

Геохронология четвертичного периода



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980

Геохронология четвертичного периода. - М.: Наука, 1980.

Монографический сборник посвящен новейшим исследованиям в области датирования молодых (четвертичных) образований.

В основу книги легли материалы Всесоюзного семинара "Геохронология четвертичного периода", проведенного Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР совместно с Комиссией по определению возраста геологических формаций АН СССР и Геологическим институтом АН СССР в Москве с 10 по 13 апреля 1978 г.

Выводы о стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений на территории СССР базируются на результатах комплексных исследований. Ряд статей посвящен методике исследований.

Ответственные редакторы:

И.К. ИВАНОВА, Н.В. КИНД

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода и Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Б.С. Шохет

Художник С.Б. Ганкина. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор Н.М. Петрова

ИБ № 17055

Подписано к печати 12.06.80. Т 08559. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,8 + 0,5 вкл. Уч.-изд.л. 20,4. Тираж 1250 экз. Тип. зак. 1288
Цена 3 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Большой размах современного изучения четвертичных образований континентов, островов и океанов влечет за собой необходимость широких внутри- и межконтинентальных корреляций, опирающихся на строго объективные критерии, в первую очередь на данные геохронометрии. Имея надежную шкалу времени, геологи получают возможность не только уточнить стратиграфию четвертичных отложений и провести их корреляцию, но и, что особенно ценно, сравнить одновременно протекавшие геологические и другие природные процессы на отдаленных территориях и таким путем установить истинные закономерности их проявления во времени.

Четвертичный период – последняя страница истории нашей планеты. Он смыкается с современностью – с временем, в котором мы живем. Поэтому правильное понимание закономерностей развития природы прошлого имеет не только научно-познавательное значение, оно дает нам в руки ключ к пространению этих закономерностей на будущее. Нет необходимости пояснять, какова роль этой проблемы для человечества.

Вот почему создание единой геохронологической шкалы – одна из самых насущных задач современной четвертичной геологии, на ее разработку направлены сейчас усилия многих ученых. И справедливость требует отметить большие успехи, достигнутые несмотря на возникающие трудности.

За последние десятилетия в Советском Союзе наблюдается значительный прогресс и большой размах геохронологических исследований с привлечением различных методов датирования.

При изучении опорных резервов широко используются палеомагнитные исследования, которые позволяют привязать полученные данные к международной палеомагнитной шкале, возраст отдельных инверсий и эпизодов которой установлен достаточно точно с помощью калий-аргонового метода. Таким образом, палеомагнитный метод позволяет косвенно определять возраст отдельных рубежей позднего кайнозоя. Он же имеет неоценимое значение для широких межконтинентальных корреляций.

Значительные успехи достигнуты в изучении озерных, морских и океанических осадков и их датировании различными методами ядерной геохронологии. На основании материалов, полученных различными методами датирования и комплексного изучения четвертичных отложений, для многих территорий Советского Союза удалось в известной мере восстановить историю палеогеографических и климатических изменений позднего плейстоцена и голоцена, привязав их к шкале времени.

Особенно большой вклад сделан с помощью радиоуглеродного метода. Достигнуты крупные успехи по определению возраста археологических памятников и изучению палеогеографической обстановки времени существования древнего человека на разных этапах его развития.

Очень интересные результаты получены и по датированию трупов мамонтов, сохранившихся в вечномёрзлых породах на севере Азии. Они позволяют определить время и причины вымирания этих животных. Подобное датирование проводится только в Советском Союзе.

Все эти исследования открывают путь к широким корреляциям, палеогео-

графическим реконструкциям и построению дробной хронологической шкалы позднего плейстоцена.

нельзя обойти молчанием и глубокие методические исследования, направленные на усовершенствование радиоуглеродного метода, проводимые в ряде лабораторий. Особенно важное направление – уточнение радиоуглеродной шкалы голоцена и выяснение величины и причин расхождения радиоуглеродного возраста с истинным, которое обусловлено непостоянством содержания C^{14} в атмосфере. Величина поправки может быть установлена путем датирования годовичных колец долгоживущих деревьев. Подобные исследования проведены во многих странах.

Одна из актуальных проблем – выяснение астрономических и геофизических причин, вариаций C^{14} в атмосфере с целью введения поправок для более низких отрезков радиоуглеродной шкалы. Этим вопросам уделяется большое внимание.

Следует отметить также проводимые в СССР методические исследования по разработке и усовершенствованию некоторых сравнительно новых методов датирования четвертичных образований, в частности, термолуминесцентного метода, который сможет оказать существенную помощь в разработке геохронологической шкалы среднего плейстоцена. Все перечисленные проблемы с той или иной степенью полноты нашли отражение в данной книге.

Комиссия по изучению четвертичного периода уделяет вопросам абсолютной геохронологии большое внимание. Первое совещание, посвященное этой проблеме, было проведено в 1961 г. в Москве. Материалы его опубликованы в 1963 г. в книге "Абсолютная геохронология четвертичного периода". В этой работе, кроме отдельных статей, был приведен исчерпывающий список радиоуглеродных дат, полученных в лабораториях СССР к 1962 г. Последующие списки дат опубликованы в книге "Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". [М.: Наука, 1966]. Далее радиоуглеродные даты стали регулярно помещаться в виде приложения к Бюллетеню Комиссии по изучению четвертичного периода.

Сравнение книги, опубликованной в 1963 г., и настоящего издания наглядно показывает, как далеко ушла вперед разработка этой проблемы за истекшие годы. Теперь, как уже указывалось, вопрос стоит о создании общей геохронологической шкалы четвертичного периода с привлечением различных методов прямого и косвенного датирования.

Существует, однако, много вопросов, требующих разрешения. Геохронология ранних отрезков четвертичного периода разработана еще очень слабо по сравнению с более поздним отрезком, для которого применим радиоуглеродный метод. Поэтому остро необходимы разработка и совершенствование методов определения возраста раннечетвертичных отложений, в частности калий-аргонового метода в его классическом и активационном вариантах.

Много дискуссий вызывает термолуминесцентный метод, который нуждается в дальнейшем усовершенствовании.

В связи с возрастающей ролью океанических исследований должны быть приложены усилия для геохимического обоснования и совершенствования неравновесных методов датирования морских осадков, раковин и кораллов. Крайне ограничено применение таких методов, как изотопно-кислородный и трековый.

Возникает необходимость более равномерного охвата геохронологическими исследованиями в комплексе с другими методами всей территории СССР, в том числе таких мало изученных областей, как Крайний Север, горные районы Сибири, акватории океанов, окраинных и внутренних морей, т.д. Восполнение всех этих пробелов – ближайшая задача геологов и геохронологов.

В.А. Дергачев

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, КОНЦЕНТРАЦИЯ C^{14} В ПЕРИОД 4–7 ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД И ВОПРОСЫ ТОЧНОСТИ ДАТИРОВОК

Радиоуглеродный метод датирования, благодаря его высокой точности, привлекает большое внимание геохронологов. Не вызывают сомнения успехи, достигнутые в точности измерительной техники, в методике приготовления образцов для измерений, в выяснении причин, приводящих к изменению уровня активности радиоуглерода в исследуемых образцах, и т.д.

Наличие долгоживущих деревьев, точная стыковка ископаемой древесины с деревьями позволяют не только уточнять предположения, положенные в основу радиоуглеродного метода датировки, но и путем сравнения относительного возраста того или иного исследуемого образца с калибровочными кривыми [Suess, 1970] по точно датированным образцам определять его абсолютный возраст. Такая процедура стала возможна после того, как стало известно хорошее перемешивание атмосферы Земли и то, что годичное кольцо правильно отражает в период роста среднее содержание радиоуглерода глобальной атмосферой углекислоты (с точностью до нескольких промилей). Таким образом, если временные флуктуации активности радиоуглерода точно подсчитываются в кольцах деревьев и являются универсальными, есть все основания использовать калибровочную кривую для коррекции возраста. Такие исследования пока что проводятся на временной шкале в несколько тысяч лет. Продвинуться в более далекое прошлое можно при выяснении различных астрофизических, геофизических и геохимических факторов, влияющих на содержание радиоуглерода, и наличии подходящего материала.

На временной шкале нескольких последних тысячелетий мы располагаем и наиболее детальными археомагнитными исследованиями земного магнитного поля, которое является одной из причин изменений уровня активности радиоуглерода в исследуемых образцах. Наука о земном магнетизме за последние 10–15 лет претерпела значительные качественные изменения. Бесспорным стало применение архео- и палеомагнитного метода для определения возраста горных и осадочных пород и их стратиграфии на временной шкале от тысяч до миллиардов лет.

Многочисленные наземные измерения магнитного поля с XVI в., обширные исследования геомагнитного поля с помощью спутников, обработанные современной вычислительной техникой, позволяют проследить и детально описать поведение поля за последние сотни лет.

Археоманитный метод раздвигает границы понимания геомагнитного поля на несколько тысячелетий в прошлое и показывает наличие характерных колебаний поля с периодом 7–8 тыс. лет и амплитудой до 0,5 средней величины поля и накладываемых на этот период колебаний с периодами в сотни и десятки лет. Есть все основания полагать, что именно с помощью археоманитного метода удастся соединить звено прямых и палеомагнитных определений изменения поля, что позволит понять историю магнитного поля в очень далеком прошлом, уточнить возраст исследуемых образцов.

