическим выветриванием и сносом; арктическая пустыня и тундра, где отсутствуют гляциальные процессы, но шире представлены гравитационные, флювиальные, массовые движения мате-

риала на склонах (типа дефлюкции и солифлюкции). При переходе к лесной зоне резко падает роль морозного выветривания, но возрастает роль флювиальных процессов (постоянные водотоки), оползания, массовых смещений грунта и других.

Действительно, анализируя ландшафтную приуроченность процессов рельефообразования, можно отметить явное преобладание поверхностного смыва в семиаридных условиях и в меньшей степени — в перигляциальных (в обоих случаях это связано с разреженностью растительного покрова), приуроченность эоловых процессов к аридным условиям пустынь умеренного и субтропического поясов, а также арктических пустынь, солифлюкционных процессов — к областям глубокого сезонного промерзания или распространения многолетнемерзлых пород.

Другие процессы, обнаруживающие довольно четкую климатоландшафтную приуроченность и действующие совместно, создают комплексы или отдельные группы форм, которые могут служить критерием для выделения на рассматриваемой территории определенного ландшафта (сейчас или в прошлом). Таковы, например, система педиментов, характеризующих преимущественно семиаридные или аридные условия, гольцовые формы перигляциальных вершинных поясов гор, маревые верховья долин гумидных ландшафтов в пределах распространения многолетней мерзлоты.

Интересен вопрос о климатической обусловленности карстовых форм, являвшийся долгое время предметом оживленной дискуссии. Так, в учебники вошел тезис Корбеля (Corbel, 1959) о большей активности процессов растворения в условиях холодного климата (вследствие большей растворимости CO_2 при низких температурах и в результате большей агрессивности вод в полярных областях). С одной стороны, это положение было хорошо обосновано данными о составе речных вод карстовых областей холодного и теплого климата. С другой — оно находилось в явном противоречии с данными о морфологии карста, свидетельствующими о значительно большей интенсивности процесса в тропиках. Подводя итоги этой дискуссии и обобщая результаты работ последних лет, Л. Якуч (1979) подробно рассматривает факторы, обуславливающие высокую скорость растворения в тропических условиях и не учтенные Корбелем. В частности, он придает большое значение содержанию CO_2 в почвенном воздухе, которое значительно превышает содержание его в атмосфере, корродирующему действию других (помимо углекислоты) органических и неорганических кислот, интенсивность действия которых возрастает под влиянием тепла и обильных осадков. Это мнение, находящееся в согласии с современной теорией растворения, разделяется многими советскими и зарубежными карстоведами.

Тезис Корбеля справедлив, если в почвенном воздухе практически отсутствует биогенный CO_2 и его содержание в воздушной среде и температуры этой среды одинаковы как в зоне инфильтрации, так и на контакте с зоной линейного дренажа. В этих условиях карбонат кальция, перешедший в раствор, продолжает оставаться в растворе и выносится реками; количество его в речной воде может служить мерой карстовой денудации в условиях холодного климата. Однако чем большее влияние на химический состав фильтрующихся осадков оказывает почвенный воздух и концентрация в нем углекислоты, в основном биогенного происхождения, т.е. чем жарче климат, тем больше несоответствие между растворением и выносом. Переходя в зону концентрированного линейного дренажа, характеризующуюся высокими температурами и низким парциальным давлением CO_2 , карбонат кальция в массе осаждается, и вынос его реками становится относительно небольшим.

Отсюда резкое различие между двумя крайними типами "климатического карста" — "холодный" карст представляет собой преимущественно выщелоченный, скелетный карст (в перигляциальном поясе гор преобладают вертикальные шахты), практически лишенный аккумулятивных натечных форм; жаркий климат способствует чрезвычайно интенсивному поверхностному и подземному осаждению известкового туфа и образованию натечных форм; карст умеренного климата занимает промежуточное положение. Таким образом, наличие натечных форм связано с теплым климатом, и, возможно, следует проверить предположение о совпадении периодов сокращения (или замедления) роста этих форм с похолоданиями.

Кроме того, индикатором климатических условий может служить и сам тип карстового ландшафта. Так, развитие тропического — конического или башенного — карста требует определенного сочетания температур и осадков. Некоторые авторы в качестве пороговых величин указывают среднегодовые температуры $17-18^\circ\text{C}$ и количество

осадков 1000–1200 мм в год. Эти ландшафты могут диагностироваться в погребенном состоянии или сохраняться в форме реликтовых и таким образом служить индикаторами палеоклиматических условий.

Подобные или еще более высокие значения температур и осадков требуются для развития так называемого некарбонатного карста — растворения кремнезема, входящего в состав кристаллических пород, кварцитов и др.

Таким образом, установление индикационного значения комплексов форм (или типов морфоскульптуры), к которому можно прийти через определенную климато-ландшафтную приуроченность отдельных процессов, является одним из направлений палеогеографических исследований, имеющих задачей реконструкции климатов прошлого. Второе, не менее важное, хотя еще менее разработанное направление сводится к выявлению среди процессов и созданных ими форм таких, которые непосредственно свидетельствуют о проявлении какого-либо климатического фактора и поддаются, таким образом, непосредственной палеоклиматической интерпретации.

Наиболее изученными в этом отношении являются криогенные формы. В литературе имеются многочисленными указания на температурные условия грунтов, обуславливающие возникновение отдельных форм и их сочетаний (Janh, 1975). Отметим лишь такие из них, как обратная зависимость между размерами полигональной решетки и температурным градиентом в грунтах и зависимость глубины растрескивания от температуры (при одинаковых литофациальных условиях). Особенно существенными для реконструкций являются некоторые пороговые значения, например, предельные температуры образования повторно-жильных льдов в различных породах. Таким образом, с учетом зональных и региональных особенностей территории (в частности, континентальности климата), фациально-литологических особенностей, при условии типизации самих криогенных форм эти формы могут служить достаточно надежным источником информации о палеоклиматах. Они особенно удобны для палеоклиматической интерпретации, так как хорошо сохраняются в ископаемом состоянии (псевдоморфозы) и в ряде случаев допускают довольно точную стратиграфическую и даже хронологическую привязку.

Флювиальные формы, по крайней мере некоторые из них, могут свидетельствовать о гидрологическом режиме или расходах. Так, лабораторными экспериментами, а также в полевых условиях устанавливается связь геометрии речных меандр с водностью потока. Из отечественных исследований следует отметить проведенные Лабораторией экспериментальной геоморфологии под руководством Н.И. Маккавеева (Экспериментальная геоморфология, 1961), из зарубежных — К. Тинклера (Tinkler, 1972). Сопоставление кривизны древних меандр с современными часто служит для выводов об изменении водности, а приуроченность их к определенным террасовым уровням дает возрастную привязку.

Обещающим представляется исследование геометрии конусов выноса временных водотоков в связи с их расходами. Так, Р. Хук и В. Рорер (Hooke, Rohrer, 1979), основываясь на натурных наблюдениях и лабораторных экспериментах, отмечают уменьшение уклонов с увеличением расходов, причем, по их данным, "конусоформирующими" являются расходы 25–30-процентной обеспеченности. Особого внимания заслуживает тот факт, что в аридных районах часто выделяется несколько генераций конусов выноса; изменения их геометрии могут отражать тенденции климатических изменений.

Из многочисленных форм рельефа, которые могут служить целям палеоклиматических реконструкций, отметим еще две, также достаточно четко связанные с определенными климатическими условиями. Это формы, обязанные своим происхождением наледям — так называемые наледные поляны, характерные для горных и полугорных рек перигляциальной зоны и указывающие на полное перемерзание их в зимнее время, а также комплекс форм, образованных плавающими льдами на реках. Последние особенно подробно изучены и систематизированы в работах Л. Амелена (Hamelin, 1972). К группе этих форм можно отнести и встречающиеся в основном на реках северного направления участки с аномальными высотами пойм и террас, образовавшиеся в результате ледяных заторов — также всецело климатообусловленное явление, указывающее на особенности ледового режима реки.

Широкие возможности для прослеживания связей "рельеф — климат" открываются при изучении форм аридного морфогенеза. Так, аккумулятивные формы рельефа, являющиеся результатом эоловых процессов, различаются по размерам — от сантиметров (песчаная рябь) до десятков метров (барханные цепи). Отдельные градации этих

форм могут соответствовать определенной силе и повторяемости ветра, и, кроме того, вне зависимости от размера они могут быть связаны с направлением ветропесчаного потока и через него — с направлением ветра (будучи по преимуществу поперечными формами). Таким образом, вполне реально использование их для реконструкции направления ветра (с учетом осложняющих факторов, как, например, влияние шероховатости подстилающей поверхности).

Подробное рассмотрение этого вопроса можно найти в трудах Института пустынь АН СССР, в частности в обобщающей работе Б.Н. Сенкевича (1976). Отмечается, например, большая устойчивость крупных образований типа барханных цепей, которые благодаря этому служат индикаторами устойчивых направлений ветра — простирающие их перпендикулярно равнодействующей ветров преимущественно больших скоростей — 13—16 м/сек. Эта устойчивость приводит к тому, что в современном рельефе могут сохраниться формы реликтовой ориентировки. В ряде случаев подобные реконструкции могут быть сделаны по ископаемым золовым формам. Давно уже подобным образом интерпретируются материковые параболические дюны приледниковых областей. На характер климата указывают ветрогранники, по которым в ряде случаев устанавливается распространение перигляциальных пустынь (Колпаков, 1979).

Наконец, основные черты общей циркуляции атмосферы фиксируются в пространственном распределении песчаных массивов, созданных ветропесчаными потоками, особенно крупными, которые устанавливаются по космическим снимкам (Mainguet, 1978). Ставшее возможным благодаря использованию космических снимков выделение наиболее крупных форм золы транспортной позволяет выделить именно климатическую составляющую. Заслуживает в этом отношении внимания работа С. Фрайбергера и Т. Альбрандта (Fryberger, Ahlbrandt, 1979), которые провели сопоставление результирующих направлений ветров, определенных инструментальными наблюдениями, с фактическим материалом о движении песка (по дешифрированию снимков). Признаки переноса материала на дальние дистанции, разработанные авторами, довольно многообразны. Само расположение эргов обусловлено замедлением движения песка (они расположены в местах, где ветропесчаный поток теряет энергию) как под влиянием топографических препятствий, так и вследствие закономерностей общей циркуляции. Авторы указывают, что ветропесчаный поток может перехватываться ловушками — крупными реками или водоемами, и дальнейшее перераспределение материала осуществляется течениями.

Этот тезис представляет особый интерес и может быть развит далее: если ветропесчаный поток обусловлен основными чертами современной общей циркуляции и обеспечивает постоянную поставку материала в какой-либо резервуар, то возможно, что перерывы в накоплении в этом резервуаре следует связывать с изменениями основных черт циркуляции. Один из песчаных потоков в Сахаре заканчивается непосредственно в Атлантическом океане. Небезынтересно в этом отношении опубликованное Бразильским институтом геологии сообщение об осадконакоплении на шельфе и материковом склоне у берегов Африки, где отмечается большое участие в осадочном материале песка при неодинаковом содержании его в различные фазы (Seibold et al., 1976).

Авторы предположительно связывают эти изменения с эпохами увлажнения Африки, но, возможно, дело не в увлажнении, а в изменении направления потока. Поиски таких устойчивых потоков и анализ материала из ловушек, если возможна хронологическая привязка, могут дать интересный подход к реконструкции циркуляционных особенностей.

Заканчивая этот далеко не полный обзор климатически обусловленных процессов рельефообразования и осадконакопления, стоит подчеркнуть, что особого внимания заслуживают: поиск элементарных форм — индикаторов определенных климатических параметров, допускающих однозначную климатическую интерпретацию, и работы по созданию более полной характеристики зональных типов морфогенеза или комплексов форм, соответствующих определенным ландшафтными условиям.

Такой подход может быть положен в основу картографического представления процессов рельефообразования и может привести к выводам о динамике процессов путем сопоставления серии одномасштабных карт, строго выдержанных в одной легенде, но отражающих последовательные моменты геоморфологического развития территории. Если сравнивать карты, составленные для основных, ключевых моментов, например, для временных срезов, проходящих через экстремальные точки кли-

матического цикла "оледенение—межледниковье", то такое сопоставление во многом прояснит современное распределение морфоскульптур. При допущении климатической обусловленности процессов рельефообразования и седиментации можно получить комплекс данных, из которого можно извлечь независимую палеоклиматическую информацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.
- Колпаков В.В. Ветроградники вне пустынь. Стоит ли пересматривать их происхождение? — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979. №1.
- Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. Ашхабад: Ылым, 1976.
- Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961.
- Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. М.: Прогресс, 1979.
- Corbel J. Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie. — Annales de géogr., 1959, t. 68, N 366.
- Fryberger S.G., Ahlbrandt T.S. Mechanism for the formation of eolian sand seas. — Z. Geomorphol., 1979, Bd. 23, N. 4.
- Hamelin L.E. Le glacier de Yakoutie en Sibirie Nordique. — Biul. peryglacjalny, 1972, N 21.
- Hooke R.L.B., Rohrer W.L. Geometry of alluvial fans: effects of discharge and sediment size. — Earth Surface processes, 1979, vol. 4, N 2.
- Jahn A. Problems of the periglacial zone. Warsaw, 1975.
- Mainguet M. The influence of trade winds, local air masses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of dunes and ergs in the Sahara and Australia. — Geoforum, 1978, vol. 9, N 1.
- Seibold E., Diester-Haass L., Fütterer L. et. al. Late Quaternary sedimentation of the western Sahara. — Anais Acad. brasileira ciencias, 1976, vol. 48, supl.
- Tinkler K.J. The superimposition hypothesis for incises meanders. — Area, 1972, vol. 4, N 2.
- Wilson L. Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. — Rev. de géogr. physique et de géol. dynamique, 1969, vol. 11, fasc. 3.

УДК 551.583.7 : 551.4

Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий

АЛЛЮВИЙ — ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КЛИМАТАХ ПРОШЛОГО

При палеогеографических исследованиях с целью восстановления климатических обстановок прошлого изучение аллювиальных отложений дает весьма ценную информацию. Климатические условия осадконакопления фиксируются в литолого-фациальном строении разреза аллювиальной толщи, структуре и минеральном составе аллювия.