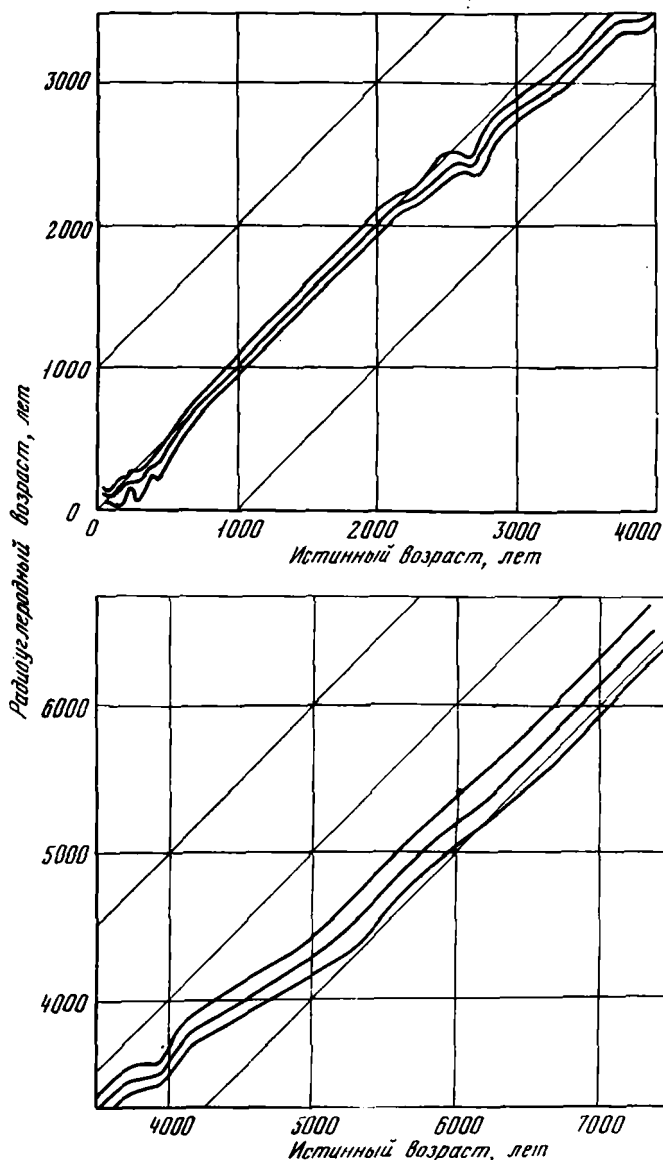
Разница между возрастом исследуемого образца, полученным радиоуглеродным методом, и истинным (календарным) возрастом – извечная проблема, связанная с установлением абсолютных хронологий.

Как указывалось выше, решение этой проблемы осуществляется путем корреляции временной радиоуглеродной шкалы, получаемой с помощью измерения концентрации C^{14} , с точной шкалой, даваемой дендрохронологией. Установлено, что уровень активности C^{14} изменяется по крайней мере для отрезка времени более 7000 лет, но мнения различных исследователей о причинах этих вариаций расходятся.

Следует отметить, что, несмотря на имеющиеся различия на временных шкалах в десятки–сотни лет между калибровочными кривыми и многими радиоуглеродными датами, получаемыми различными исследователями, не вызывает сомнения наличие главного тренда вариаций концентрации C^{14} на временной шкале в несколько тысяч лет. Это свидетельствует о том, что долговременный тренд – явление общепланетарное.

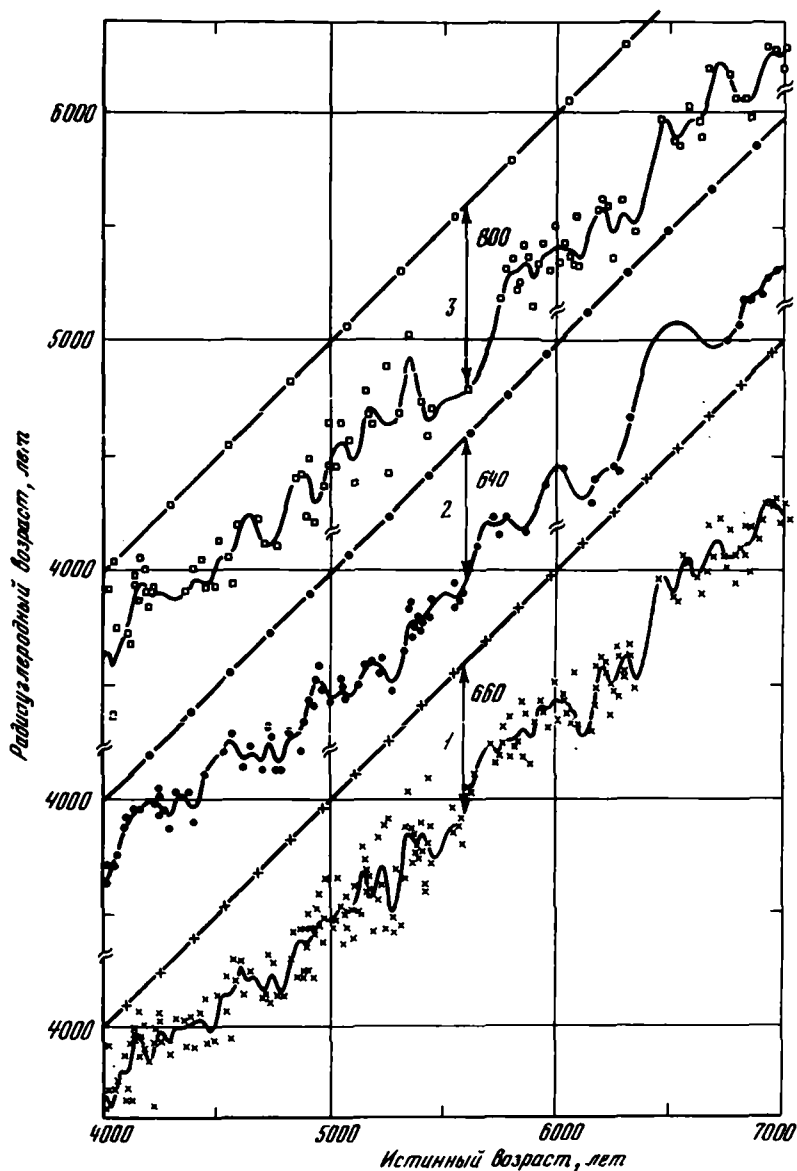
Что касается различных уровней активности в последовательно сменяющихся годовых кольцах из различных районов земного шара и исторически хорошо датированном материале (главным образом египетском), то они составляют ~50 лет [Suess, Strahm, 1970], 100 лет [Clark, 1975] и больше [Damon, Long, Wallick, 1972].

Приведенные на Новозеландской конференции по радиоуглероду калибровочные кривые показывают, что максимальные различия между ними не превышают 200–300 лет. Источники ошибок требуют выяснения. Ясно, что из-за применения различных стандартов, используемых исследователями, методических погрешностей, неучета поправок на изотопное фракционирование, условий место-произрастания и связанных с этим локальных эффектов в уровне активности C^{14} и т.д., всегда остаются неопределенности, которые пока еще не позволяют привязать радиоуглеродный возраст к истинному с точностью до одного года. Таким образом, получаемые в настоящее время калибровочные даты указывают полосу раз-



Р и с. 1. Зависимость радиоуглеродного возраста ($T_{1/2} = 5570$ лет) от истинного по данным трех радиоуглеродных лабораторий

броса всех имеющихся измерений уровня C^{14} . Особенно наглядно это видно из сравнения трех калибровочных кривых или таблиц (рис. 1), выполненного Олссон [Olsson, 1974]. Показанный на этом рисунке пояс охватывает около 87% дендрохронологических данных.



Р и с. 2. Сравнение временных зависимостей отклонения радиоуглеродного возраста от истинного

1-3 - по данным университетов: 1 - Пенсильвания (Н. Дамон), 2 - Ла Жолла (Х.Е. Зюсс), 3 - Аризона (объединение данных Е.К. Ральф) в период 4000-7000 лет назад. На рисунке показаны корректирующие поправки для одной из выбранных точек

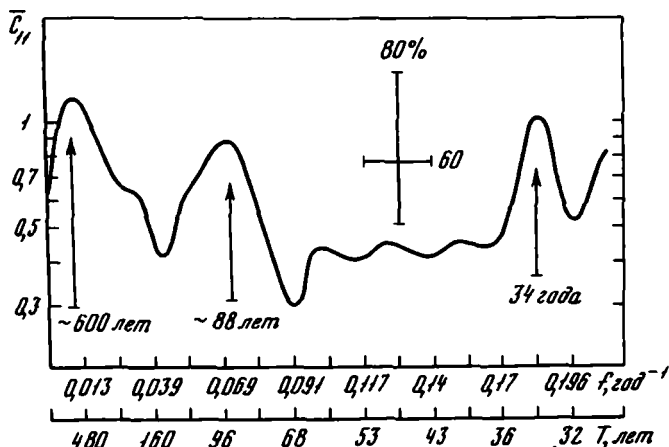
Долговременная тенденция изменения активности радиоуглерода в исследуемых образцах на временной шкале в несколько тысячелетий, по-видимому, обусловлена главным образом изменениями магнитного дипольного момента Земли, который как следует из экспериментальных результатов, происходит по синусоиде с периодом ~7-8 тыс. лет [Bucha, 1967; и др.]. Эффект долговременных вариаций уровня радиоуглерода на тысячелетних шкалах приводит к корректирующим поправкам до ~800 лет для образцов, возраст которых превышает 5000 лет. Особенно велики корректирующие поправки в районе 4000-7000 лет назад. На рис. 2 показаны наиболее детальные данные по остистой сосне, выполненные в последние годы в радиоуглеродных лабораториях университетов Ла Джонга, Пенсильвания и Аризона. Эти данные любезно предоставлены нам проф. Х. Оешгером из Бернского университета во время пребывания в Ленинграде в 1976 г. Сравнение данных указывает на различную корреляционную поправку для калибровочных кривых.