Литолого-фациальное строение аллювия определяется гидрологическим режимом рек, температурой и количеством выпадающих осадков. В частности, Ю.А. Лаврушиным (1966) выделено в зависимости от гидрологического режима рек разных климатических зон шесть вариантов строения аллювиальных толщ, отличающихся по относительному участию основных фаций. Литологический состав отложений отдельных фаций также отражает климатическую обстановку. Например, существенной особенностью осадков фации прирусловой отмели степных рек является преобладание глинистых песков и суглинков, в то время как та же фация рек лесной и лесостепной зон представлена чистыми песками.

Климат оказывает влияние на микроструктуру аллювия и прежде всего на его гранулометрический состав. Это влияние определяется: характером процессов выветривания, а тем самым и гранулометрическим составом элювия как одного из основных источников питания аллювия; интенсивностью формирования кор выветривания, интенсивностью поступления обломочного материала со склонов, которая проявляется в гранулометрической зрелости речных осадков; мутностью потока, что сказывается на выходе алеврито-глинистых частиц в осадках.

Различия в гранулометрическом составе речных осадков по климатическим зонам позволяют выделить несколько климатических модификаций аллювия: гляциоаллювий, перигляциальный аллювий, криолитогенный аллювий и другие. В частности, в пой-

менных и старичных осадках криолитогенного аллювия отмечен невысокий выход глинистых частиц размером менее 0,005 мм, последние в незначительном количестве встречаются в составе взвешенного материала (Шило, Шумилов, 1970). При выявлении гранулометрических показателей, фиксирующих климатическую обстановку осадконакопления, большие возможности открывает дробный гранулометрический анализ. По данным этого анализа, климатические модификации аллювия различаются более уверенно.

Минеральный состав аллювиальных отложений испытывает на себе разнообразное воздействие климатических условий осадконакопления. Это воздействие оказывается наиболее интенсивным в верхнем горизонте аллювия, залегающем непосредственно под почвой и в самой почве. Органические кислоты, образующиеся в почве под влиянием микроорганизмов, являются мощным фактором преобразования минерального состава аллювия. Зона наиболее активного органического выветривания приурочена к нижней части горизонта A_2 и верхней части горизонта B_2 (38–86 см глубины) (Мильнер, 1968).

В условиях влажного тропического климата в ландшафте накапливается особенно много живого вещества (Перельман, 1975). Поэтому темпы изменения минералов довольно высокие и почти все неустойчивые минералы разлагаются. В первую очередь изменяются плагиоклазы, биотит, амфиболы, пироксены, превращаясь в глинистые минералы, в основном каолинит, а также магнетит, пирит, нефелин, которые преобразуются в гидроокислы железа и алюминия. В условиях умеренного климата процесс изменения минералов идет медленнее. В почвенных горизонтах здесь можно обнаружить неустойчивые минералы на той или иной стадии выветривания.

Важнейшую информацию о климате обстановки того времени, когда происходило осадконакопление, несут минеральные новообразования. В аллювии пустынь типичны новообразования гипса, дисперсно рассеянного в отложениях. В степных районах реки обогащены ионами кальция и не растворяют известь. При отложении осадков карбонат кальция образует стяжения, что обуславливает значительную известковистость степного аллювия. Новообразованиями влажных тропиков являются гидроокислы железа и марганца. Для лесной зоны также характерны гидроокислы железа, марганца и виванит (Добровольский, 1966; Лаврушин, 1966; Перельман, 1975). На характер аутигенного минералообразования большое влияние оказывает геохимическая обстановка. Глеевая восстановительная обстановка (без сероводорода), часто встречающаяся в болотах влажнотропической, тундровой, таежной и лесостепной зон, сопровождается появлением сидерита, магнетита. Восстановительная сероводородная обстановка, типичная для степной и пустынной зон, приводит к возникновению пирита, марказита (Перельман, 1975).

Чувствительны к климату и элементы, содержащиеся в новообразованиях. В.В.Добровольским (1966) установлено, что в карбонатных и гипсовых новообразованиях с возрастанием аридности климата увеличивается отношение стронция к барии.

Среди минеральных составных частей аллювия большого внимания и тщательного изучения требует глинистая фракция. Известно, что каолинит образуется во влажном субтропическом и тропическом климатах. Для появления монтмориллонита благоприятные условия создаются в полусухом или сухом климате. При изменениях климатических условий одни глинистые минералы переходят в другие, устойчивые в данной обстановке. В результате в осадках могут одновременно находиться глинистые минералы — показатели прежних климатических обстановок, новые глинистые минералы, отражающие климат более поздней эпохи, и переходные минеральные продукты (Виксулова, 1958). При этом из рассмотрения должны быть исключены аллотигенные глинистые минералы. Различать аутигенные и аллотигенные глинистые минералы можно только с помощью детальных исследований. В частности, триоктаэдрическая разновидность монтмориллонита является новообразованием в отличие от диоктаэдрической разновидности обломочного происхождения (Сухорукова, 1975).

При изучении отложений старичной фации и почв важная роль отводится описанию конкреций. По данным А.В.Македонова (1969), для гумидной лесной зоны характерны резкое преобладание железистых и марганцево-железистых конкреций, для лесостепной зоны — смешанный комплекс известковистых и железистых, для степной — резкое преобладание собственно известковистых, для сухих степей и полупустынь — смешанный известково-гипсовый комплекс, для сухих саванн — известковистый и кремнисто-известковистый, для влажных саванн — глиноземо-железистый комплекс.

Процессы выветривания, зависящие от климатической обстановки, влияют и на минеральный состав всей толщи аллювия. Степень этого воздействия на неустойчивые легкие и тяжелые минералы в различных природных условиях неодинакова и иногда мало заметна. Наиболее уверенно о действии агентов выветривания можно судить по изменению морфологии неустойчивых минералов (плагиоклазов, биотита, гиперстена, авгита, апатита и др.) — появлению выветрелых пленок, трещин, изъеденных краев, помутнению зерен. Данные минералогического анализа аллювия, в частности его тяжелой фракции, следует использовать более осторожно. При этом существенно важен правильный выбор методики исследования. Она должна быть различной в зависимости от интенсивности климатического воздействия на породу.

Шлиховой анализ, при котором в процессе отмывки шлиха наблюдаются очень большие потери многих неустойчивых минералов, может быть использован только при выявлении крупных макроклиматических изменений. Такие исследования успешно выполнены Н.В. Кинд (1960) применительно к отложениям разного генетического типа, в том числе и аллювию, для кайнозойских и мезозойских толщ Среднего Урала.

Минералогический анализ, основанный на изучении состава тяжелой фракции, выделенной в тяжелой жидкости, и использующий широкоразмерную фракцию минералов, дает более точное представление о количественном соотношении минералов, чем шлиховой метод. Однако полученные в этом случае содержания существенно отличаются от весовых. При анализе непредставительных по весу узкоразмерных фракций одной и той же пробы можно получить самые различные минеральные ассоциации. При этом данные по мелким узкоразмерным фракциям, представленным в основном устойчивыми минеральными видами, будут интерпретироваться как признак влажного теплого климата. Результаты исследований по крупным фракциям, содержащим преимущественно неустойчивые минералы, можно принять за свидетельство холодного климата.

Узкоразмерная представительная по весу фракция, выбранная в соответствии с литологическим типом аллювия, дает правильное представление о составе тяжелых минералов. Наиболее полная информация о минеральной ассоциации тяжелой фракции аллювия будет получена в случае применения многофракционного анализа, который позволит рассчитать средневзвешенное содержание каждого минерала и получить наиболее близкие к весовым данные. Недостатком такой методики является ее значительная трудоемкость.

Анализ узкоразмерной фракции, полученной в результате дробления тяжелой фракции с целью концентрации ее в узком интервале размерных частиц (выход до 90% и более), также позволит получить достаточно точные содержания минералов при меньших затратах времени на минералогические исследования.

Сходные принципы должны быть положены в основу правильного выбора методики изучения состава легкой фракции.

Помимо выбора методики исследования минерального состава аллювия, большое внимание следует уделить правильной оценке роли питающих пород в формировании вещественного состава отложений древних рек. Принцип актуализма, используемый для восстановления климатов прошлого на основе анализа минеральных компонентов аллювия, нередко нарушается влиянием питающих пород.

Общезвестно, что по мере смещения от экватора к полюсам меняется состав кор выветривания. Зона охры и гидрокислов алюминия сменяется каолинитовой, затем гидрослюдасто-монтмориллонито-бейделлитовой и зоной дресвы, химически мало измененной (Страхов, 1960). В том же направлении существенно меняется состав тяжелой фракции коры выветривания: в зоне влажного тропического климата в ней преобладают устойчивые минералы (циркон, рутил, ильменит, турмалин и др.), в северных широтах широко распространены неустойчивые минералы (амфиболы, пироксены).

В аллювии та же тенденция выдерживается далеко не всегда. Например, от низовий Днепра в направлении через долину Оки до устья Северной Двины, т.е. от границ степей до Полярного круга, в аллювии увеличивается содержание неустойчивых минералов (амфиболов и пироксенов) при одновременном относительном сокращении количества устойчивых (ильменит, рутил, циркон). Казалось бы, влияние климата на минеральный состав аллювия четко прослеживается. Однако наблюдаемая картина может быть объяснена и совсем другой причиной — приближением к кристаллическому щиту Скандинавии, являющемуся основным источником амфиболов и пироксенов в терригенных породах Русской равнины (Добровольский, 1966; Лунев, 1967).

В долине Оби почти от истока (Барнаул) до устья (Салехард), по-существу, в тех же широтах, что и в предыдущем примере, прослеживается увеличение содержания неустойчивых минералов (амфиболы) при одновременном возрастании выхода некоторых устойчивых минералов (циркон, рутил).

В широтном направлении через всю территорию СССР от Балтийского до Охотского моря, приблизительно в границах 50–60° северной широты, состав тяжелой фракции голоценового аллювия резко меняется под влиянием прежде всего питающих пород, а не климата (учтены данные по аллювию Немана, Западной Двины, Припяти, Днепра, Оки, Волги, Вятки, Камы, Урала, Иртыша, Оби, Енисея, Ангары, Лены, рек Забайкалья, Зеи и Амура). В климатическом отношении эта территория может считаться в первом приближении однообразной. На одних участках здесь наблюдается существенное увеличение выхода устойчивых минералов; на других — неустойчивых (Лунев, 1967).

Климатические исследования на основе изучения состава аллювия значительно осложняются изменением питающих провинций во времени, в процессе врезания долины в коренные породы и формирования эрозионно-аккумулятивных террас. Как известно, накануне неоген-четвертичного периода значительная часть поверхности Европейской части СССР была покрыта мощными корами выветривания. Относительно слабые неотектонические движения этого периода способствовали выравниванию рельефа (Добровольский, 1964). В неоген-четвертичный период в горах и предгорьях возникли эрозионно-аккумулятивные террасы. Наиболее древние из этих террас формировались преимущественно за счет размыва кор выветривания. При дальнейшем подъеме земной коры более молодой аллювий включал как перемытый материал кор выветривания, так и обломочный материал подстилающих коренных пород (в том числе изверженных с большим количеством неустойчивых минералов). В результате тяжелая фракция низких надпойменных террас обогащалась неустойчивыми минералами (пироксенами, амфиболами, слюдами и др.). На равнинах, где в это время формировались обычно приклоненные и наложенные террасы, а интенсивность неотектонических движений была значительно меньше, формирование аллювия и питание его обломочным материалом происходило за счет боковой эрозии. Меньшую роль играл привнос обломочного материала с гор притоками. Существенного изменения состава пород источников питания в течение четвертичного периода на равнинах не происходило. Поэтому и состав тяжелой фракции разновозрастного аллювия равнинных рек довольно близок (Лунев, 1967).

Следовательно, различие характера неотектонических движений в горах и на равнинах обуславливает неодинаковую степень зависимости состава аллювия от питающих пород. В этих условиях климатические исследования с привлечением данных о минеральном составе аллювиальных отложений становятся особенно сложными. Аллювий является одним из важных источников информации для построения палеоклиматических сценариев. Можно учитывать литолого-фациальное строение, гранулометрию и минеральный состав аллювия (состав почвенных горизонтов в погребенном аллювии, минеральные новообразования, конкреции, тяжелые фракции и др.). Оценка палеоклимата по минеральным ассоциациям тяжелых минералов должна базироваться на весовых содержаниях минералов, полностью отражающих их природные соотношения. При анализе минеральных ассоциаций тяжелых фракций с целью восстановления палеоклимата необходимо исключать влияние питающих провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Виклова М.Ф. Глинистые породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., 1958. Т. 2.
- Добровольский В.В. Вещественный состав и морфология коры выветривания. М.: Изд-во МГУ, 1964.
- Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966.
- Кинд Н.В. Геология мезозойских и кайнозойских отложений Среднего Урала и закономерности размещения в них россыпей мезозойских алмазов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1960. Т. 3.
- Лаврушин Ю.А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966.
- Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. — Учен. зап. Перм. ун-та, 1967, № 174.
- Македонов А.В. Конкреционный анализ как метод палеогеографических исследований. —

В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л., 1969.
Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. М.: Недра, 1968. Т.2.
Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1975. Изд. 2-е.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1.

Сухорукова С.С. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1975.
Шило Н.А., Шумилов Ю.В. Особенности литологии континентальных отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970. Т. 2.

НЕКОТОРЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

УДК 551.583.7 : 551.76 : 551.77

А.Б. Ронов, А.Н. Балуховский

ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Мы поставили перед собой три взаимосвязанные задачи: 1) составить серию карт климатической зональности материков, охватывающих 150 млн. лет земной истории, более детальных и для более узких интервалов времени, чем это было сделано предшествующими исследователями; 2) в первом приближении количественно оценить общие тенденции изменения климата за это время, опираясь на результаты измерения площадей климатических зон в разные эпохи и века, в их исторической последовательности; 3) сопоставить установленные тенденции изменения климата с данными, полученными из независимых источников об изменениях состава атмосферы.

Серия карт климатической зональности материков для позднего мезозоя и кайнозоя была составлена нами по методике Н.М. Страхова (1960), основанной на анализе пространственного распределения литологических индикаторов климата. При оконтуривании аридных (засушливых) климатических поясов использовались региональные материалы, характеризующие распределение на площади континентов галогенных отложений (каменной и калийных солей, гипсов, ангидритов, целестинов), карбонатных толщ со значительным преобладанием доломитов над известняками, мощных пачек карбонатных красноцветов, карбонатных кор типа "каliche", золотых отложений и др. Гумидные влажные пояса оконтуривались по распространению в их пределах синхронных осадочных руд железа и марганца, бокситов, первичных каолинов, бескарбонатных красноцветов и пестроцветов, углей, лигнитов, кор химического выветривания и других. Привлечение данных палеоботаники позволило выделить в пределах северного и южного гумидных поясов тропическую, субтропическую и умеренные зоны, не оконтуренные на картах Н.М. Страхова. Определение палеотемператур по изотопам кислорода не противоречило результатам палеоботанических исследований. В качестве показателей тропического и субтропического климата для позднего мезозоя принимались, согласно В.А. Вахрамееву (1975, 1980), богатые и разнообразные флористические сообщества, а умеренного климата — обедненные их ассоциации. При проведении границ кайнозоя учитывались данные о распространении вечнозеленых и листопадных растительных ассоциаций, а для позднего кайнозоя — холодолюбивых флор (Ахметьев и др., 1978).

Временной интервал от поздней юры до современной эпохи отображен у Н.М. Страхова (1960) шестью палеоклиматическими картами, охватывающими целые геологические периоды (неоген, палеоген) или эпохи (современная, позднемиоценовая, раннемиоценовая и позднеюрская). В основу данной работы положены 12 карт для более мелких интервалов времени. Они опубликованы ранее (Ронов, Балуховский, 1981).

Карты климатической зональности, построенные нами, отличаются от карт Н.М. Страхова (1960), Л.Б. Рухина (1955), В.М. Сеницына (1965, 1966, 1970) и многих других исследователей более крупным масштабом (оригиналы карт составлены в масштабе 1:25 000 000), а также значительно большей насыщенностью исходными данными.

Приблизительные оценки площади позднемезозойских и кайнозойских климатических зон в пределах современных материков, млн. км²

Эпоха, век	Зона						
	арктическая и ледовая	субарктическая	северная гумидная			северная аридная	экваториальная гумидная
			умеренно-холодная**	умеренно-теплая	субтропическая и тропическая		
Современная эпоха (Q ₄)	5,3 (1,9 лед)	8,0	26,7	8,0	38,7	31,4	
Поздний плиоцен (N ₂ ²)	0,9	14,5	14,8	11,2	4,3	27,3	43,6
Миоцен (N ₁ ¹⁻²)	—	—	14,8	19,7	8,6	31,6	43,6
Поздний олигоцен (P ₃ ³)	—	—	—	41,3	7,5	29,8	39,2
Эоцен (P ₂)	—	—	—	11,8	36,7	33,2	32,3
Палеоцен (P ₁)	—	—	—	24,2	24,4	37,8	28,1
Поздний мел, поздний маастрихт (K ₂ , m ₃)	—	—	15,7	15,7	22,4	21,7	36,7
Сеноман-кампан (K ₂ , sn-sp)	—	—	—	22,5	28,7	38,0	21,8
Ранний мел, альб (K ₁ , al)	—	—	—	24,6	27,7	33,9	27,7
Апт (K ₁ , ap)	—	—	—	18,4	21,3	48,1	17,5
Неоком (K ₁ , nc)	—	—	—	17,4	29,8	38,2	24,7
Поздняя юра (J ₃)	—	—	—	13,8	18,9	47,2	25,9

* За эталон принята площадь современных материков и островов, равная 149 млн. км².

** Умеренно холодная зона существовала в Антарктиде до позднего миоцена, когда началось материковое оледенение.

К их построению привлечены все доступные материалы, касающиеся распределения литологических индикаторов климата на площади материков (Ронов и др., 1978; Хаин и др., 1975, 1979), региональные и глобальные обобщения по распространению флористических ассоциаций (Вахрамеев, 1975, 1980; Peter, 1979), схемы биогеографической зональности, составленные В.А. Вахрамеевым, Д.П. Найдиным и другими авторами (Атлас..., 1968). В основу карты климатической зональности для современной эпохи были положены построения Б.П. Алисова (Физико-географический атлас мира, 1964), с корректировкой контуров аридных зон по М.П. Петрову (1973).

Рассмотрение серии наших карт в общем подтверждает правильность представлений Н.М. Страхова о симметричном расположении климатических зон к северу и к югу от экватора и о принципиальном сходстве схемы климатической зональности позднего мезозоя и кайнозоя с современной эпохой. Однако анализ карт показывает, что в позднем мезозое эти симметрия и сходство были частично нарушены, так как в это время отсутствовали холодные климатические зоны и выпадала южная умеренная зона (исключая поздний маастрихт), поскольку Антарктида, согласно палеоботаническим исследованиям В.А. Вахрамеева (1975), располагалась в зоне субтропического климата.

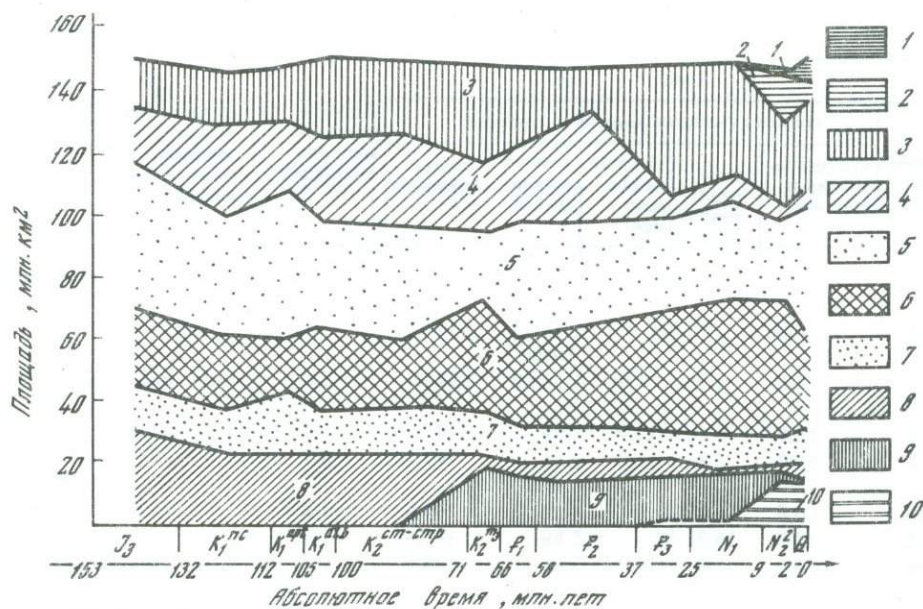
Особенности климатической зональности в различные эпохи и века позднего мезозоя и кайнозоя рассмотрены в более детальном варианте нашей работы (Ргонов, Балуховский, 1981). В результате сопоставления составленных карт было установлено более широкое распространение в позднеюрское время теплых и жарких климатических зон (тропической, субтропической и аридной) по сравнению с современной эпохой. В те-

Эпоха, век	Зона					Погрешность измерения площадей*, %	Суммарная площадь холодных и умеренных зон, млн. км ²	Суммарная площадь теплых зон, млн. км ²	
	южная аридная	южная гумидная			антарктическая ледовая				
		субтропическая и тропическая	умеренно-теплая	умеренно-холодная**					
Современная эпоха (Q ₄)	10,7	6,2	0,8	(~13, лед)	14,0	149,8	+0,5	54,8	95,0
Поздний плиоцен (N ₂ ²)	9,8	2,4	1,8	1,0	14,0	145,6	-2,3	58,2	87,4
Миоцен (N ₁ ¹⁻²)	11,6	0,9	3,1	14,0	—	147,9	-0,8	51,6	96,3
Поздний олигоцен (P ₃ ³)	8,4	5,3	2,4	14,0	—	147,9	-0,7	57,7	90,2
Эоцен (P ₂)	11,6	6,6	14,0	—	—	146,3	-1,8	25,9	120,4
Палеоцен (P ₁)	11,2	4,4	16,3	—	—	146,4	-1,7	40,5	105,9
Поздний мел, поздний маастрихт (K ₂ , m ₃)	13,1	3,8	5,4	14,0	—	148,5	-0,3	50,8	97,7
Сеноман-кампан (K ₂ , sn-sp)	15,0	22,8	—	—	—	148,8	-0,1	22,5	126,3
Ранний мел, альб (K ₁ , al)	13,3	23,2	—	—	—	150,4	+1,0	24,6	125,8
Апт (K ₁ , ap)	19,8	23,1	—	—	—	148,2	-0,5	18,4	129,8
Неоком (K ₁ , nc)	14,3	22,3	—	—	—	146,7	-1,5	17,4	129,3
Поздняя юра (J ₃)	14,2	29,8	—	—	—	150,2	+0,8	13,8	136,4

чение мелового периода происходило постепенное сокращение их площади и расширение умеренной климатической зоны. После заметного потепления в палеоцене и эоцене процесс общего похолодания климата продолжался в олигоцене и неогене, осложняясь климатическими колебаниями (например, потепление в раннем и начале среднего миоцена). Максимальное похолодание наступило во второй половине плиоцена, когда общая площадь арктической, субарктической и антарктической зон достигла наибольшей за последние 150 млн. лет величины, если не считать сравнительно кратковременные ее расширения в ледниковые периоды четвертичного времени. Современная эпоха, относимая многими палеогеографами к межледниковью, отличается от плиоцена несколько большим распространением теплых климатических зон.

Мы попытались количественно оценить общие тенденции изменений климата за рассматриваемый интервал времени. С этой целью по палеоклиматическим картам измерены площади всех климатических зон в пределах современной суши континентов (таблица). В результате этих измерений впервые были получены данные, оценивающие в исторической последовательности изменения площади распространения тропического и субтропического, аридного, умеренного и холодного климата. Полученные оценки носят приближенный характер, но они отвечают современному уровню знаний. По мере накопления новых данных будут совершенствоваться палеоклиматические карты, вместе с ними возрастет и точность количественных оценок.

Совокупность данных измерения площадей климатических зон для материков в целом иллюстрируется графиком (рис. 1). Сумма площадей для каждого интервала



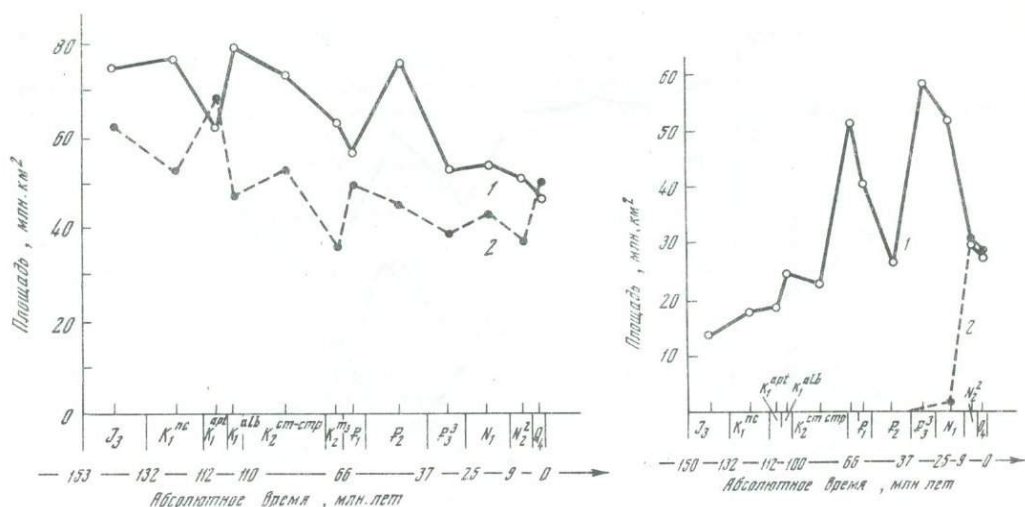
Р и с. 1. Изменения площади климатических зон в пределах границ современных материков с поздней юры до современной эпохи

1-10 — зоны (1-5 — северного полушария, 7-10 — южного); 1 — арктическая ледовая, 2 — субарктическая, 3 — умеренная, 4 — субтропическая и тропическая, 5 — аридная, 6 — экваториальная гумидная, 7 — аридная, 8 — субтропическая и тропическая, 9 — умеренная, 10 — антарктическая ледовая

составляет 149 млн. км², т.е. равна общей площади материков и островов. По существу, график представляет собой количественную модель климатической зональности континентов в течение второй половины мезозоя и кайнозоя. С его помощью можно проследить во времени колебания площади каждой климатической зоны, выделенной на картах. Расположение зон на графике сверху вниз соответствует естественной смене зон с севера на юг.

Следующие два графика представляют обобщение данных таблицы (рис. 2 и 3). На рис. 2 показано развитие во времени областей жаркого климата. Верхняя кривая отражает изменение суммарной площади всех тропических и субтропических гумидных зон, нижняя — всех аридных, независимо от их географического положения на поверхности континентов. Если не принимать во внимание колебания второго порядка, то нетрудно увидеть, что обе кривые указывают на сходную тенденцию к сокращению площади гумидных (тропической и субтропической) и аридных областей от поздней юры к современной эпохе. Обращает на себя внимание преобладание по площади областей влажного жаркого климата над областями засушливого климата. Иными словами, во второй половине мезозоя и в кайнозое влажные тропики были распространены на поверхности материков значительно шире, чем аридные и семиаридные области. Исключение составляют аптский век раннего мела и современная эпоха, для которых намечается некоторое незначительное преобладание аридных зон над влажными тропиками. Общая тенденция к сокращению площади влажных тропических и аридных зон осложнена колебаниями противоположного знака. Эпохам расширения аридных областей (J₃, K₁art, P₁, N₁, Q₄) отвечает соответствующее уменьшение площади тропических и субтропических гумидных зон, и наоборот.