Хотя отклонение радиоуглеродных дат от истинных, обусловленное геомагнитным полем, обсуждается значительное время, однако нельзя сказать, что этот эффект изучен достаточно полно. Дело в том, что довольно хорошее согласие радиоуглеродных дат с историческими вплоть до 4000 лет от современности (требуются корректирующие поправки, не превышающие 100-200 лет) накладывает определенные ограничения на типы вариаций, ответственные за эти изменения, астрофизического или геохимического характера, и в первую очередь на характер вариаций магнитного момента Земли.

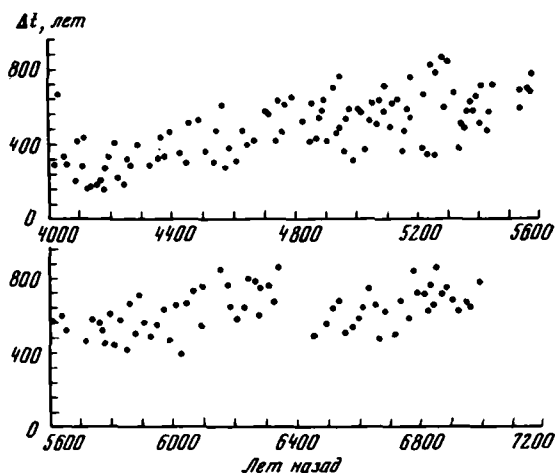
Так, если период изменения магнитного диполя не превышает 8000 лет, то с учетом изменения скорости образования радиоуглерода в атмосфере Земли, обусловленного изменением магнитного момента [Elsasser, Ney, Winkler, 1956], оказывается, что нельзя полностью объяснить наблюдаемый эффект - коррекцию радиоуглеродных датировок в районе 4000-7000 лет назад. По-видимому, кроме учета и недипольных компонент, требуется рассматривать влияние на содержание радиоуглерода в атмосфере Земли инверсий поля [Дергачев, 1973], температурных эффектов [Дергачев, Остряков, 1978] и т.д.

Рассматриваемый период (4000-7000 лет) поведения концентрации C^{14} относится к глубокому минимуму магнитного поля Земли. Ослабление магнитного экрана должно приводить к увеличению скорости образования радиоуглерода в атмосфере Земли за счет первичных космических лучей. В то же время в этом периоде в уровне C^{14} должно быть более выражено проявление солнечной активности как циклического, так и вспышечного характера. Следует отметить, что уровень магнитного поля Земли в тот период примерно в три раза был ниже современного.

На рис. 3 представлен исследованный в работе [Дергачев, Гуйичев, 1977] автоспектр содержания радиоуглерода. Выделяется несколько периодов, значимость которых выше 80%.



Р и с. 3. Автоспектр уровня активности радиоуглерода для интервала 4500–7000 лет назад в период максимального магнитного поля Земли



Р и с. 4. Корректирующие поправки для приведения радиоуглеродного возраста образца к истинному в интервале 4000–7000 лет назад [По данным Ralph, Mickael, Han, 1973].

В циклической деятельности Солнца прослеживаются различные периоды: 11-, 22-, ~80–90-летние и т.д. [Витинский, 1973]. В ряде работ [Кочаров, Дергачев, Санадзе, 1974] показано существование 80-летнего цикла в содержании радиоуглерода, связанного с активностью Солнца. Такой цикл при существующей напряженности магнитного поля может приводить к корректирующим поправкам в ~100 лет. Следует заметить, что если подобная цик-

личность солнечной активности существовала и в интервале 4000–7000 лет в прошлом, то амплитуда вариаций уровня активности радиоуглерода в исследуемый период должна быть примерно в два раза выше, а следовательно, должна быть и больше корректирующая поправка для получаемых радиоуглеродных датировок по этому периоду.

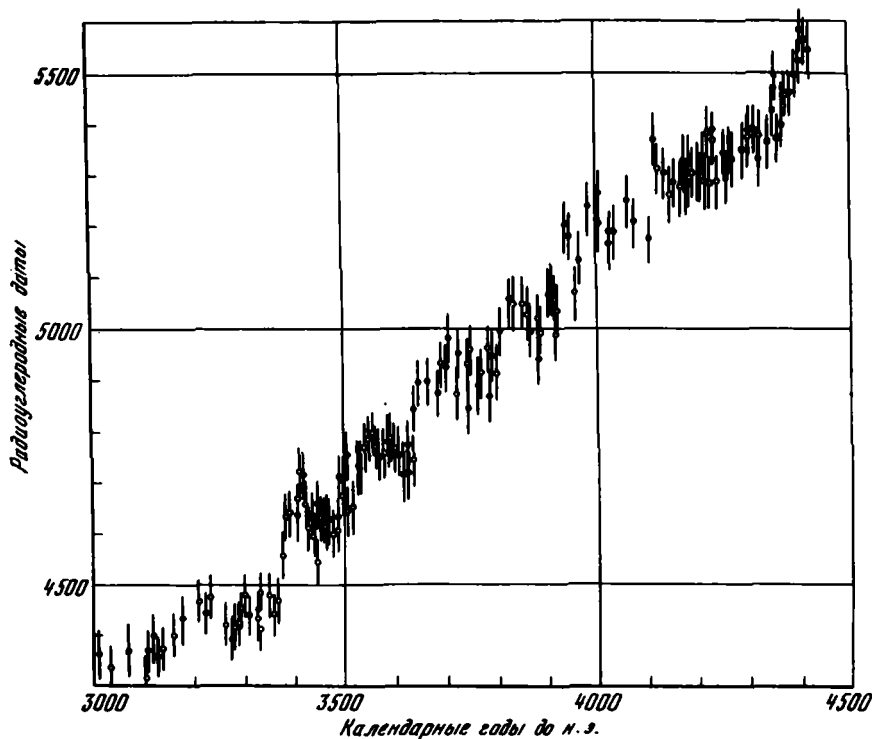
Исследование таких периодичностей по радиоуглероду имеет большое значение как для физики Солнца и познания его истории, так и для радиоуглеродного датирования.

Ранее [Дергачев, Кочаров, Тлеугалиев, 1978] проведен анализ данных по содержанию радиоуглерода в рассматриваемом нами интервале. Получено подтверждение существования векового цикла в изменениях концентрации радиоуглерода – важный вывод о том, что 7000 лет назад в активности Солнца прослеживались цикличности.

Интересно, что и флуктуация содержания радиоуглерода от точки к точке в этот период магнитного поля сильнее, чем в современный. Об этом свидетельствует и рис. 4, на котором показано отклонение радиоуглеродных дат от истинного возраста. По исследуемому ряду трудно судить о цикличности, но вычисленная корреляционная функция [Дергачев, Кочаров, Тлеугалиев, 1978] указывает на циклическое поведение ее с периодом 80–90 лет. Заметно также, что в результате увеличения амплитуды содержания C^{14} корректирующие поправки для такого векового цикла достигают ~200 лет. К сожалению, исследуемый ряд имел ограниченное число точно измеренных образцов известного возраста.

Правда путем привлечения данных других лабораторий можно получить больше точек для исследований. Но в связи с тем, что Зюсс [Suess, 1970] предупреждал о предварительности своих данных, возникает сомнение в целесообразности подобной процедуры. После 1970 г. Зюсс провел более 600 дополнительных измерений уровня активности радиоуглерода в образцах известного возраста, были тщательно проанализированы более ранние результаты, на которых была основана кривая, исключены сомнительные результаты [Suess, 1970]. Данные из этой работы, относящиеся к нашему периоду, показаны на рис. 5. Используются образцы острой сосны, представленной Фергюссоном из Аризонского университета [Fergusson, 1970] (залитые кружки), и образцы дуба из Европы, представленные Беккером из Штуттгартского университета [Suess, Becker, 1977]. Поскольку возраст последних принадлежал к плавающим хронологиям, то сначала определялся их относительный возраст, а абсолютные даты были определены соответствующей подгонкой полученных результатов к результатам по острой сосне.

Примечательная особенность рис. 5 – циклический характер, обнаруживаемый невооруженным глазом. Если сравнить этот участок с калибровочной шкалой Зюсса [см. рис. 2], можно видеть не-



Р и с. 5. Связь между возрастом образцов древесины, определенным радиоуглеродным и дендрохронологическим методами

Залитые кружки – результаты на остистой сосне, светлые квадраты – результат по "плавающим" европейским хронологиям дуба

изменной общую тенденцию; в то же время дополнительные измерения позволяют видеть тонкую структуру калибровочной кривой.