Развитие областей холодного и умеренного климата представлено на рис. 3. На графике видно, что следы начала оледенения намечаются в олигоцене в пределах Антарктиды, но за отсутствием достаточного количества данных оконтурить его площадь пока не представляется возможным. Вплоть до позднего миоцена зоны холодного климата на остальных материках отсутствовали, если не считать сравнительно небольшие по



Р и с. 2. Изменение во времени площади областей гумидного и аридного тропического и субтропического климатов

1, 2 — климаты: 1 — гумидный тропический и субтропический, 2 — аридный

Р и с. 3. Изменение во времени площади областей умеренного и холодного климата

1, 2 — климаты: 1 — умеренный, 2 — холодный

площади зоны горных оледенений. В плиоцене холодные зоны быстро распространились в высоких широтах северного и южного полушарий, охватив обширные пространства, равные приблизительно 30 млн. км², т. е. около 1/5 общей площади материков. В ледниковые эпохи и межледниковья четвертичного периода их площадь периодически расширялась и сокращалась, но количественная оценка этих колебаний требует более детального исследования. В современную эпоху суммарная площадь холодных зон на континентах уменьшилась по сравнению с плиоценом приблизительно на 3 млн. км² (до 27 млн. км²), но по-прежнему играет весьма значительную роль в общем балансе климатических зон континентов, занимая 18% их общей площади.

В истории развития областей умеренного климата прослеживается несколько этапов (см. рис. 3). В течение всего позднего мезозоя происходило прогрессивное увеличение их площади, с пиком в маастрихте. В палеоцене и особенно в эоцене площадь умеренной зоны резко сократилась в результате разрастания жарких климатических зон. В олигоцене площади областей умеренного климата достигли максимума за весь изученный период времени. В неогене обнаруживается явная тенденция к их сокращению, но на этот раз уже за счет экспансии холодных климатических зон.

В целях дальнейшей генерализации полученных данных объединим все климатические зоны континентов в две группы. К первой отнесем все площади, включающие тропические и субтропические гумидные и аридные зоны, а ко второй — площади, объединяющие арктическую, субарктическую, антарктическую и умеренные зоны обоих полушарий. Результаты этих пересчетов показаны для каждого интервала времени в таблице. График, построенный по этим данным, отчетливо отображает закономерную глобальную тенденцию к постепенному похолоданию, достигшему своего апогея в плиоцене (рис. 4). Верхняя кривая свидетельствует о последовательном сокращении суммарной площади областей жаркого климата, а нижняя — о росте областей умеренного и холодного климата. За время с поздней юры до современной эпохи площадь областей с жарким климатом сократилась со 136 до 95 млн. км², т. е. на 41 млн. км², а областей с умеренным и холодным климатом возросла на ту же величину — с 14 до 55 млн. км².

На фоне этих необратимых климатических перемен прослеживаются колебания второго порядка, накладывавшиеся на общий ход развития климатических условий на материках. К ним относятся существенное сокращение площади областей жаркого климата в маастрихте и олигоцене, а также заметное их расширение в эоцене и более слабо

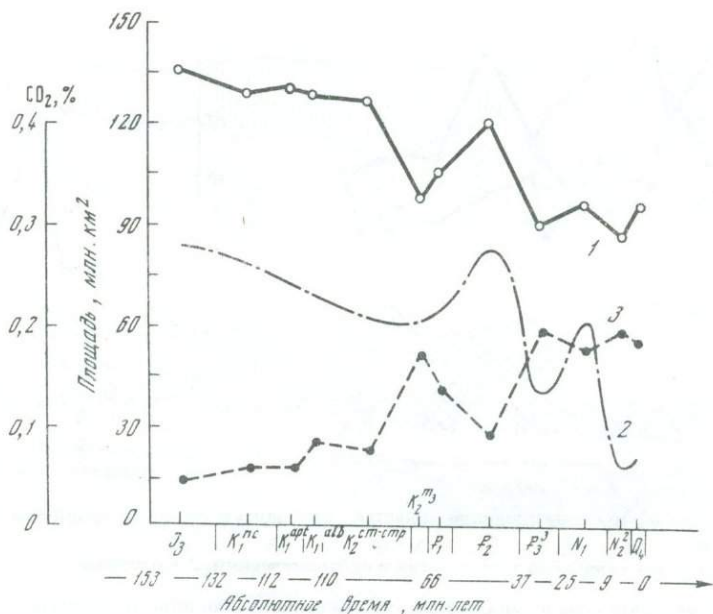


Рис. 4. Изменение во времени концентрации углекислого газа в атмосфере (по М.И. Будыко и А.Б. Ронову, 1979) и площади областей с жарким (гумидным и аридным), холодным и умеренным климатом

1, 2 — климаты: 1 — жаркий, 2 — холодный и умеренный; 3 — концентрация углекислого газа, %.

выраженное — в среднем миоцене. Для этих же интервалов времени области распространения умеренного и холодного климата обнаруживают изменения противоположного знака.

Каковы же причины этих строго закономерных климатических перемен? Для ответа на поставленный вопрос сопоставим климатические кривые с изменениями содержаний углекислого газа в атмосфере, с которыми могут быть связаны изменения температур на земной поверхности (парниковый эффект). Первая количественная попытка оценить эти изменения для всего фанерозоя была предпринята М.И. Будыко и А.Б. Роновым (1979) и основана на методах математической обработки огромного фонда независимых данных, характеризующих распределение во времени в осадочной оболочке континентов масс углекислоты, связанной в карбонатных породах, в карбонатных примесях к терригенным породам и в рассеянном в осадочных толщах органическом веществе (Ронов, 1978). Результаты исследования М.И. Будыко и А.Б. Ронова указывают на связь колебаний количества углекислого газа в атмосфере с изменениями вулканической активности в пределах современных континентов. Максимумы вулканической активности сопровождались синхронным повышением содержания CO_2 в атмосфере, а минимумы — снижением концентраций углекислого газа.

Мы перенесли из работы М.И. Будыко и А.Б. Ронова (1979) часть кривой изменения содержания CO_2 в атмосфере, отвечающую второй половине мезозоя и кайнозоя. Как видно из сопоставления кривых, процесс общего похолодания на поверхности материков развивался параллельно с уменьшением концентрации углекислого газа в атмосфере. Этот процесс неоднократно осложнялся колебаниями второго порядка, при этом эпохи увеличения содержания CO_2 в атмосфере совпадают во времени с расширением площади областей жаркого климата и сокращением площади областей холодного и умеренного климата. Минимумы же на кривой CO_2 , наоборот, отвечают эпохам уменьшения площади областей жаркого климата и роста площади областей умеренного и холодного климата. Согласованность этих двух независимых переменных дает нам право заключить, что основной причиной климатических изменений на мезо-кайнозойском этапе земной истории было падение концентрации углекислого газа в атмосфере. Учитывая же установленную ранее связь колебаний содержания CO_2 в атмосфере с

вариациями вулканической активности (Будыко, Ронов, 1979), мы приходим к последнему обобщению: изменение климатических условий на земной поверхности, по крайней мере во второй половине мезозоя и в кайнозое, определялось в конечном счете эндогенными процессами — вулканической деятельностью и метаморфизмом, которые контролировали концентрацию углекислого газа в атмосфере.

В данной статье мы не затронули вопросов о связи изменений климата с развитием трансгрессий и регрессий и о влиянии рельефа континентов на климат. Несомненно, эти факторы, как и океаническая и атмосферная циркуляция, оказывали определенное влияние на распределение климатических зон на поверхности материков и их температурный режим. Однако эти вопросы требуют специального рассмотрения. Вероятно также, что следующим важным шагом на пути к созданию количественной палеоклиматологии будет дальнейшее совершенствование карт климатической зональности с показом изотерм среднегодовых температур в пределах выделенных зон.

Следует добавить, что количественные данные, полученные в результате нашей работы, открывают перед климатологами новые возможности для построения более совершенной математической модели изменений климата в геологическом прошлом и для более уверенных прогнозов на будущее.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.; Л.: Недра, 1968. Т. 3.
- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Гитерман Р.Е. и др. Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 316).
- Будыко М.И., Ронов А.Б. Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое. — Геохимия, 1979, № 5.
- Вахрамеев В.А. Основные черты фитогеографии земного шара в юрское и раннемеловое время. — Палеонтол. журн. 1975, № 2.
- Вахрамеев В.А. Пыльца *Classopollis* как индикатор климата юры и мела. — Сов. геология, 1980, № 8.
- Петров М.П. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь: Закономерности глобальной геохимии углерода. — Геохимия, 1978, № 3.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Палеогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1978, № 3.
- Рухин Л.Б. Климаты прошлого. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1955, т. 87, № 2.
- Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. Ч. 1; 1966. Ч. 2; 1970. Ч. 3.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1.
- Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, № 11.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Неогеновые литологические формации континента. — Сов. геология, 1979, № 10.
- Peter H. Die Florenentwicklung — pflanzengeographische Differenzierung im Zeitraum des Jura. — Schriftenreihe für geol. Wissenschaften, 1979, H. 13.

УДК 551.583.7:551.77 (477)

Н.А. Ясаманов

РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ЮГА СССР

Реконструкции древней климатической зональности способствуют не только решению многих кардинальных вопросов седиментологии, геотектоники и физической географии, но и уточнению научной базы прогноза гипергенных полезных ископаемых. Благодаря палеоклиматическим исследованиям удастся определить не только физико-географические, в том числе и температурные условия, на фоне которых развивался рудный процесс, но и проследить изменения этих условий в пространстве и времени. Кроме того, такие исследования позволяют выявить и оценить причины глобальных изменений климата, а также служат основой прогнозирования климата будущего.

По мнению одних исследователей, основу палеоклиматических реконструкций

составляют литологические данные, другие важное значение придают данным палеофлористики и палинологии и в основном игнорируют палеоклиматическую информацию, получаемую при изучении вещественного состава горных пород. Однако палеоклиматические реконструкции, проведенные только по палеонтологическим данным, в большинстве случаев приводят к существенным искажениям, поскольку совместно бывают захоронены остатки растений и животных различных ландшафтно-климатических областей, при этом экологическая принадлежность некоторых из них до настоящего времени весьма неопределенна. Поэтому для получения наиболее близких к реальности результатов необходимо применять комплексную методику, в которой главенствующая роль принадлежит данным литологии, а с помощью остальных критериев полученные результаты контролируются, коррелируются и уточняются.

Состав осадочных пород в некоторых случаях однозначно свидетельствует о типе климата. К таким породам-индикаторам климата относятся каменный и бурый угли, каменная и калийная соль, гипсы, ангидриты, доломиты и др. По мнению В.М. Сеницына (1967), для выявления зонального типа климата и более полной и объективной характеристики природных условий необходимо оперировать литогенетическими формациями. Их вещественный состав различается по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадконакопления, по степени переработки пород субстрата, по дифференциации продуктов выветривания в процессе переноса и аккумуляции и масштабам аутигенного минералообразования. Характерными литогенетическими формациями аридного тропического и субтропического климатов являются красноцветная континентальная гипсоносная и карбонатная, экстракарбонатная и эвапоритовая. В равномерно-влажном тропическом и субтропическом климатах развиты глинистая каолинитовая, кварцево-каолинитовая терригенная, кварцево-глауконитовая, угленосная, слабо- и экстракарбонатная формации и формация горючих сланцев, а в умеренной зоне — угленосная, полимиктовая терригенная и различного состава глинистые формации. По составу литогенетических формаций впервые представляется возможным выделить области переменного-влажного климата. Для нее характерны следующие формации: красноцветная континентальная слабокарбонатная, глинистая гипсоносная, глинисто-карбонатная, слабо- и экстракарбонатная (тропическая и субтропическая зоны) и пестроцветная глинистая, полимиктовая и слабоугленосная (умеренная зона).

Географическое распределение растительности и ее анатомическое строение обусловлены температурой, влажностью и степенью распределения атмосферных осадков. Для оценки климатического режима наряду с макроскопическими остатками растительности анализируются спорово-пыльцевые комплексы. В этом случае выделяются растительные сообщества по экологическим признакам и определяются коэффициенты термофильности и ксерофильности. Под коэффициентом термофильности (К) понимается отношение общего количества тропических и субтропических форм ко всем остальным. Коэффициент ксерофильности ($K_{кс}$) — это отношение общих количеств ксерофильных форм и мезо-, гигро- и гидрофильных форм одного и того же ландшафта. На основе вычисленных коэффициентов определяются примерные значения температурного режима континентов, общее количество атмосферных осадков и их распределение в течение года.

Особенности фаунистических комплексов и географическое распространение фауны позволяют оценить термические условия морских и пресноводных бассейнов. По сути дела, основной причиной различий палеозоогеографических областей, провинций и даже районов являются климатические условия.

Важнейшее значение при палеоклиматических исследованиях имеют определения абсолютных температур морских и пресноводных бассейнов. Метод изотопной палеотермометрии, получивший дальнейшее развитие благодаря исследованиям Р.В. Тейс и Д.П. Найдина (1973), основан на существующей тесной зависимости величины отношения тяжелого и легкого изотопов кислорода водной среды и органогенных карбонатов (в частности, в рострах белемнитов) и средних годовых температур. Магнезиальный (химико-аналитический) метод палеотермометрии был предложен Чейвом (Chave, 1954), исследования которого показали, что величина отношения кальция к магнию в органогенном кальците также отражает температуру среды обитания. Т.С. Берлин и А.В. Хабаков (1966) на весьма представительном материале разработали палеотемпературную шкалу магнезиальности, которую объединили с изотопной.

Нами экспериментальным путем была показана возможность определения палеотемператур по кальцитовым раковинам брахиопод, нуммулитов, орбитолин, кокколитофорид, по скелетным образованиям кораллов и водорослей и по раковинам многих двустворчатых моллюсков (рудисты, иноцерамы, бухии, ауцеллины, пликатулы, устрицы и др.) (Ясаманов, 1973, 1977а). Наряду с этим установлена возможность определения палеотемператур по органогенным известнякам как изотопным (Тейс, Найдин, 1973), так и магнезиальным (Ясаманов, 1974) методами.

Для определения абсолютных температур пресноводных бассейнов была разработана стронциевая палеотермометрия (Ясаманов, 1977б). Ее особенность — выявленная корреляционная связь величины отношения кальция к стронцию в арагонитовых раковинах пресноводных двустворчатых моллюсков со средними годовыми температурами среды их обитания.

Основываясь на комплексной методике, были реконструированы климатические условия отдельных веков юрского, мелового и палеогенового периодов для территории, простирающейся к югу от широты Москвы и от западных границ страны до оз. Байкал. На составленных палеоклиматических картах показаны мелкая и глубокая части шельфа, моря и лагуны с повышенной соленостью, приморские озерно-дельтовые низменности, озерно-аллювиальные низменности и равнины, крупные озерно-болотные системы, гидрографическая сеть, разновысотные денудационные ландшафты, тип растительного покрова, характер фауны, тип литогенетических формаций, породы-индикаторы климата и палеотемпературы. По степени увлажнения выделены аридная, переменновлажная и равномерно-влажная гумидные области, а по термическому режиму — тропическая, субтропическая, умеренно-теплая и умеренная зоны. Надо отметить, что реконструированные типы климата по характеристикам в целом соответствуют современным, за исключением субтропического, для которого в мезозое и раннем кайнозое не были характерны значительные сезонные колебания температур.

В раннеюрскую эпоху на территории юга СССР обширные площади занимали области континентального седиментогенеза, главным образом озерно-дельтовые и озерно-аллювиальные внутриматериковые низменности. Практически на всей территории господствовал равномерновлажный климат, предопределивший гумидный тип седиментогенеза с обильной угленосностью и развитием весьма разнообразных и богатых в видовом и родовом отношениях влаголюбивых лесов.

В наиболее северной зоне, охватывавшей север Европейской части СССР, север Западной и Средней Сибири (зона хвойно-гинкговых лесов), средние годовые температуры воздуха на суше составляли $12-15^{\circ}\text{C}$, а на поверхности морей $15-18^{\circ}\text{C}$. В более южных районах (юг Восточно-Европейской и Сибирской платформ, юг Западной Сибири) сезонные колебания температур не характерны и средние годовые значения их составляли $18-20^{\circ}$. Наиболее высокий термический режим свойствен зоне цикадофитовых лесов (Карпато-Крымско-Кавказская область и Средняя Азия). Средние годовые температуры здесь составляли $20-24^{\circ}$, что соответствует тропическому термическому режиму. Исходя из состава растительности и литогенетических формаций, среднее годовое количество атмосферных осадков оценивается в $1000-1500$ мм.

Одной из характерных черт среднеюрской эпохи является постепенное завершение углекислотного цикла и дальнейшее сокращение площади континентального седиментогенеза. Однако климат в это время оставался гумидным. Об этом свидетельствует не только широкое распространение фаций обильно увлажненных ландшафтов (дельтавые, пойменные, озерные, озерно-болотные, болотные и др.) и влаголюбивый характер растительности ($K_{кс} = 0,1-0,2$), но и развитие высокозрелых осадочных образований с большими коэффициентами мономинеральности и устойчивости, со значительным содержанием растительного детрита. На севере средние годовые температуры равнялись $10-15^{\circ}$ (умеренно-теплая зона), а среднее количество атмосферных осадков составляло $1000-1500$ мм. Южнее располагалась зона субтропического климата со средними годовыми температурами $16-20^{\circ}$ ($K_t = 1,5-2$), а на крайнем юге — тропическая, в пределах которой средние годовые температуры достигали 25°C .

В конце среднеюрской эпохи появились первые признаки аридизации, выразившиеся в возникновении на юге ландшафтов ксерофильного редколесья и в появлении среди глинистых толщ палыгорскита, а среди карбонатов — прослоев доломита. В позднеюрскую эпоху на крайнем юге располагались полупустынные и пустынные ландшафты, а в крупных лагунах соленость воды намного превышала нормальную. Это привело

к формированию континентальной красноцветной карбонатной и гипсоносной формации и фации золотых песков на континентах, эвапоритовой и экстракарбонатной формации в мелководных морях. Исходя из типа литогенетических формаций и высоких коэффициентов ксерофильности ($K_{кс} = 0,9$), среднее годовое количество атмосферных осадков вряд ли превышало 150 мм. Средние годовые температуры аридной области колебались в пределах 20–25°С. К северу от нее располагалась область переменновлажного климата. На континентальных пространствах значительной части Восточно-Европейской и Сибирской платформ и Казахстана располагались саванны и ксерофильные редколесья, а в морях происходило накопление осадков экстракарбонатной и сульфатно-карбонатной формаций и обитали тропические и субтропические комплексы организмов. В центральных районах Европейской части СССР и в Сибири средние годовые температуры превышали 20°С, что соответствует субтропическому режиму. По экологическим особенностям растительности и по рассчитанным коэффициентам ксерофильности, равным 0,5–0,7, можно предполагать, что среднее годовое количество атмосферных осадков переменновлажной области составляло 200–500 мм.

Трансгрессия моря в раннемеловую эпоху способствовала смягчению засушливого климата. Постепенное увеличение влажности и равномерное распределение в течение года атмосферных осадков к концу неокома привели к усилению корообразовательных процессов, появлению каолинитовых, а местами и латеритных профилей выветривания, увеличению в осадках растительного детрита, изменению характера осадконакопления и появлению влаголюбивых растительных сообществ. Вместе с тем в течение раннемелового времени происходит некоторая дифференциация климата по термическому режиму и влажности.

Для раннемеловой эпохи установлено существование на севере исследованного региона зоны умереннотеплого климата со средними годовыми температурами 10–14°, субтропического (14–20°) и тропического (20–26°). По характеру распределения атмосферных осадков и их годовому количеству выделены аридная (100–200 мм), переменновлажная (500–700 мм) и равномерновлажная (более 1000 мм) климатические области. С учетом типа растительного покрова последняя разделяется на зоны влажного (1000–1500 мм) и экстравлажного (более 1500 мм) климата.

В течение поздне меловой эпохи происходило дальнейшее расширение морских акваторий и значительное выравнивание континентальных пространств. Обильное карбонатное накопление в морях Европейской части СССР не дает основания считать, что климат был близок к аридному. В это время на суше произрастала влаголюбивая растительность, осуществлялось энергичное корообразование и накапливались осадки на территории обильно увлажненных ландшафтов. Осадки в прибрежных частях бассейнов обычно обогащены растительным детритом.

Развитие гумидных областей происходило в результате изменения термического режима. На территории юга СССР для этого времени могут быть выделены зоны умереннотеплого, субтропического и тропического климата. Наличие обширных связей с прохладным Арктическим бассейном и тропическим океаном Тетисом способствовало усиленной циркуляции морских вод и приводило к смещению климатических зон. Так, например, в сантонском веке наблюдается миграция в южном направлении зон умереннотеплого и субтропического климата, а в туроне и коньяке эта тенденция обусловила высокоширотное положение тропической зоны.

В палеоцене и эоцене значительные пространства были заняты теплыми и мелкими эпиконтинентальными морями. Продолжал существовать водообмен как с Арктическим бассейном, так и с Тетисом. Обилие атмосферных осадков и высокие температуры создали необходимые предпосылки для интенсивного корообразования, способствовали образованию карстового ландшафта в областях развития карбонатных пород, формированию высокозрелых мономиктовых и олигомиктовых терригенных толщ, существенно каолинитовых и бокситовых толщ и распространению влаголюбивых растительных ассоциаций. На значительной части территории существовал влажный тропический климат со средними годовыми температурами 24–28° ($K_{кс} = 0,1–0,2$; $K_f = 2–2,5$), и только на севере климат был близок к субтропическому. В отдельные промежутки времени, как, например, в поздне палеоцене или в середине эоцена, распределение атмосферных осадков приобретало сезонный характер. В это время роль ксерофитной растительности сильно возрастала, среди песчаных толщ преобладали полимиктовые разности, а среди глинистых появились палыгорскит и сепиолит.

В течение палеоцена и эоцена только в Средней Азии и на юге Казахстана существовали аридные или переменнo-влажные условия. Здесь располагались пустынные и полупустынные ландшафты, заливы и лагуны с повышенной соленостью и происходило накопление осадков, характерных только для аридной или семиаридной областей.

В середине олигоцена произошло резкое ухудшение климатических условий, которое выразилось в значительном снижении термического режима и появлении сезонных температурных контрастов. Зона субтропического климата сместилась в Закавказье и на юг Средней Азии. В это время на севере господствовал умеренный влажный климат со средними годовыми температурами 5–10°С.

Таким образом, в результате проведенных исследований на территории юга СССР выделено несколько термических типов климата. Тропический климат со средними годовыми температурами 24–25°С господствовал на значительной части юга СССР в плинсбахском, байосском, батском, келловейском, оксфордском, кимериджском, волжском (титонском) и сеноманском веках, а со среднегодовыми температурами 26–27° – в валанжинском, готеривском, барремском и туронском веках, в палеоценовую и эоценовую эпохи. Среднегодовые температуры тропических зон были всего на 4–5° ниже температур экваториального климата соответствующих веков.

Термические области субтропического и умеренно теплого климатов не имеют полных аналогов среди современных. В.М. Силицын (1967) выделяет их под общим названием бореального климата, а Н.М. Страхов (1962) – как область умеренного климата. Субтропический климат в мезозое и раннем кайнозое по средним значениям средних годовых температур мало отличался от современного субтропического, но существенной его особенностью было отсутствие прохладного сезона, вызываемого вторжением холодных масс воздуха с полярных широт. В это время разность температур между низкими и высокими широтами не была столь значительной, как в современную эпоху (около 60°), и не превышала 20°С. По радиационным особенностям, а также по распределению температур в течение года субтропический климат мезозоя и раннего кайнозоя в общих чертах напоминает тропический климат и сходен с климатом современного Южного Средиземноморья и Юго-Восточной Азии.

Умереннотеплый климат со средними годовыми температурами 10–16°С близок к современному климату Северного Средиземноморья. Для него свойственны сезонные и, возможно, суточные колебания температур, но в прохладные сезоны температуры вряд ли опускались ниже 0°С, так как нигде не обнаружены следы морозного выветривания и гляциодислокации.

Высокое содержание CO₂, степень прозрачности атмосферы, сильная облачность наряду с другими планетарными факторами (отражательная способность земной поверхности, положение материков на земной сфере и т.д.) были определяющими причинами высокого термического режима. На протяжении юрского, мелового и палеогенового периодов происходила дифференциация термического режима, особенно резко проявившаяся в конце палеогена, когда концентрация углекислоты в атмосфере, по данным М.И. Будыко и А.Б. Ронova (1979), понизилась более чем в три раза и одновременно с этим усилилась континентальность климата. На фоне общего и неуклонного понижения температуры тем не менее существовали эпохи как сильного повышения, так и значительного понижения температур.

В начале раннеюрской эпохи на территории юга СССР существовали умереннотеплый, субтропический и тропический климаты, но в конце тоарского века произошло значительное понижение температур. Хотя оно было установлено магнетиальной палеотермометрией и подтверждается как литологическими, так и палеонтологическими данными (развитием холодолюбивых и эвритермных организмов), понижение температур находится в противоречии с результатами изотопной палеотермометрии. Д.П. Найдин и Р.В. Тейс (1976) показали, что причиной низких значений величины отношения $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ являются не высокие температуры, а небольшое опреснение, которое обычно наступает при сильной гумидизации климата. Во второй половине ааленского века температуры повысились и происходила миграция зон тропического и субтропического климата в северном направлении.

Максимальные значения температур зафиксированы для позднеюрской эпохи. Примерно такие же температуры существовали в раннемеловую эпоху, но в середине альбского века намечается кратковременное понижение температур, имеющее глобаль-

ный характер. В это время средние годовые температуры на территории юга СССР составляли всего 13–17°С, тогда как в неокоме они равнялись 16–20°С.

В поздне меловую эпоху температуры вновь повысились и достигали максимальных значений в турон-коньякское время. Во второй половине сенона увеличился контраст сезонных температур. Новое снижение температур отмечается в дате. В это время в Крымско-Кавказской области, которая в маастрихте располагалась в тропическом поясе, средние температуры понизились на 5–8°С. Вполне вероятно, что в более северных районах градиент снижения термического режима был более значительным.

В палеоценовую и эоценовую эпохи температуры были высокими, но в олигоцене произошло интенсивное похолодание и средние годовые температуры с 17–20°С в начале олигоцена понизились до 7–11°С в конце его. Изменение термического режима было вызвано не только понижением концентрации углекислого газа в атмосфере, но и активизацией тектонических движений. Увеличение высотного положения материка и возникновение горных массивов, по-видимому, также отразилось на распределении теплых масс воздуха.

Разнообразие климатов в юрско-палеогеновое время связано не только с термическим режимом, но и с общим количеством атмосферных осадков и характером их распределения в течение года. Следовательно, география климата существенным образом зависела и от циркуляционных особенностей древней атмосферы. Климаты развивались под влиянием морского или континентального режимов. Роль и соотношение их с течением времени коренным образом менялись. Трансгрессии не только вызывали некоторое понижение температур, но и способствовали увеличению общего количества атмосферных осадков, а регрессии, наоборот, приводили к значительной аридизации.

Отсутствие значительных суточных и сезонных колебаний температур и низменный рельеф создавали необходимые предпосылки для конвекции воздушных масс при слабой циклонической деятельности. Обильные атмосферные осадки в ранне- и среднеюрское время выпадали в результате конденсации влаги и распределялись равномерно в течение года. Максимальное количество атмосферных осадков, рассчитанных по составу литологических формаций и особенно по коэффициентам ксерофильности растительного покрова, в приморских районах превышало 1500 мм/год, а в более удаленных районах составляло около 1000 мм/год.