Отметим, что объединение всех результатов по точно датированной древесине без тщательного согласования не позволяет изучать тонкую структуру в поведении уровня активности C^{14} . Такое объединение не только затеняет тонкую структуру, но и искажает калибровочную кривую. Это говорит о том, что при построении калибровочных кривых необходим очень строгий подход.

Таким образом, исследование поведения концентрации C^{14} в период минимального поля указывает на большие возможности этого метода для изучения различных астрофизических и геофизических факторов и для датировок.

1. С помощью радиоуглеродных дат, точность которых контролируется годовыми кольцами и историческими записями, могут уточняться архео- и палеомагнитный методы. Для контроля в более далеком прошлом необходимо использовать и другие независимые от космического излучения шкалы.

2. Кроме выяснения деталей поведения магнитного поля Земли в исследуемый период по уровню активности C^{14} , получены данные о природе солнечной активности.

3. Исследования амплитуды и цикличности в уровне активности радиоуглерода позволяют уточнить величину корректирующих поправок к радиоуглеродным данным. Большое количество образцов необходимо измерить с наиболее коротким шагом, чтобы исследовать расхождение в датировках и общее поведение активности C^{14} на коротких временных шкалах.

Налицо все предпосылки получить идеальную калибровочную кривую для целей датировки.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Напряженность геомагнитного поля за последние 2000 лет по мировым данным. – Геомагнетизм и аэрономия, 1970, № 10.
- Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л.: Наука, 1973.
- Дергачев В.А. Геомагнитное поле, космические лучи и содержание радиоуглерода в атмосфере Земли. – Изв. АН СССР. Сер. физ., 1973, № 37.
- Дергачев В.А., Туйчиев Н. Взаимный спектральный анализ данных по концентрации C^{14} и напряженности геомагнитного поля. – Изв. АН СССР. Сер. физ., 1977, № 41.
- Дергачев В.А., Остряков В.М. О влиянии температуры на уровень радиоуглерода в земной атмосфере. – В кн.: Труды VI Всесоюзного совещания по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод" (1976). Тбилиси: Изд-во Тбиль ун-та, 1978.
- Дергачев В.А., Кочаров Г.Е., Тлеугалиев С.Х. Вариации концентрации радиоуглерода в период 4000–7000 лет в прошлом и солнечная активность. – В кн.: Труды IX Ленинградского семинара по космофизике. Л.: ФТИ АН СССР, 1978.
- Кочаров Г.Е., Дергачев В.А., Санадзе А.А. О вековом цикле вариаций содержания радиоуглерода в атмосфере Земли. – В кн.: Труды VI Ленинградского семинара по космофизике. Л.: ФТИ АН СССР, 1974.
- Bucha V. Archaeomagnetic and palaeomagnetic study of the magnetic field of the Earth in the past 600,000 years. – Nature, 1967, v. 213.
- Clark R.M. A calibration curve for radiocarbon dates. – Antiquity, 1975, v. 49.
- Damon R.E., Long A., Wallick E.I. Dendrochronologic calibration of the Carbon-14 time scale. – In: Proc. 8th Internat. Conf. on Radiocarbon Dating. Wellington: Lower Hutt, 1972.
- Elsasser W., Ney E.P., Winkler J.R. Cosmic-ray intensity and geomagnetism. – Nature, 1956, v. 178.
- Fergusson C.W. Dendrochronology of bristlecone pine, *Pinus aristata*. – In: Radiocarbon Variations and Absolute Chronology. Stockholm: Almqvist and Wiksell; New York: Wiley Interscience Division, John Wiley and Sons, 1970.
- Kerrell H.Mc. On the origins of British faience beads and some aspects of the Wessex-Mycenae relationship. – Proc. Prehist. Soc., 1972, v. 38.

- Mickael H.N., Ralph E.K. Discussion on radiocarbon dates obtained from precisely dated sequoia and bristlecone pine samples. — In: Proc. 8-th Internat. Conf. on Radiocarbon Dating. Wellington: Lower Hutt, 1972.
- Olsson I.V. Some problems in connection with the evaluation of C^{14} dates. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1974, v. 96.
- Ralph E.K., Mickael H.N., Han M.C. Radiocarbon Dates and Reality. — Masca Newsletter, 1973, v. 9, N 1.
- Suess H.E. Bristlecone pine calibration of the radiocarbon time scale 5300 B.P. to the present. — In: Radiocarbon Variations and Absolute Chronology. Stockholm: Almqvist and Wiksell; New York: Wiley Interscience Division, John Wiley and Sons, 1970.
- Suess H.E., Strahm C. The neolithic of Auvemier, Switzerland. — Antiquity, 1970, v. 44.
- Suess H.E., Becker B. — Proc. Conf. in Mainz (June, 1974), W. Germany, 1977.

УДК 550.93

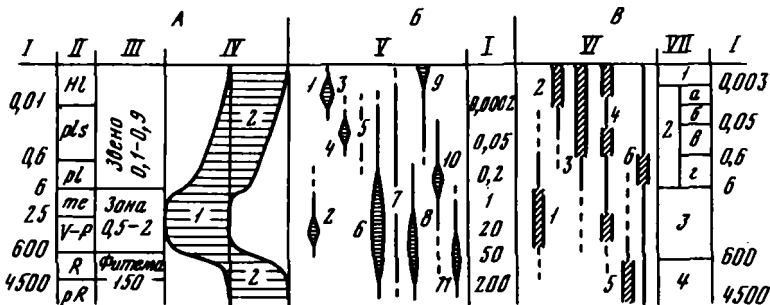
В.А. Зубаков

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЕЕ РАЗРАБОТКИ

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМАХ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Наш краткий обзор приходится начинать с констатации неопределенности термина "геохронологическая шкала". Одни понимают под ним перечень хронологических эквивалентов подразделений стандартной стратиграфической шкалы в их исторической последовательности, отождествляя тем самым геохронологию с биохронологией, т.е. относительным геологическим временем. Другие под геохронологической шкалой имеют ввиду перечень радиологических датировок, связывая тем самым термин с физическим (абсолютным) временем. И, наконец, третьи употребляют указанный термин для обозначению сразу обоих понятий.

Во избежание путаницы необходимо уточнить терминологию. Исторический перечень эквивалентов стандартной стратиграфической шкалы мы будем именовать биостратиграфической периодизацией. Разработка ее является задачей стратиграфии. Перечень радиологических датировок составляет хронометрическую шкалу, разработка ее — дело радиохронометрии. Термин "геохронологическая шкала", по нашему мнению, следует оставить для обозначения синтезирующего понятия и понимать под ним своего рода календарь геологического времени, в котором перечисляются те геоисторические (стратиграфические) рубежи, возраст которых определен в годах. Разработка такого календаря, объединяющего



Р и с. 1. Соотношение разных способов описания времени в геологии и структура геологического календаря

I – логарифмический масштаб времени в млн. лет: *A* – область стратиграфии – геосторическая периодизация в системе относительного биогеологического времени: *II* – биосторическая периодизация; *III* – таксономические интервалы стандартной шкалы, различающиеся по объему наименьшего биостратиграфического подразделения; *IV* – соотношение роли ("веса") биостратиграфических (1) и ритмостратиграфических (2) подразделений на разных уровнях древности. *B* – область хронометрии – служба "часов" абсолютного физического времени: *V* – методы хронометрии и их относительная роль на разных уровнях древности: 1 – историографический, 2 – биохронометрический (по суточным и годовым линиям прироста скелета кораллов), 3 – радиоуглеродный, 4 – ураново-иониевый, 5 – термолуминесцентный, 6 – калий-аргоновый, 7 – трековый, 8 – свинцовый, рубидиево-стронциевый и др., 9 – вековых вариаций постоянного магнитного поля, 10 – инверсий магнитного поля, 11 – координат магнитных полюсов. *B* – область общей геохронологии – разработка синтетического календаря геологического времени и его структура: *VI* – специализированные геохронологические шкалы и их практическая роль на разных уровнях древности: 1 – биохронологическая, 2 – антропосоциохронологическая, 3 – климатохронологическая 4 – эвстатохронологическая, 5 – тектонохронологическая, 6 – магнитохронологическая, *VII* – уровневые геохронологические шкалы: 1 – историографическая (по письменным источникам); 2 – шкала климатических (и сопряженных с ними эвстатических и магнитных) ритмов: *a* – фазально-радиоуглеродная для последних 13–14 тыс. лет (поздне-последлениковье), *b* – стадильно-радиоуглеродно-урановая для интервала 13–75 тыс. лет (вормская), *c* – шкала орто-климатических и эвстатических ритмов для интервала 75–700 тыс. лет (плейстоцен в пределах эпохи Брунеса), *d* – магнитно-аргоновая шкала климатических суперритмов для интервала 0,7 – 5–7 млн. лет (пшюцен 9 млн. лет); 3 – био-радиологическая зонально-ярусная шкала по этапам эволюции организмов для интервала 5–7 – 500–650 млн. лет (венд – понт); 4 – тектоно-хронологическая шкала эндогенных ритмов для довендского интервала

геологическое (относительное) и физическое (абсолютное) время и суммирующего данные стратиграфии и геохронологии, является задачей специального раздела исторической геологии – общей геохронологии. Последняя "воссоединяет", таким образом, два принципиально различных способа описания времени в геологии (через события и с помощью "часов") в одну общую – календарную систему.

Структура геологического календаря и соотношение геостратиграфической периодизации, геохронометрии и геохронологии иллюстрирует рисунок 1 (сравнение шкал для удобства приводится в логарифмическом масштабе физического времени). В левой части рисунка дается биостратиграфическая периодизация и выделяются три таксономических ее участка, характеризующиеся каждый присущим ему наименьшим подразделением: для докембрия – это фитема, для доновейшего фанерозоя – зона, для новейшего этапа – звено. Точность биостратиграфической корреляции на каждом из участков лимитируется объемом этих единиц. Кроме них в стратиграфии широко используются теперь региональные ритмостратиграфические подразделения, роль которых резко возрастает для древнейшего и новейшего интервалов биостратиграфической шкалы (см. третью колонку рис. 1).

Хронометрическая служба "часов" физического (абсолютного) времени, схематически изображенная в четвертой колонке, в силу различия используемых методов счета не обеспечивает разработку информационно единой хронологической шкалы. По неизбежности возникает комплекс (скорее даже конгломерат) многих частных радиохронометрических шкал (радиоуглеродной, аргоновой и т.д.), каждая из которых функционирует лишь для определенных объектов. Существенно и то, что для каждого уровня древности существует свой предел точности показаний радиологических "часов" (колонка пять).

Самое главное, что дает хронометрическое датирование, – это возможность ввести ритмостратиграфические рубежи, не имеющие достаточной индивидуальности для межрегиональной корреляции, в общую систему счета земного времени. При этом оказывается, что для новейшего и отчасти древнейшего интервалов геологической истории дробность хронометрического описания намного превышает дробность биоисторической корреляции, в то время как для кембрийско-палеогенового интервала радиохронометрические данные явно не могут превзойти точность зональной корреляции (сравни вторую и пятую колонки рис. 1).

Меняющееся на каждом уровне древности и на разных объектах соотношение роли стратиграфического (относительного) и хронометрического (абсолютного) описания геологических событий и превращает геологический календарь в комплекс перекрывающихся друг друга геохронологических шкал. Это перекрытие происходит одновременно в двух направлениях: путем возникновения ряда "наккельных" друг другу специализированных геохронологических шкал

(колонка шесть) – с одной стороны, и ряда надстраивающих друг друга "геохронологических уровней" (колонка семь) – с другой.

Разработка специализированных геохронологических шкал (как и специализированных геосторических периодизаций) отражает растущую для теории и практики необходимость изучения временных закономерностей развития отдельных геосфер Земли: лито-, атмо-, гидро-, био- и магнитосферы. Наиболее известна тектонохронологическая шкала, включающая в себя не менее семнадцати глобальных рубежей эндогенной активности. Не вызывает сомнения самостоятельность биохронологической [Соколов, 1976] и социо-археологической периодизации. В последние годы наметились общие контуры магнитохронологической шкалы [Геомагнитные исследования, 1976]. Слабее обстоит дело с разработкой сквозной климатохронологической шкалы. Пока имеются лишь ее фрагменты, охватывающие главным образом докембрий [Чумаков, 1978] и плейстоцен [Зубаков, 1977]. Для доплиоценового фанерозоя климатоэстратиграфическая информация еще не всегда может быть выделена из суммарной палеогеографической характеристики.

Известно, что климатохронологическая шкала фиксирует как колебания температурного режима, так и изменения увлажненности, которые не совпадают по фазе. Последние в замкнутых бассейнах аридной зоны, подобных Каспию, вызывают эвстатические колебания их уровня, которые можно увязать с температурно обусловленными событиями в рамках общей климатохронологической шкалы. Однако если брать фанерозойский интервал времени и уровень Мирового океана, то связь эвстатических колебаний с климатическими отнюдь не столь бесспорна. Более того, по мнению ряда современных исследователей [Сорохтин, 1974], существует тектонически обусловленный механизм относительно кратковременных (в сотни тысяч лет) и достаточно крупных колебаний уровня океана, связанный с ритмикой спрединга и субдукции. Не исключено, что причина ритмики угольной, эвапоритовой и даже флишевой формаций – колебания объема срединно-океанических хребтов, а вовсе не климатические изменения. А раз так, то все эвстатические колебания уровня океана правильнее фиксировать в рамках самостоятельной – эвстохронологической шкалы, отделяя ее от климато- и тектонохронологической шкал.

Перечисленные специализированные геохронологические шкалы представляют собой аналог календарей, возникавших и отчасти поныне существующих у разных народов. Каждый такой календарь рождается из потребностей практики и в результате изучения периодичности близких данному народу явлений (чередование сезонов дождей, или, например, разливов Нила, фаз Луны или солнцестояний, а также расположения звезд и планет). Подобно этим календарям и специализированные геохронологические шкалы имеют конкретную целевую направленность.

Не менее четко выступает автономность "геохронологических уровней", отражающая разную степень древности событий и методи-

ческие особенности их датирования и выявления. Примечательно, что из шести намечаемых уровней четыре относятся к новейшему интервалу геологической истории. Каждый из них характеризуется своим особым кругом вопросов и проблем, связанных с различием объектов и методик датирования, а также степенью точности датировок и различием их геологической интерпретации.

Именно поэтому в конечном итоге на каждом уровне возникает своя автономная шкала и стыковка их представляет довольно трудную проблему. Так, например, много неясных вопросов возникает при стыковке стадийно-радиоуглеродной шкалы с ураново-эвстатической шкалой океанических террас. И вопрос о том, какая шкала вюрма справедлива: "короткая" (70 тыс. лет назад) или "длинная" (115 тыс. лет назад) [Зубаков, 1977; Dreimanis, 1977, и др.], — лишь один из них. Столь же трудна и сшивка плейстоценовой ураново-эвстатической шкалы, приводящей к "короткому" плейстоцену и возрасту инверсии Брюнес-Матуйма 350–400 тыс. лет с магнито-аргоновой, дающей для указанной инверсии возраст в 700 тыс. лет.

Как человечество стремится к выработке единого календаря (но еще не достигло этой цели), так и в геохронологии наблюдается тенденция к выработке единого синтетического геологического календаря. Возникновение геохронологических уровней шкал и является одним из выражений этой тенденции. Каждая уровневая шкала берет за основу тот метод стратиграфической корреляции и те способы датирования стратиграфических рубежей, которые дают для данного уровня наиболее дробные, точные и достоверные результаты. Однако при этом учитываются и данные других методов, но только после проверки и сопряжения их с результатами основного метода. Таким образом, уровневые шкалы — интегральные.

Тенденция к специализации геохронологических шкал и тенденция к интеграции их в синтетическом геологическом календаре с несколькими уровнями древности развиваются параллельно и не противоречат друг другу.

О ТАКСОНОМИИ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНА

Разрабатываемый в настоящее время синтетический геохронологический календарь плио-плейстоцена включает четыре уровневые шкалы: позднепоследниковую, вюрмскую, плейстоценовую и плиоценовую. Их состояние на 1976 г. представлено в трех объемистых таблицах в недавней работе автора [Зубаков, 1977]. На рис. 2 дается схематизированная климатохронологическая кривая, составленная по этим таблицам, с учетом некоторых новых литературных данных. Ограниченный объем статьи не позволяет приводить фактический материал, положенный в ее основу. Поэтому мы ограничимся здесь обсуждением одного из главных вопросов климатической геохронологии — вопроса о таксономии и длительности климати-

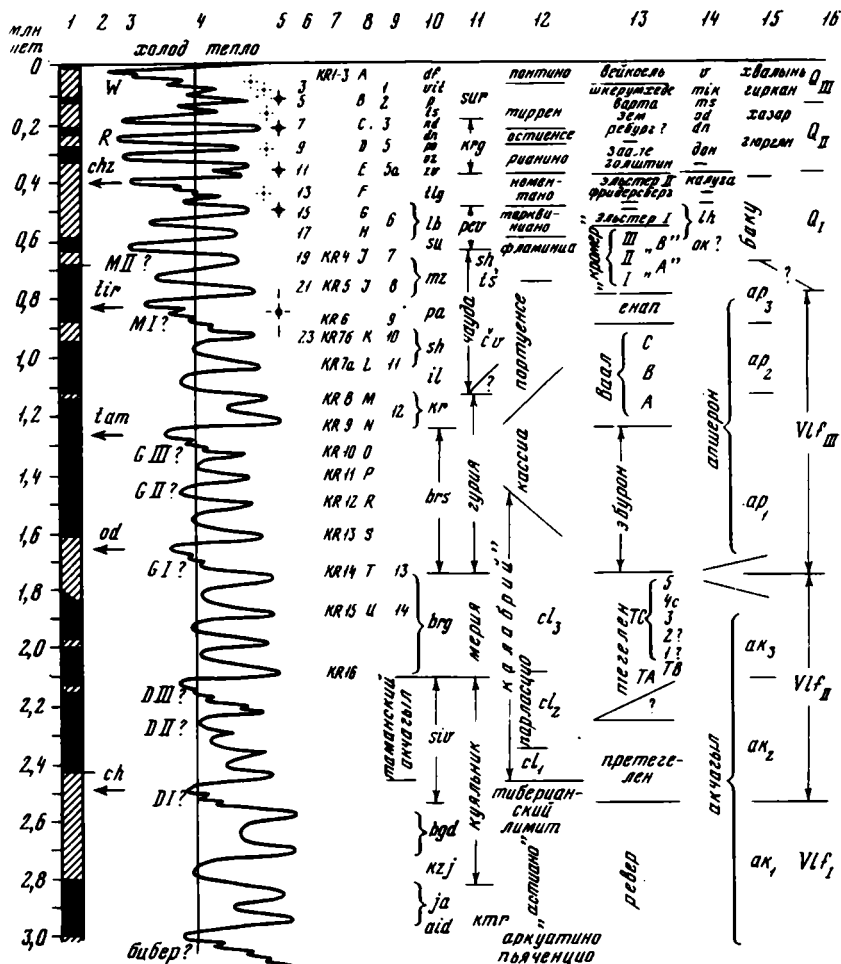
ческих ритмов плио-плейстоцена. По мнению автора, их можно разделить на четыре таксономические группы: нанноритмов, орторитмов, суперритмов и гиперритмов. Рассмотрим их, опираясь на рис. 2 и табл. 2, 3 и 4 указанной работы [Зубаков, 1977].