Одновременное существование аридной области и области обильного увлажнения, начиная с позднеюрской эпохи, способствовало возникновению муссонной циркуляции атмосферы. Именно такая циркуляция вносила существенные коррективы в распределение влажности на континенте. Муссонная циркуляция формировалась и под воздействием термической разности воздушных масс над сушей и морем и ослабевала в периоды наивысшей гумидизации климата. Такими, например, являлись ранняя и средняя юра, альб-сеноман и палеоцен-эоцен.

ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т.С., Хабаков А.В.* Химико-аналитическое определение отношения кальция и магния в рострах белемноидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР. — *Геохимия*, 1966, № 11.
- Будыко М.И., Ронов А.Б.* Эволюция атмосферы в фанерозое. — *Геохимия*, 1979, № 5.
- Найдин Д.П., Тейс Р.В.* К вопросу об изотопном составе кислорода юрских (тоар-аален) морей Европы. — *Геохимия*, 1976, № 12.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973.
- Ясаманов Н.А.* Температуры среды обитания юрских и меловых брахиопод, головоногих и двустворчатых моллюсков в бассейне Западного Закавказья. — *Геохимия*, 1973, № 5.
- Ясаманов Н.А.* Отношение кальция к магнию в раковинном веществе ископаемых организмов и вмещающих породах нижнего мела Западного Закавказья. — *Докл. АН СССР*, 1974, т. 215, № 6.
- Ясаманов Н.А.* Палеотермометрия палеогеновых морей юга СССР. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1977а, № 4.
- Ясаманов Н.А.* Стронций в раковинах современных пресноводных моллюсков и возможность определения температурных условий по кальций-стронциевым отношениям. — *Геохимия*, 1977б, № 11.
- Chave K.E.* Aspects of the biogeochemistry of magnesium: Calcareous marine organisms. — *J. geol.*, 1954, vol. 62, n. 3.

КОРРЕЛЯЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА**(на основе новых данных по Причерноморью)**

Палеоклиматические реконструкции для плейстоцена могут выполняться только на основе детальных климатостратиграфических корреляций и разработанной климатохронологической шкалы. Ошибки в корреляциях и датировке климатических событий сводят на нет любые успехи в реставрации местного палеоклимата для отдельных взятых объектов. Однако методика палеоклиматических корреляций разработана недостаточно.

Все палеоклиматические события, точнее обнаруживаемые их следы — климатомеры, по самой природе климата являются местными. В низких широтах теплая часть (термомер) всегда больше холодной (криомера), в высоких широтах, наоборот, больше холодная. По этой причине палеомагнитная инверсия Брюнес—Матуяма (730 тыс. лет назад) в ледниковой зоне приходится на криомерный 20-й ярус (гляциал "А"), а в низких широтах — на термомерный 19-й ярус, начавшийся там на 15 тыс. лет раньше. Поэтому не формальными являются следующие вопросы: в какой части климатического ритма проводить стратиграфическую границу — в начале холодной, начале теплой или по климатическим оптимумам, нужны ли для таких границ стратотипы, каковы критерии идентификации климатомеров при их дальнейшей корреляции и принципы палеоклиматической номенклатуры, наконец, какова возможная точность и достоверность временной корреляции климатических событий. Эти и другие вопросы методики палеоклиматических корреляций имело бы смысл обсудить особо.

Как известно, ритмика климатических колебаний в плейстоцене сильно учащается по сравнению с плиоценом. Это затрудняет корреляцию плейстоценовых климатомеров, так как фаунистическая характеристика и тип спорово-пыльцевых диаграмм далеко не гарантируют идентификацию межледниковий. Уверенно плейстоцен разделяется лишь на три фаунистически индивидуальных звена: раннее с тираспольской фауной, среднее — с сингиль-хазарской и позднее — с мамонтовой. Однако внутри каждого из них устанавливается по несколько климатомеров. Общее же число криомеров, известных теперь в плейстоцене, втрое превышает количество оледенений, выделенных в свое время А. Пенком (Penck, Brückner, 1909).

В основу климатохронологической шкалы плейстоцена, очевидно, должны быть положены непрерывные палеотемпературные записи, получаемые по глубоководным колонкам. За эталон океанической шкалы приняты изотопно-кислородные кривые по колонкам V = 28–238 и 239 из экваториальной части Тихого океана (Shackleton, Opdyke, 1973, 1976), на которых интервал над Харамилью (900 тыс. лет) разделен на 23 изотопных "яруса" — 12 термомерных и 11 криомерных. Имеется несколько вариантов расчета их возраста, исходя из скорости осадконакопления, в том числе скорости накопления алюминия и тория, и учета предполагаемой связи изотопной кривой с изменениями эксцентриситета и пресессией (Mogley, Hays, 1981). Корреляция океанической палеотемпературной шкалы с климатомерами континентальных разрезов является наиболее трудной задачей при построении общей климатохронологической шкалы плейстоцена.

Основным инструментом при корреляции океан — континент являются хронометрические данные и данные о событиях и экскурсах геомагнитного поля, получаемые при сплошном отборе образцов. Ряд таких экскурсов выявлен в глубоководных колонках (Ericson, Wollin, 1970; Ryan et al., 1973) и в уникальном разрезе оз. Бива в Японии (Yoskawa et al., 1973).

Одним из наиболее привлекательных объектов для разработки общей климатохронологической шкалы плейстоцена являются наши замечательные черноморские разрезы плейстоцена, в которых морские отложения чередуются с континентальными и где можно проследить фациальные замещения морских межледниковых пачек погребенными почвенными комплексами. В результате исследований, проводившихся автором на береговых разрезах Черноморского побережья с 1970 по 1981 г., разработано детальное климатостратиграфическое расчленение карангатского, эвксино-узулларского и чаудинского горизонтов. При этом в магнитохроне Брюнес (730 тыс.

лет назад) обнаружено восемь вторжений средиземноморских вод в Черноморский бассейн, сопровождаемых повышением его уровня. Соответствующие им отложения приняты за термомеры (ТМ). Они разделяются семью фазами опреснения бассейна и снижения его уровня, которые приняты за криомеры (КМ). Такая интерпретация подтверждается фациальным переходом криомеров в лёссовые горизонты прибрежных континентальных разрезов, а термомеров — в погребенные почвы. Всего в магнитохроме Брюнес выделяются 15 климатомеров против 7–10 в существующих ныне схемах (Федоров, 1978; Геохронология СССР, 1974). Все подразделения выделены в непрерывной стратиграфической последовательности в традиционных стратотипических разрезах опорного Керчь-Таманского района для карангатского горизонта — в Эльтигенском и Тузлинском разрезах, для эвксино-узунарского — в Чокракском и для чаудинского горизонта — в разрезе на горе Цвермагала в Грузии.

Важная особенность предлагаемой схемы — палеомагнитное обоснование абсолютного возраста климатомеров, определенного по девяти зонам обратной и нормальной полярности, идентифицируемым с обратной полярностью Матуяма—Брюнес в разрезе глубоководных осадков океана с помощью термолюминесцентных датировок, выполненных О.А. Куликовым и В.К. Власовым. Это позволило "напрямую" привязать Черноморскую схему к изотопно-кислородной шкале глубоководного плейстоцена, а также дать новую корреляцию черноморских и средиземноморских климатических событий (таблица).

Морские отложения Керчь-Таманского и Кавказского побережий различны по типу строения разрезов. В первом районе развиты только две плейстоценовые террасы, внутри каждой из которых разновозрастные климатомеры наложены друг на друга и потому до сих пор не выделялись. На Кавказском побережье прослеживается до семи террас, каждая из которых связана лишь с одним климато-эвстатическим циклом. Высоты разновозрастных террас изменяются с амплитудой до 100 м, что объясняется тектоникой.

Начало новозэксинского криомера по наличию эпизода Блейк в его подошве оценивается в 110 тыс. лет назад. Возраст сурожского термомера в его парастратотипическом разрезе у мыса Кроткова (Тамань) по неравновесию урана (J/U) в раковинах *Cardium edule lamarki* Reeve опеределен Х.А. Арслановым в 100 тыс. лет назад, что согласуется с палеомагнитными (ПМ) и термолюминесцентными (ТЛ) данными¹. Таким образом, сурожская трансгрессия оказывается аналогом неогирренской (см. таблицу), датированной в 125–130 тыс. лет назад (Ambrosetti et al., 1972). Эльтигенские слои с *Cardium tuberculatum* L. по ПМ данным имеют возраст в 180–210 тыс. лет назад и отвечают, следовательно, эогирренской трансгрессии — наиболее тепловодной (Lumley, 1968) и 7-м изотопному ярусу (Shackleton, Opdyke, 1973). Возраст "нижнего карангата" (Федоров, 1978) — тобечикских слоев Л.А. Невесской, по палеомагнитным и термолюминесцентным ПМ и ТЛ данным, определяется в интервале 350–450 тыс. лет назад, что отвечает 11-изотопному ярусу и фазе рианино, т.е. палеогиррену Средиземноморья. Тобечикский термомер, характеризующий комплексом с *Raphia senescens* (Coc.), отделяется от эльтигенского двумя континентальными пачками (героевская I и II), из которых нижняя имеет псевдоморфозы по морозобойным линиям, а верхняя — кости крупных млекопитающих и фауну наземных моллюсков *Helicella*. Эти два криохрона датируются двумя эпизодами обратной полярности. 290 тыс. и 350 тыс. лет назад, следовательно, являются аналогами 8- и 10-изотопных ярусов, т.е. рисса средиземноморской схемы. Они разделяются вновь установленным заветнинским термомером с фауной *Chiona gallina* L., *Ostrea edulis* L., *Donax truncubis* L., *Cerithium vulgatum* Brug., *Pholas dactylus* L. и др. На Кавказском побережье он пока не выявлен. Челябинцевский криомер по ТЛ датировке 450 ± 110 тыс. лет назад совпадает с 12 изотопным ярусом и эрозивной фазой номентано, т.е. с прериссом Средиземноморья. Связанные с нею "черные туфы" ашельских слоев датируются КА 417–440 тыс. лет (Ambrosetti et al., 1972). Таким образом, палеоклиматические, ПМ, ТЛ данные, хорошо согласующиеся между собой (см. таблицу), свидетельству-

¹ Эта J/U-датировка оказывается единственной, совпадающей с ПМ- и ТЛ-данными. Все другие, дающие возраст карангата 83–117 тыс. лет назад и ашельской террасы 130 тыс. лет назад (Геохронология СССР, 1974), омоложены в несколько раз. Ошибочными следует признать и конечные радиоуглеродные датировки сурожских слоев.

ют о полной синхронности и идентичности событий карангатского и тирренского этапов.

Эвксино-узулларский горизонт в своем стратотипе — разрезе на оз. Чокрак разделяется на четыре климатомера. Нижний из них — древнеэвксинский s. str. криомер с фауной *Didacna nalivkini* Wass. — *D. baericrassa* (Pavl.) и вивипар — имеет отличный палеомагнитный репер — двойную зону обратной полярности, многократно выявленную в древнем эвксине и названную урекской (Геохронология СССР, 1974). Возраст этого репера по ТЛ около 600 тыс. лет назад. Таким образом, ТП и ТЛ данные позволяют принять древнеэвксинский — урекский криохрон за аналог 16-изотопного яруса и эрозионной фазы миндель II Средиземноморья, охарактеризованной аббевильскими местонахождениями. Узулларский этап Черного моря оказывается, следовательно, аналогом не эотиррена (Федоров, 1978), а тарквиния (Ambrosetti et al., 1972) — милация, т.е. миндель — рисса (Lumley, 1968).

В разрезе на оз. Чокрак устанавливается, что узуллар s. str. с фауной *Mytilaster lineatus* Mntg. отделен от карангата двумя климатомерами и, следовательно, отвечает 15-изотопному ярусу. На Кавказском побережье ему соответствует шапсугская терраса с *Chiona gallina* L. (Геохронология СССР, 1974), которую надо именовать, следовательно, не палеоузулларской, а узулларской. Верхний горизонт с узулларского типа фауной — *Cardium edule* L., *Paphia senescens* (Coc.), *Corbicula fluminalis* Müll. и др. отделен на Чокраке от нижнего дельтовыми косослоистыми галечниками с *Didacna pontocaspia* (Pavl.) и вивипаридами (мамарусский криомер). Этот неоузулларский термомер² имеет аналогом на Кавказском побережье пшадскую террасу. По ПМ данным, в Грузии к 15-изотопной стадии следует относить омпаретские слои с *Balanus* sp., вместе с урекскими слоями, входящими в урекский эпизод обратной полярности, а к 13-й стадии, неоузуллару, — слои цхалцинде с *Chiona gallina* L. и весьма теплолюбивым флористическим комплексом, прямо намагнитченные.

Следы первого проникновения средиземноморских вод в Черное море устанавливаются в верхах разреза чаудо-бакинской террасы. В Керчь-Таманском районе они связаны с так называемыми сусатскими (по Г.И. Горецкому) или урунджикскими (по Г.И. Попову) слоями, которые лучше именовать по стратотипическому разрезу Малый Кут — Патраей в Керченском проливе — патраейскими. В этом разрезе в дидакново-палюдиновом комплексе с *Didacna baericrassa* (Pavl.), *D. eulachia* Fed., *D. rudis* Nal. автором обнаружены единичные экземпляры *Cardium edule* L. и *Cerithium vulgatum* Brug. (определения Н.А. Волковой). Эти данные соответствуют указаниям Н.И. Андрусова, позднее — Б. Керодрена о переслаивании в разрезах Мраморного моря слоев, содержащих чаудинскую и черноморскую фауну (Федоров, 1978).

Часть плейстоцена, соответствующая эпохе Магуяма, представленная чаудинским горизонтом Грузии и его средиземноморским аналогом — слоями портуенсио-сицилийскими, в палеоклиматическом отношении разделяется на четыре климатомера. Наиболее четко последние выделяются в разрезах лёссовой формации Украины (Веклич, 1968). Верхний термохрон соответствует двойной мартоношской почве и ее аналогам и изотопным ярусам 21–22–23. Приазовский лёсс и среднецвермагальский криохрон с эпизодом Харамильч отвечают 24-му ярусу и эрозионной "гюнцской" фазе, по которой А. Пенк (Penck, Brückner, 1909) проводил нижнюю границу дилювия (Fink, Kukla, 1977). Широкое развитие приазовского лёсса на Украине косвенно свидетельствует о том, что около 980 тыс. лет назад скандинавский ледниковый покров по площади был не меньше валдайского.