Группа нанноритмов, самая большая, но практически не попадающая на кривую (см. рис. 2), включает не менее шести таксонов (табл. 1). Их объединяет то, что термомерные части их осадочных циклов (от термоосцилляции до термостадий) не обладают палеонтологической уникальностью, и потому без данных радиоуглеродного анализа они не могут прослеживаться межрегионально. Поэтому климатомеры, соответствующие нанноритмам, в климатической стратиграфии имеют статус главным образом местных подразделений. Однако методы варвохронометрии и радиоуглеродного анализа теперь допускают их глобальную синхронизацию.

Нанноклиматохроны низших рангов (от 1 до 3) устанавливаются пока исключительно в пределах последнего 14-тысячелетнего позднеледникового интервала, начиная с раунисской-мейендорфской термосубфазы. Всего в этом интервале устанавливаются 23 климатомера со средней длительностью 560 лет. Точность радиоуглеродного датирования здесь составляет обычно ± 100 лет. По методическим соображениям этот фазиально-радиоуглеродный интервал целесообразно выделить в автономный геохронологический подуровень [см. табл. 5, Зубаков, 1977]. Отметим важное хронологическое значение готенбургского (эрийского) г-экскурса, стратиграфически совпадающего с раунисом и низами бёллинга (макину-ту-крикс) - около 13 500-12 400 лет назад. Учитывая сказанное, представляется целесообразным голоцен-плейстоценовую границу проводить не под фрисландской термоосцилляцией - 10 350 лет назад, а по подошве бёллинг-тукрикской или раунисской термофазы и готенбургскому экскурсу, т.е. на уровне 12 700 или 13 500 лет, как в свое время и предлагали М.И. Нейштадт и автор.

Вюрм на современной стадии изучения расчленяется на стадийные ритмы. Их три с половиной, если принимать вюрм "коротким" (75 тыс. лет), и пять с половиной - при "длинном" (115 тыс. лет). Фазиальные и мегафазиальные ритмы выделяются только в позднем вюрме, который вместе с термомером Грандканский prospect (=порт-толбот - эптон-уорен) составляет субгляциальный ритм (см. табл. 1).

Орто-ритмы объединяются тем, что термомерные части их осадочных циклов ("большие" межледниковья и отчасти "малые") обладают некоторой индивидуальной, хотя и весьма ограниченной, палеонтологической характеристикой. Последняя проявляется в спорово-пыльцевом анализе по изменению состава показательных видов растений, отражающих изменение доминантов основных типов растительного покрова [Гричук, 1973], и в наличии единичных руководящих видов или подвидов в наиболее быстро эволюционирующих группах организмов, прежде всего в фауне арвиколид [Chaline, 1977]. В какой-то мере индивидуальными чертами обладают и



Р и с. 2. Синоптическая геохронологическая схема плио-плейстоцена

1 - магнитно-аргоновая шкала по А. Коксу [1959]* с дополнениями по В. Бухе и В. Шибраве [1977], В.В. Кочегуре и автору; 2 - время появления фаунистических комплексов млекопитающих; 3 - возрастное положение ледниково-морфологических комплексов в предгорьях Южных Альп, по итальянским и французским авторам [Зубаков, 1977]; 4 - качественная климатическая кривая по таблицам статьи автора [1978]; 5 - возрастное положение цикловых океанических террас по сводке П.А. Каплина [1973]*, Н.В. Кинд [1974]* и автора [1978]; 6 - возрастное положение изотопных "ярусов" шкалы Н. Шеклтона [1977]; 7 - положение погребенных почв Кремского разреза в Австрии относительно магнитно-аргоновой шкалы, по Ю. Финку и Г. Кукле [1977]; 8 - возрастное положение

погребенные почвы, если проследить их в субширотном направлении. Все это позволяет создавать климатостратиграфические схемы широтно-регионального содержания. Однако их меридиональная корреляция представляет сложную проблему, практически почти неразрешимую без привлечения геохронометрических данных. Поэтому и в случае с орто-ритмами введение их в международную шкалу осуществляется уже в рамках комплексных геохронологических исследований.

Гляциальный 100-тысячелетний ритм, для которого Г. Кукла [Kukla, 1977] предлагает ввести особую буквенную индексацию (ритм А, ритм В и т.д.), а Н. Шеклтон [Shackleton, Opdyke, 1976] – цифровую, присвоенную полуритмам (нечетные цифры для термомеров, четные – для криомеров), является, безусловно, основным для плейстоцена. Всего их восемь. Средняя длительность климаточронов составляет 50 тыс. лет. Однако пределы значений цифр по разным авторам еще сильно колеблются ввиду использования данных многих методов. Мегагляциальный ритм выделяется в позднем плиоцене, например, в схемах М.Ф. Веклича, М. Бере, Г. Куклы и др., субгляциальный – пока только в среднем и позднем плейстоцене. Так, в схеме Л. Линднера [Lindner, 1977], среднечетский гляциал разделяется на шесть субгляциалов ("стадий"). Пожалуй наиболее точную информацию по гляциальным ритмам плейстоцена дает сейчас ураново-иониевый метод по образцам кораллов и раковин морских моллюсков из цикловых морских террас океана и Понта-Каспия. Последняя сводка этих данных в сборнике

О к о н ч а н и е п о д п и с и к р и с . 2

ледниковых ритмов в лёссовых разрезах Европы, по Г. Кукле [1977]; 9 – положение погребенных почв Цокурского разреза относительно магнито-аргоновой шкалы, по автору; 10 – возрастное положение климатомеров схемы М.Ф. Веклича и Н.А. Сиренко [1976]* в интерпретации автора; 11 – положение морских толщ Причерноморья относительно магнито-аргоновой шкалы по автору [1978]; 12 – возраст подразделений итальянской схемы по Р. Амброзетти и др. [1972]*, С. Венцо [1975] и др., 13 – возрастное положение климатомеров в схеме для Северо-Запада Европы, по В. Загвиу [1975] – нижняя часть по эльстер I, и по Г. Кукле [1977] – верхняя часть; 14 – возрастное положение климатомеров плейстоценового разреза Центра Европейской части СССР по данным Н.Г. Судаковой [Геохронология СССР, т. 3, 1974]* в интерпретации автора; 15 – возрастное положение морских толщ Каспия, по данным В.А. Зубакова, В.В. Кочегуры, О.К. Леонтьева и Г.И. Рычагова [Геохронология СССР, т. 3, 1974]*; 16 – возрастное положение звеньевых границ плио-плейстоцена.

П р и м е ч а н и е. Звездочкой отмечены работы, не помещенные в список литературы к статье.

Таблица 1

Длительность климатических ритмов

Ритм	Длительность, тыс. лет	Эталон (пример)
1. Осцилляционный	0,45-0,6	Огород+фьерос (от 12,7 до 12,25 тыс. лет)
2. Субфазальный	0,9-1,4	Беллинг+средний дриас (от 12,7 до 11,8 тыс. лет)
3. Фазальный (Петерсена-Шнитникова)	1,7-2,5	I атлантический оптимум + ларетиг (от 8,2 до 5,2 тыс. лет)
4. Мегафазальный	3,5-5,0	Атлантический оптимум s.l. + суббореальный криомер (от 8,2 до 3,7 тыс. лет)
5. Субстадиальный	8,0-12,0	Атлантический оптимум s.l. (альтитермал) + субатлантический-аляскинский криомер (от 8,2 тыс. лет до наших дней)
6. Стадиальный (прецессия) - $21\,000 \pm 8\,000$ лет	15,0-26,0	Порт-толбот II + черри-три (от 52,0 до 32,0 тыс. лет)
7. Субгляциальный (наклонение эклиптики) $40\,000 \pm 7\,000$ лет	35-45	Порт-толбот II + главный висконсин (от 52,0 до 8,2 тыс. лет)
8. Гляциальный (изменение эксцентриситета) $90\,000 \pm 10\,000$ лет	75-120	Сангамон + висконсин (от 130 до 8,2 тыс. лет)
8. Мегагляциальный	150-230	Фойгштедт + эльстер (от 600 до 380 тыс. лет), голштин + заале (от 380 до 220 тыс. лет)
10. Малый звеньевой	370-470	Голштин (миндель-рисс) + средний-поздний плейстоцен (рисс и вюрм) - (от 380 до 13 тыс. лет) или ваал + менап (от 1,25 до 0,38 млн. лет)

Таблица 1 (окончание)

Ритм	Длительность, тыс. лет	Эталон (пример)
11. Большой звеновой (субзональный)	750-950	Крыжановский термохрон и четыре криохрона, от ильчевского до тилигульского (от 1,25 до 0,38 млн. лет) или тегелен + эбурон (от 2,1 до 1,25 млн. лет)
12. Зональный	1500-1800	Позднеплиоценовый-калабрийский гиперкриомер (2,5-1,2 млн. лет) + эмилийский термомер (1,2-0,9 млн. лет) и др.
13. Малый вековой	2500-2600	Виллафранкский НКМ (3,5-1,2 млн. лет) + эмилийский термомер (1,2-0,9 млн. лет), а также Гаусса (N-ортомагнетем) + Матуямы (R-ортомагнетем) (3,32-0,7 млн. лет)
14. Большой вековой	5000-5500	Оледенение Королевы Мод (понт-азовский НКМ) + великое межледниковье Антарктиды (8,5-3,5 млн. лет)

"Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР" [1977] вполне согласуется со схемой автора [Зубаков, 1977, табл. 2], так же как и палеозвстатическая кривая, составленная Н. Шекльтоном по содержанию изотопов O^{16}/O^{18} в глубоководных донных осадках (см. рис. 2).

Здесь хотя бы кратко следует отметить, что детальное изучение разрезов Керченского полуострова, и прежде всего Эльтигенского и Чокракского, приводит автора, так же как и М.Ф. Веклича и Н.А. Сиренко, к выводу о значительно большей продолжительности карангатского этапа черноморской истории, чем это ранее принималось. По-видимому, он соответствует сразу трем ортотермохронам: кайдакскому - олинцовскому - тирренскому (карангат s.s.), потягайловскому - палеотирренскому II и завадовскому - палеотирренскому I (тобечик). Непровский и донской ортокриохроны, вероятно, надо располагать внутри карангата-тиррена s.l. К аналогичным выводам относительно зема и заале пришел, судя по последней работе, Г. Кукла [Kukla, 1977]. Древний эвксин, который

обычно сопоставляют с гюрганом, по нашим данным, является также значительно более древним. Об этом свидетельствует приуроченность к нему урекского г-экскурса, первого в ортосезоне Брюнеса. По схеме В. Буха и В. Шибравы [Bucha, Šibrava, 1977] он выявлен в древнем лёссе Чехословакии и датируется 620 тыс. лет. Таким образом, древний эвксин, по палеомагнитным данным, оказывается синхронным бакинскому трансгрессии, а чауда - среднему-верхнему апшерону, портуенсio-сицилии, возраст которых по K-Ar и трекам древнее 800 тыс. лет (см. табл. 1).

Суперклиматомеры, причем не только термо-, но и криомеры, уже обладают довольно четкой палеонтологической индивидуальностью как в континентальных, так и морских разрезах. По объему и содержанию они близки частным биозонам низкого ранга в быстро эволюционирующих группах животных. Поэтому суперклиматомеры можно успешно коррелировать межрегионально, по крайней мере в пределах широтных климатических поясов. Они служат основой наименьшего подразделения стандартной стратиграфической шкалы - звена.

420-тысячелетний ритм выделяется только в интервале позднего-среднего плиоцена и плейстоцена, т.е. лишь после 3,2 млн. лет. Обычно он в целом примерно соответствует (по объему, но не границам) подзонам частных биостратиграфических шкал. 850-тысячелетний ритм, выделяющийся в плиоцене и позднем миоцене, по объему очень близок биозонам таких быстро эволюционирующих групп животных, как млекопитающие и фораминиферы. Например, длительность хапровской зоны Archidiskodon gromovi от 2,4 до 1,7 млн. лет, таманской s.l. Ar. meridionalis - от 1,7 до 0,85 млн. лет, других - в среднем 800-900 тыс. лет [см. табл. 1]; длительность фораминиферовых зон плио-плейстоцена по шкале Блоу в среднем около 810 тыс. лет. Климатическая структура обоих ритмов рассмотрена автором ранее [Зубаков, 1977].

Эти ритмы объединяются тем, что палеонтологическое содержание "выступает" в них более четко, явственно, нежели их "скрытая" климатическая структура, выступающая в основном в виде эко-биоценотической характеристики. В силу этого гиперритмы и их части выступают, как правило, в форме биостратиграфических подразделений - хронозон и ярусов, а выявление их скорее составляет задачу палеогеографии, нежели климатостратиграфии. Тем не менее ритмоклиматический анализ гиперритмов имеет важное значение для понимания эволюции биосферы и является частью экосистемного анализа.

Для специалистов по плио-плейстоцену наиболее важен зональный ритм, к стати практически не изученный. Структура его схематически дается в табл. 2. Криомерная его часть включает три динамические фазы, каждая из которых может быть расчленена на климатические ритмы более низких рангов. I фаза длительностью около 450-500 тыс. лет характеризуется тремя-пятью не очень резкими температурными минимумами, проявляющимися на фоне

Т а б л и ц а 2. Гиперритмическая структура плейстоцена (возраст, млн. лет)

Климатические части ритма		Ритмы	Плейстоценовый	Позднеплиоценовый	Среднеплиоценовый	Раннеплиоценовый
Гиперкриомер (НКМ) — "гипергляциал"	IV	Гипертермомер — аридный "гиперинтрагляциал"		Бихарское звено — vif_{III}	Чарнотское — "астийское" звено — vif_I	Кукурганское звено — Ru_I
	III	Максимальный суперкриохрон	Вюрмский суперкриомер (начало) — Q_{III} 0,09	Баальский — эмилиийский — афтонский STM 1.25 Березанский — збуронский гюнцский — позднеабрисский — раннеапшеронский кассия KM	Вселовский — тибетийский STM 3.0 Айдарский — аквутраверсанский — биберский — раннеакчагыльский SKM	Любимовский — азороканарский супертермомер 4.7 Салгирский — занклийский суперкриомер 5.2
	II	"Гумидный гиперпленгиляциал"	Тиррен — каранатский супертермомер (штейнхейм — Q_{II}) 0,4	Вилпанское звено — vif_{II}	Русильонское звено — Ru_{II}	Поздний турийский
	I	Первый суперкриохрон	Эльстер KM Лубенский TM Окский — канзас KM Мартоношский TM Приазовский — менапский KM 0,9	Тегелен s.l. — береговский STM Поздний калабрий 2.1 Сиверский — претегеленский — дунайский — среднеакчагыльский SKM Средний калабрий 2.55	Севастопольский STM 3.8 Оскольский суперкриомер 4.3	Иванковский — позднемесинский супертермомер 5.55 Бельбекский — внутримесинский суперкриомер 6.1

относительно гумидного климата (увлажненность возрастает к середине фазы). "Миндельский" тип структуры, в частности, виден в разрезах сиверского горизонта в карьерах на Камышбурунской площади Керченского полуострова. Осадки этой фазы обычно имеют максимальную мощность, что ясно фиксируется в разрезах лёссовой формации Украины [Сиренко, 1977] и объясняется приуроченностью к ней тектонических поднятий. Уровень Мирового океана в начале I фазы относительно высокий ("холодные" трансгрессии портуен-сио, парласцио и табиаго) резко понижается к концу фазы, который фиксируется глубоким эрозионным врезом (тобольский-фримерсдорфский врез минделя). Максимальным надвигом был средний надвиг (криохрон окского-хельмского типа).

II фаза продолжительностью около 300-350 тыс. лет максимально контрастна как по климатическому режиму, так соответственно и по осадконакоплению. В ней выделяются до семи ортоклиматомеров, в совокупности составляющих супертермомер. Структура его в разных гиперритмах похожа до деталей. Так, например, последовательность спорово-пыльцевых зон этой фазы в тегенленском и сенезком разрезах представляет, по В. Загвию [Zagwiñ, 1975], полную аналогию разреза среднего-позднего плейстоцена. В далекой Патагонии, по данным Дж. Мерчера, эта аналогия видна на датированных аргонным методом (по лавам) моренах. Среднеплиоценовый севастопольский суперпедокомплекс Украины и железорудная толща киммерия также сохраняют структуру большого тиррена-карангата, как она представляется автору на Эльтигенском и Чокракском разрезах и как она рисуется итальянскими исследователями [Зубаков, 1977].

III фаза ритма продолжительностью 0,5 млн. лет максимально "ледниковая". Так, в позднеплиоценовом ритме поздняя небраска не уступала по размерам канзасу и иллинойсу. В среднем плиоцене айдарское-аквутраверсанское оледенение также было бесспорно максимальным. Поэтому можно думать, что и плиоценовое максимальное оледенение должно быть где-то на 70-100 тыс. лет позже, чем принято считать. III фаза, назовем ее "суперкриомером гюнцского типа", включает четыре ледниковых надвига, наибольшим из которых был второй или третий. Термохроны в III фазе выражены слабее по сравнению с фазой I и особенно II. Конец III фазы, как и I, совпадает с крупной эрозионной фазой (кассия, аквутраверсан, астильская регрессия).