Раннецвермагальский термомер коррелируется, по ПМ-данным, с двойной широкинской почвой и с 25-м, 26-м и 27-м изотопными ярусами. Саванный тип почв свидетельствует о максимально благоприятном климате этого отрезка времени плейстоцена. Но это было уже межледниковье, так как первые следы климата более холодного по сравнению с современным устанавливаются для интервала 1,08–1,18 млн. лет назад по ПМ-шкале. Это раннечаудинское или квемонатанебское похолодание Грузии отвечает развитию ильчевского лёсса на Украине (Веклич, 1968). Криомер с возрастом 1,1 млн. лет назад — важнейший рубеж в развитии всей природной обстановки северного полушария, так как в это время виллафранкская фауна млекопитающих замещается собственно плейстоценовой, а калабрийский и гурийский бассейны

² П.В. Федоров (1978) принимает его за карангат.

Межрегиональная корреляция черноморского разреза

Причерноморье			Средиземноморье		Океан		Звено	Раздел		
Морской разрез (по автору)		Континентальный разрез (Веклич, 1968, Геохронология СССР, 1974; Величко, 1980)	(Lumley, 1968; Bowen, 1978; Ambrosetti et al., 1972)	Изотопные ярусы (Shackleton, Opdyke, 1973)	Возраст (Morley, Hays, 1981)					
Карангатский горизонт S. lato	Сурожские слои с <i>Cardium edule</i> J/U 100 г-эпизод Блейк — 110 тыс. л.н. II терраса	Прилуцкая почва, ТЛ-100-107 — г-зона Блейк — 110 т.л.н.	Тирренский региоурус	Неотиррен, цикл "у"	5	128	Верхнее — Q _{III}	Q _{III} ¹ Рисс-Вюрм		
	Эрозионная фаза, динские слои, г-зона 180 тыс.л.н.	Тясминский лесс, ТЛ —140 т.л.н.		Эрозионная фаза	6				188	Q _{II} ⁴
	Эльтигенские слои с <i>Cardium tuberculatum</i> L., г-зона 210 тыс.л.н. III терраса	Кайдакская почва, г-зона, ТЛ-190 т.л.н.		Эотиррен, цикл "Х" К.	7					
	Эрозионная фаза, героевские слои, пачка II с <i>Helicella</i> , г-зона 295 тыс.л.н., ТЛ-300 тыс.л.н.	Днепровский горизонт — морена и лесс, г-зона, ТЛ 230 — 322 т.л.н.		Эрозионная фаза остия	8			279	Q _{II} ² Рисс	
	Заветнинские слои с <i>Chione gallina</i> L., и др.			Палеотиррен, цикл "w"	9					334
	Эрозионная фаза, героевские пачка I с криотурбациями, г-зона 350 тыс.л.н.			рианино КА	10					
	Тобечковские слои с <i>Paphia senescens</i> (Ос.) г-зона 350-400 тыс.л.н. IV ашейская терраса	Потягайловская-роменская почва		280-368 тыс.л.н. более 250 тыс.л.н.	11			421	Q _{II} ¹	
Эрозионная фаза и челядинцевские слои, ТЛ — 450 тыс.л.н.	Орельский - орчикский лесс	Эрозионная фаза номентано КА 417-438 тыс.л.н.	12	475						
Узундарский горизонт S. lato	Верхний узунлар с <i>Paphia senescens</i> V ₁ пшодская терраса	Завадовская — сенжарская почва, гуньковская терраса, сингильская (бабельская) фауна	Малауский (тарквинийский) региоурус	Цикл "v"	13	505	Q _{II} ¹ Миндель-рисс			
	Мамарусские слои с <i>Didacna pontocaspia</i> ТЛ-530 тыс.л.н.				14					
	Нижний узунлар с <i>Cardium edule</i> - <i>Mytilaster Lineatus</i> Mntg. ТЛ-580, VI ₃ омпаретская терраса				15					

Причерноморье			Средиземноморье		Океан		Звено	Раздел
Морской разрез (по автору)		Континентальный разрез	Изоотопные ярусы	Возраст				
Древний эвксин I с <i>Didacna nalivkini</i> Wass. и др. Урекская г-зона 620 тыс.л.н.		Тилигульский лесс, ТЛ 470-530 тыс.л.н., каневская морена			Милауский (тарквинийский) региоурус	Эрозионная фаза	16	608
Патраейские (верхнебакинские) слои с <i>Didacna rudis</i> - <i>Cardium edule</i> , VII идукопасская терраса		Лубенская почва, колкотовская терраса	Цикл "И"	17		671 724 744	Нижнее (тираспольское) Q _I	
Платовские (нижнебакинские - шавские) слои, инверсия		Сульский лесс, инверсия 730 тыс.л.н., ТЛ 607-640 тыс.л.н.	Эрозионная фаза фламинио КА 700 тыс.л.н.	18				
Чаудинский горизонт. s. lato		Мартоншская-запорожская почва, михайловская терраса	Терраса 60-70 м	19				
				20				
		Цвермагальские слои с <i>Tschaudia tschudaе</i>	Приазовский лесс, ТЛ 923 тыс.л.н.	Сицилийский (портуенско) региоурус	Эолиты г-рота Валлоне	24		
			Широкинская-урзуфская почва			25		
		Квемонатанебские слои	Ильчевский лесс	Эрозионная фаза кассио	Терраса 83 м	26		
27								
				28	Q _I ¹			

испытывают глубокую регрессию. Эрозивная фаза кассио в Италии, датируемая по К-Аг в 1,05 млн. лет назад (Ambrosetti et al., 1972), в Грузии разделяет чаудинские и гурийские слои и располагается тотчас под квемонатанебской и *n*-зоной, выделенной автором и В.В. Кочегурой (Зубаков и др., 1975) с расчетным возрастом 1050–1120 тыс. лет назад. Событие это впоследствии было подтверждено на лавовых разрезах и датировано в $1,1 \pm 0,03$ млн. лет (Mankinen et al., 1978).

Итак, в рамках классического плейстоцена (которые нет необходимости менять) по океанической шкале выделяется 28 подразделений. Однако число "истинных" климатом (ледниковый и межледниковый) в континентальной шкале не превышает 16. Очевидно, что часть изотопных ярусов (2–4; 8–10; 13–15; 18–20; 21–23 и 25–27) представляет климатические события второго порядка.

ЛИТЕРАТУРА

- Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наук. думка, 1968.
- Величко А.А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена. — Изв. АН ССР. Сер. геогр., 1968, № 3.
- Величко А.А. Вопросы палеогеографии и хронологии раннего и среднего плейстоцена. — В кн.: Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М., 1980.
- Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. Новейший этап.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В., Попов Г.И. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта Причерноморья. — В кн.: Колебания уровня океана. Л.: Наука, 1975.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.
- Ambrosetti P., Azzaroli A., Bohadonna F.P., Follieri M. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian site of Central Italy. — Boll. Soc. geol. Italiana, 1972, t. 91, fasc. 1.
- Bowen D.Q. Quaternary geology. Oxford, 1978.
- Ericson D.B., Wollin G. Pleistocene climates in Atlantic Pacific oceans: a comparison based on deep-sea sediments. — Science, 1970, vol. 167, N 3924.
- Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. — Quaternary research, 1977, vol. 7, B. 3.
- Lumley H.de Correlation of Quaternary shorelines in meridional France with the Alpine glacial chronology. — Univ. of Colorado, Stud. ser. Earth sci, 1968, N 7.
- Mankinen E.A., Donnelly J.M., Gromme C.S. Geomagnetic polarity event recorded at 1,1 m.y. B.P. on Gobb Mountain, Clear Lake volcanic field, California. — Geology, 1978, vol. 6, N 11.
- Morley J.J., Hays J.D. Towards a high-resolution global deepsea chronology for the last 750 000 years. — Earth a. planetary ser. lett., 1981, vol. 53, N 3.
- Penck A., Brückner E. Die Alpen in Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
- Ryan W.B.F., Hsi K.J. et al. Initial reports of the deep-sea drilling project. Washington, 1973, vol. 13, pt. 2.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core. V. 28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes in a 10^5 and 10^6 year scale. — Quaternary research, 1973, vol. 3.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V. 28–239 late Pliocene. — Mem. Geol. Soc. Americ., 1976, vol. 145.
- Yoskawa K., Nakajima T., Kawai N. et al. Palaeomagnetism of a core from Lake Biwa. I. — J. Geomagnetism and geoelectricity, 1973, vol. 25, N 4.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ	5
<i>Герасимов И.П.</i> Палеоклиматические сценарии	5
<i>Величко А.А.</i> Эмпирическая палеоклиматология (принципы и степень точности)	7
ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	20
<i>Гричук В.П.</i> Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности	20
<i>Зеликсон Э.М., Губонина З.П.</i> Смещение высотной поясности как основа реконструкции климатических изменений в горных странах	29
<i>Климанов В.А.</i> Реконструкция палеотемператур и палеоосадков на основе спорово-пыльцевых данных	38
<i>Либерман А.А., Муратова М.В., Суетова И.А.</i> Применение нелинейной интерполяции для построения палеоклиматических моделей	48
<i>Турманина В.И.</i> Возможности фитоиндикации палеоклиматов в пределах тысячелетия	53
ФАУНА МЛЕКОПИТАЮЩИХ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОКЛИМАТОВ	56
<i>Верецагин Н.К.</i> Ископаемые млекопитающие и палеоклиматы	56
<i>Маркова А.К.</i> Микротерофауна как индикатор палеоклиматов	60
ПЕДОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ	65
<i>Добровольский В.В.</i> Почвенно-типергенные новообразования как палеоклиматические и палеогеографические показатели	65
<i>Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Халчева Т.А.</i> Лёссово-почвенные серии и палеоклиматическая информация	70
ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ	75
<i>Баулин В.В., Данилова Н.С., Стрелецкая И.Д., Чеховский А.Л.</i> Анализ современной мощности и строения мерзлых толщ в целях палеогеографических реконструкций	75
<i>Балобаев В.Т.</i> Современное состояние и динамика многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене и голоцене по геотермическим данным	79
<i>Катасонов Е.М.</i> Многолетняя мерзлота Якутии по данным криолитологии и абсолютной геохронологии	88
<i>Величко А.А., Нечаев В.П.</i> Палеоклиматическое значение ископаемых мерзлотных образований лёссово-перигляциальной зоны	92
ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ	96
<i>Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А.</i> Лихенометрия и изучение колебаний ледников и климата	96
<i>Фаустова М.А., Орешкин Д.Б.</i> Палеоклиматическая интерпретация данных о ледниковом рельефе и отложениях	103
<i>Матвеев А.В.</i> Литологические особенности морен как показатели палеоклиматов	109
<i>Асеев А.А., Маккаев А.Н.</i> Опыт реконструкции некоторых палеоклиматических показателей в области ледниковых щитов	113
<i>Ходаков В.Г.</i> Принципы и методы палеогляциологических реконструкций	119
<i>Лебедева И.М., Ходаков В.Г.</i> Палеогляциологическая реконструкция климатических показателей максимума позднелестоценового оледенения (район оз. Бонневиль)	123
<i>Пуннинг Я.М.К., Вайкмяэ Р.А.</i> Изотопно-кислородные исследования ледников Арктики	128

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ФАУНЫ И ЛИТОЛОГИИ МОРСКИХ, ОЗЕРНЫХ, РЕЧНЫХ ОСАДКОВ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

134

<i>Бараш М.С.</i> Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам	134
<i>Чепалыга А.Л., Ясаманов Н.А.</i> Стронциевый метод определения палеотемператур пресноводных бассейнов	142
<i>Чепалыга А.Л.</i> Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы	145
<i>Шнитников А.В.</i> Изменчивость приливообразующих сил и ее воздействие на ландшафтную оболочку	149
<i>Раунер Ю.Л.</i> Реконструкция экстремальных климатических явлений исторического прошлого	158
<i>Спасская И.И.</i> К вопросу о палеоклиматической интерпретации геоморфологических данных	165
<i>Лунев Б.С., Осовецкий Б.М.</i> Аллювий — источник информации о климатах прошлого	169

НЕКОТОРЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 173

<i>Ронов А.Б., Балуховский А.Н.</i> Общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое	173
<i>Ясаманов Н.А.</i> Реконструкции климатических условий мезозоя и кайнозоя Юга СССР	179
<i>Зубаков В.А.</i> Корреляция климатических событий плейстоцена (на основе новых данных по Причерноморью)	185

УДК 551.583.7

Палеоклиматические сценарии. Герасимов И.П. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

В статье рассматриваются основные пути и этапы построения палеоклиматических сценариев, основанных на прямой палеоклиматической интерпретации различных палеогеографических данных. Намечаются наиболее важные временные рубежи палеоклиматических сценариев.

УДК 551.583.7

Эмпирическая палеоклиматология (принципы и степень точности). Величко А.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

Излагаются две категории данных, получаемых эмпирической палеоклиматологией: материалы по состоянию подстилающей поверхности (палеогеографические карты) и количественные оценки палеоклиматов. Приводится сравнительная таблица используемых палеогеографических объектов и методов, показывающая степень точности и доверительные пределы того или иного метода.

Табл. 2. Библиогр. назв. 20.

УДК 551.583.7 : 56 : 581

Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности. Гричук В.П. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

Рассматриваются методы реконструкции количественных значений основных элементов климата на основе палеофлористических данных: метод выявления района — современного аналога исследуемой территории в рассматриваемый хронологический интервал и метод климатограмм. Оценивается степень достоверности полученных климатических показателей.

Ил. 5. Табл. 1. Библиогр. назв. 13.

УДК 551.583.7 : 56 : 581

Смещение высотной поясности как основа реконструкции климатических изменений в горных странах. Зеликзон Э.М., Губонина З.П. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

Рассматриваются особенности реконструкции климатических показателей в горных странах. Показано, что важным источником информации являются выявляющиеся на основе палинологических данных смещения границ высотных поясов. Для выполнения палеоклиматических реконструкций необходимы детальные палеофлористические материалы.

Ил. 3. Табл. 1. Библиограф. назв. 7.

УДК 551.583.7 : 56 : 581

Реконструкция палеотемператур и палеосадков на основе спорово-пыльцевых данных. Климанов В.М. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

С помощью информационно-логического анализа определялась мера зависимости между климатическими характеристиками и составом пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевых рецентных спектрах и значимость пыльцы каждой породы при определении климатических характеристик. Полученные таблицы связи являются основой для перехода к палеоклиматическим реконструкциям.

Ил. 1. Табл. 3. Библиогр. назв. 7.

УДК 551.583.7 : 56 : 581

Применение нелинейной интерполяции для построения палеоклиматических моделей. Либерман А.А., Муратова М.В., Суетова И.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

Описывается метод объективной нелинейной интерполяции (и экстраполяции), дающей основание по относительно скудным данным построить достаточно подробные палеоклиматические карты для значительных территорий, приводится пример построения карты разности средних температур июля и среднего годового количества осадков времени 5000–6000 л.н.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. назв. 4.

Возможности фитоиндикации палеоклиматов в пределах тысячелетия. Турманина В.И. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

Возможность сочетания дендрохронологического метода с анализом изменения ареалов древесных пород в течение нашего тысячелетия дает ценную информацию о критических климатических ситуациях, изменяющих границу распространения вида.

Табл. 2. Библиогр. назв. 7.

УДК 551.583.7 : 56 : 591

Ископаемые млекопитающие и палеоклиматы. Верещагин Н.К. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. — М.: Наука, 1985.

В статье рассматриваются основные методические предпосылки для индикации палеоклиматов по остаткам ископаемых зверей: принцип актуализма, применение индикаторного вида, или группы видов (опосредованно через реконструированные ландшафты, существовавшие в климатических константах), учетывание тафономического типа захоронения звериных остатков.

Ил. 1. Библиогр. назв. 9.

УДК 551.583.7 : 56 : 591

Микротерииофауна как индикатор палеоклимата. Маркова А.К. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Примененный метод климатограмм, построенных на основании микротерииологических данных, позволяет автору сделать вывод о довольно стабильной обстановке валдайского времени, характеризовавшейся холодным и засушливым климатом на территории умеренной полосы Русской равнины.

Ил. 1. Библиогр. назв. 16.

УДК 551.583.7 : 631.4

Почвенно-гипергенные новообразования как палеоклиматические и палеогеографические показатели. Добровольский В.В. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

В статье рассматриваются примеры возможности палеоклиматических реконструкций на основе установления парагенетических ассоциаций гипергенных минералов. Приводятся данные по отдельным пустынным районам СССР и Восточной Африки, где хорошая сохранность гипергенных новообразований позволила произвести палеогеографические и палеоклиматические реконструкции для древних хронологических срезов доплейстоцена и плейстоцена.

Ил. 2. Библиогр. назв. 6.

УДК 551.583.7 : 631.4

Лессово-почвенные серии и палеоклиматическая информация. Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Халчева Т.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Авторы статьи определяют природно-климатический пояс, в котором происходило древнее почвообразование, учитывая основные показатели, применяемые при диагностике почв и основываясь на методе актуализма. Приводятся конкретные примеры палеоклиматических реконструкций, основанных на педологических данных. При интерпретации палеоклиматов лёссовых эпох используются некоторые литологические характеристики, такие, как коэффициент выветрелости минеральной массы.

Ил. 2. Библиогр. назв. 10.

УДК 551.583.7 : 551.340

Анализ современной мощности и строения мерзлых толщ в целях палеогеографических реконструкций. Баулин В.В., Данилова Н.С., Стрелецкая И.Д., Чеховский А.Л. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Для качественных палеогеографических реконструкций может быть проведен сравнительный анализ мощностей мерзлой толщи различных геоморфологических уровней. Количествен-

ные характеристики, в том числе средняя температура воздуха основных интервалов позднего плейстоцена и голоцена северной части Западной Сибири (при известных допущениях), могут быть получены путем установления средней температуры горных пород при известных мощностях мерзлых толщ и времени промерзания.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. назв. 14.

УДК 551.583.7 : 551.340

Современное состояние и динамика многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене и голоцене по геотермическим данным. Балобаяв В.Т. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

В статье рассматриваются возможности реконструкции палеотемператур горных пород и воздуха по геотермическим данным в районах развития нестационарных мерзлых толщ.

Ил. 3. Табл. 3. Библиогр. назв. 6.

УДК 551.583.7 : 551.340 (571.56)

Многолетняя мерзлота Якутии по данным криолитологии и абсолютной геохронологии. Касанов Е.М. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Выделение криолитогенных отложений и расчленение их на фазы составляет сущность мерзлотно-фациального анализа, позволяющего параллельно с датированием разными способами воссоздать время и климатическую обстановку формирования многолетней мерзлоты.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. назв. 4.

УДК 551.583.7 : 551.340

Палеоклиматическое значение ископаемых мерзлотных образований лёссово-перигляциальной зоны. Величко А.А., Нечаев В.П. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Совокупность характерных признаков ископаемого криогенного горизонта (ведущие криогенные феномены и обусловившие их процессы, глубина деятельного слоя, вероятная палеовлажность, льдистость и др.) сравнивается с комбинацией сходных признаков в различных районах современной зоны многолетнемерзлых пород. Климатические условия конкретно выделенных районов можно принимать в качестве наиболее вероятных для каждой из эпох криолитогеоза.

Библиогр. назв. 11.

УДК 531.583.7 : 551.321

Лихенометрия и изучение колебаний ледников и климата. Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Раскрывается сущность лихенометрического метода. Приводятся конкретные примеры применения этого метода при палеогляциологических реконструкциях для "малой ледниковой эпохи" на территории Центрального Кавказа.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. назв. 16.

УДК 551.583.7 : 531.33

Палеоклиматическая интерпретация данных о ледниковом рельефе и отложениях. Фаустова М.А., Орешкин Д.Б. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

На основе сравнения данных о европейском и североамериканском ледниковых покровах в статье показана принципиальная возможность использования методов палеогляциологии для реконструкции климата ледниковых эпох. Литологические и геоморфологические исследования позволяют достаточно научно реконструировать этапы дегляциации и особенности динамики древних материковых оледенений.

Ил. 1. Библиогр. назв. 22.

УДК 551.583.7 : 551.33

Литологические особенности морен как показатели палеоклиматов. Матвеев А.В. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

В статье приводятся некоторые особенности морен на территории Белоруссии, а также за-

кономерности пространственной изменчивости минерального состава различных фракций собственно ледниковых отложений, позволяющие судить о степени суровости климатических условий времени формирования моренных горизонтов.

Ил. 2. Библиогр. назв. 7.

УДК 551.583.7 : 551.324

Опыт реконструкции некоторых палеоклиматических показателей в области ледниковых щитов. А с е в А.А., М а к к а в е е в А.Н. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Проведена попытка климатически средних палеотемператур самого теплого и самого холодного месяцев для всей системы евразийских ледниковых покровов. Реконструкция палеотемператур проводилась по ранее примененной авторами методике, учитывающей наиболее вероятные изменения температур по высоте, широте и долготе.

Ил. 2. Библиогр. назв. 10.

УДК 537.583.7 : 551.321

Принципы и методы палеогляциологических реконструкций. Х о д а к о в В.Г. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

На основе принципа актуализма реконструируются древние горные ледники в трехмерном пространстве, определяется их длительное квазистационарное положение. Полученные абсолютные датировки (для отложений под моренной, внутри или на морене) фиксируют определенную эпоху палеоклимата, наиболее благоприятную для оледенения.

Библиогр. назв. 6.

УДК 551.583.7 : 551.321 (73 : 792)

Палеогляциологическая реконструкция климатических показателей позднплейстоценового оледенения (район оз. Бонневиль). Л е б е д е в а И.М., Х о д а к о в В.Г. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Предлагается методика палеогляциологического анализа, обеспечивающая прямое вычисление аномалии температуры лета и (или) годовых осадков эпохи, к которым отнесен реконструированный в пространстве горный ледник.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. назв. 5.

УДК 551.583.7 : 550.84 : 551.32 (268)

Изотопно-кислородные исследования ледников Арктики. П у н н и н г Я.-М.К., В а й к м я э Р.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Проведено сопоставление изотопных профилей разных регионов Арктики. При привязке профилей к временной шкале авторы опирались прежде всего на изотопно-геохимические методы и палеогляциологические представления. Приведены конкретные примеры вариации изотопно-кислородных кривых в отдельные характерные периоды плейстоцена и голоцена.

Ил. 4. Библиогр. назв. 17.

УДК 551.583.7 : 550.86

Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам. Б а р а ш М.С. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

В статье подробно раскрывается сущность метода определения палеотемператур по микрофаунистическим данным. Приводятся примеры конкретных палеоклиматических реконструкций Атлантического океана для времени около 40000 и 18 000 лет назад.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. назв. 16.

УДК 551.583.7 : 550.84

Стронциевый метод определения палеотемператур пресноводных бассейнов. Ч е п а л ы г а А.Л., Я с а м а н о в Н.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Установлена корреляционная связь между содержанием стронция и температурой среды обитания моллюсков в раковинах арагонитового состава. Наилучшие результаты дают образцы

раковины унионид. На основании соотношения содержания кальция и стронция реконструированы температуры пресных водоемов плиоцена и плейстоцена.

Библиогр. назв. 4.

УДК 551.583.7 : 550.86

Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы. Ч е п а л ы г а А.Л. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Анализируются климатически обусловленные изменения состава фауны, в частности, сдвиг ареалов отдельных видов в меридиональном направлении, обеднение состава фауны с юга на север (зоогеографические группировки для разных широт), изменение соотношения количества видов реофильной и стагнофильной групп. Приводятся результаты палеотемпературных реконструкций изотопно-кислородным методом по раковинам унионид. Выделены криокомплексы и термокомплексы и климатические фазы в плиоцен-плейстоцене.

Библиогр. назв. 4.

УДК 551.583.7 : 525.6

Изменчивость приливообразующих сил и ее воздействие на ландшафтную оболочку. Ш н и т н и к о в А.В. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Раскрывается механизм воздействия приливообразующих сил на ритмы увлажненности. На основе исследований в трех ключевых районах Средней Азии — Фергане, Внутреннему Тянь-Шаню и Аралу устанавливается зависимость изменчивости многих компонентов ландшафтной оболочки от многовековой динамики приливообразующих сил.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. назв. 33.

УДК 551.583.2

Реконструкция экстремальных климатических явлений исторического прошлого. Р а у - н е р Ю.Л. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Излагаются теоретические основы модели для редких событий. На основе изложенного подхода была выполнена реконструкция экстремумов увлажнения за период позднего голоцена на примере юго-западных районов Европейской территории СССР.

Ил. 6. Табл. 2. Библиогр. назв. 13.

УДК 551.583.7 : 551.4

К вопросу о палеоклиматической интерпретации геоморфологических данных. С п а с - с к а я И.И. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены возможность палеоклиматических реконструкций по комплексам форм рельефа и индикационное значение реликтовых отдельных форм, допускающих палеоклиматическую интерпретацию.

Библиогр. назв. 14.

УДК 551.583.7 : 551.4

Аллювий — источник информации о климатах прошлого. Л у н е в Б.С., О с о в е ц к и й Б.М. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Для целей палеоклиматических реконструкций авторами предлагается учитывать литолого-фацциальное строение, гранулометрию и минеральный состав аллювия. Оценки палеоклимата по минеральным ассоциациям должны базироваться на весовых содержаниях минералов, отражающих их природные соотношения.

Библиогр. назв. 11.

УДК 551.583.7 : 551.76 : 551.77

Общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое. Р о н о в А.Б., Б а л у - х о в с к и й А.Н. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Проводится анализ серии карт климатической зональности для позднего мезозоя и кайнозоя, построенных ранее на основании пространственного распределения литологических индикаторов климата. Количественно оцениваются общие тенденции изменения климата.

Ил. 4. Табл. 1. Библиогр. назв. 16.

УДК 551.583.7 : 551.77 (477)

Реконструкция климатических условий мезозоя и кайнозоя юга СССР. Я с а м а н о в Н.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены литологические критерии при реконструкции палеоклиматов, в частности выделены литологические формации для каждой климатической зоны. Дается всесторонний анализ палеоботанических данных с целью восстановления температур, влажности и др. На основе комплексной методики реконструированы климатические условия отдельных веков юрского, мелового и палеогенового периодов юга и востока СССР.

Библиогр. назв. 10.

УДК 551.583.7 : 551.79 (477.9)

Корреляция климатических событий плейстоцена (на основе новых данных по Причерноморью). З у б а к о в В.А. — В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.

В результате исследований, проведенных автором на береговых разрезах Черноморского побережья, разработано детальное климато-стратиграфическое расчленение карангатского, эвксино-узулларского и чаудинского горизонтов.

Табл. 1. Библиогр. назв. 17.

**МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛФОКЛИМАТОВ**

*Утверждено к печати
Институтом географии
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Б.С. Шохет*
Художник *А.А. Куценко*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *В.Н. Пчелкина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28908

Подписано к печати 25.08.85. Т — 00829
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Прес-Роман. Печать офсетная
Усл.печл. 16,3. Усл.кр.-отт. 16,6. Уч.-изд.л. 19,6
Тираж 750 экз. Тип. зак. 59
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
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, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати:

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 54. 15 л.
2 р. 30 к.

Рассматриваются вопросы, связанные с изучением полезных ископаемых, глубоководных четвертичных океанических отложений; ледниковой геоморфологии и геологии; стратиграфии и биостратиграфии четвертичных отложений по данным анализа остатков крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, фораминифер. Ряд статей посвящен вопросам истории каменного века.

Для специалистов, изучающих четвертичный период.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 руб.

4361