IV, заключительная, фаза гиперритма представляет гиперинтрагляциал с двумя температурными максимумами (ортотермохронами), из которых второй максимально аридный. Уровень океана в это время максимально высокий за весь гиперритм. Это - эмилийская (понталегра) терраса позднего плиоцена, "высокая калабрийская" среднего и "азоро-канарская" раннего, датируемые 1,2; 2,6 и 4,35 млн. лет.

В целом гиперритм по объему примерно отвечает хронозоне стандартной шкалы. Однако границы хронозон и гиперритмов не

совпадают. Нижние рубежи хронозон располагаются внутри III фазы гиперритма. Так, граница зон 19 и 18 схемы А. Блоу примерно датируется 5,3 млн. лет, зон 18 и 17 – 3,3 млн. лет и зон 21 и 22 – 1,75 млн. лет. Эти же даты примерно определяют возраст границ туролия и русциния (5,3 млн. лет), русциния и виллафранка s.s. – виллания (3,3 млн. лет), виллания и бихария (1,7 млн. лет). Половины ритма биостратиграфически также индивидуальны (см. табл. 11), что позволяет выделять их в качестве звеньев.

1,7-миллионный ритм, таким образом, завершает последовательность собственно климатических ритмов. Содержанием следующего по рангу, 2,5-миллионного ритма скорее являются биоцено-тические и филогенетические, а также геомагнитные [Bucha, Šibava, 1977] изменения, чем чисто климатические. Этот ритм определяется сменой режимов магнитного поля, в том числе и напряженности, что, возможно, предопределяет биостратиграфическую значимость его рубежей. Граница 2,5-миллионных ритмов совпадает с бельбекским (R7/N7 инверсия – 5,83 млн. лет по Мак-Дугласу [1977]), граница туролия и русциния), айдарским (R5/N5 инверсия, смена русциния виллафранком – 3,32 млн. лет) и эльстерским суперкриомерами (R1/1 инверсия, появление плейстоценовой фауны – 0,9–0,7 млн. лет). Эти рубежи имеют наибольшие основания быть принятыми за ярусные, поскольку каждый 2,5-миллионный ритм состоит из двух хронозон. Климатическое содержание 2,5-миллионного ритма открывается только при анализе глобальных закономерностей развития кайнозойского оледенения, поскольку каждый ритм представляет собой определенный этап в истории оледенения. Так, судя по данным Р. Маевского [Mayewski, 1975] и другим, сведенным автором [Зубаков, 1977], максимальное оледенение Антарктиды – Королевы Мод соответствует бельбекскому и салгирскому суперкриохронам, а великое межледниковье "пектен" – любимовскому и севастопольскому супертермохронам, т.е. камышбурунскому гипертермомеру. Второе оледенение Антарктиды – Скотта, с максимумом 2,1–2,4 млн. лет, отвечает виллафранку, и третье – Шеклтона (менее 1,6 млн. лет) – плейстоценовому веку. Камышбурунский гипертермомер, возможно, является термомерной частью еще более крупного – 5-миллионного климатического ритма с предполагаемыми рубежами в 8–9 и 3,5–3,3 млн. лет. С его началом связано, по М.А. Ахметьеву [1976], становление таежного биоценоза.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара. – В кн.: Международный геологический конгресс, XXV сессия: Доклады советских геологов. Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976.
- Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1976, № 17.

- Гричук В.П. Итоги палеонтологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористический критерий его стратиграфического расчленения. – В кн.: Проблемы палинологии. М.: Ин-т географии, 1973.
- Зубаков В.А. Краткий обзор современного состояния стратиграфии позднего кайнозоя Средиземноморья. – В кн.: XXIX Герценовские чтения. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.
- Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
- Сиренко Н.А. Плейстоценовые ископаемые почвы Украины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев, 1977.
- Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. – Вестн. АН СССР, 1976, № 1.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. – Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 308.
- Bucha V., Šibrava V. On the correlation of Quaternary stratigraphy stages in the Northern hemisphere. In: Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Prague, 1977, N 4.
- Carraro F., Medioli F., Petrucci F. Geomorphological study of the morainic amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy. – Roy. Soc. N.7: Bull., 1975, v. 13.
- Chaline J. Les événements remarquables de l'histoire Plio-Pleistocene des campagnols (Arvicolidae, Rodentia), dans l'hémisphère Nord, essai de corrélation avec la limite Plio-Pleistocene établie dans les dépôts marins d'Italie. – Giorn. di geol., 1977, v. XLI, f. I-II.
- Creer K.M., Anderson T.W., Lewis C. Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in lake Eri sediments. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 1.
- Dreimanis A. Correlation of Wisconsin glacial events the Eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. – Geogr. Phys. Quatern., 1977, v. XXXI, N 1/2.
- Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. – Quatern. Res., 1977, v. 7, N 3.
- Kukla G.J. Pleistocene land-sea correlations: I Europe. – Earth-Sci. Rev., 1977, v. 13, N 4.
- Lindner L. Zlodowacenia Pleistocenske w Zachodniej czesci gor Swietokrzyskich. – Stud. geol. pol., 1977, v. 53, N 143.
- McDougall J. The present status of the geomagnetic polarity time scale. – Res. School Earth Sci., Austral. Univ., Publ., 1977, N 1288.
- Mayewski P.A. Glacial geology and Late Cenozoic history of the Transantarctic mountains, Antarctica. – Polar Stud., 1975, Report 56.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, v. 145.
- Zagwijn W.H. Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. – In: Ice Ages. Ancient and Modern, Geol. Journ., Spec. iss., G., Liverpool, 1975.

Б.Н. Котенев

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОРВЕЖСКОГО И ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЕЙ

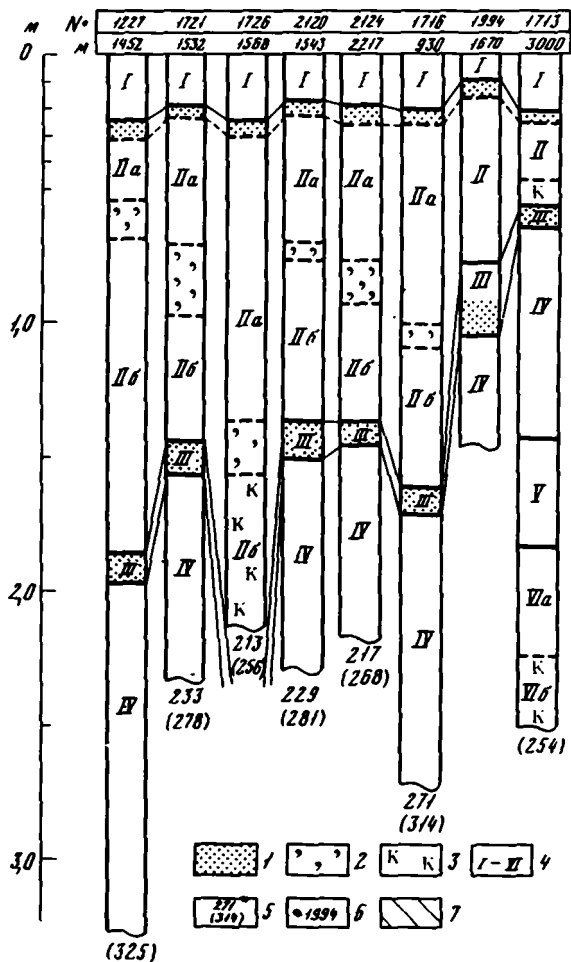
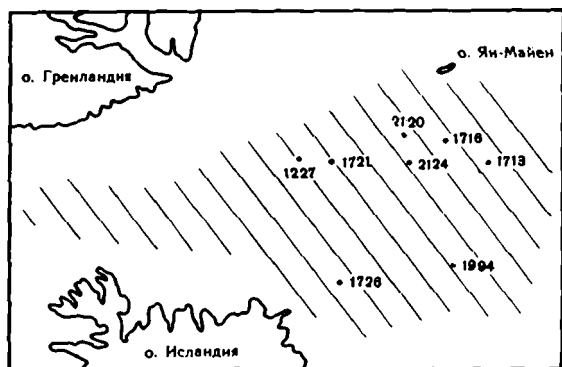
Вопросы стратиграфии позднечетвертичных глубоководных осадков Норвежского и Гренландского морей неоднократно рассматривались [Виноградова и др., 1969; Горшкова, 1965; Таманова и Щедрина, 1965; Erikson et. al., 1964; Holtedahl, 1959]. Недавно Т.Б. Келлогом [Kellog, 1975] предложена хронологическая схема деления этих осадков. В соответствии с ней нижний возрастной рубеж верхнего горизонта 11 000 лет, с 11 000 до 105 000 лет накапливались осадки ледниково-морского генезиса. В этот период большая часть бассейна была покрыта льдами, по крайней мере в зимний период. В интервале 105–127 тыс. лет накапливались отложения, сходные с современными.

В данной работе обосновано более детальное стратиграфическое деление позднечетвертичных осадков бассейна и уточнены возрастные рубежи основных горизонтов. Автором проведено детальное литологическое изучение 2,5–3,2-метровых колонок, собранных с них "Севастополь" сотрудниками ВНИРО И.К. Авиловым и Т.И. Горшковой [Горшкова, 1965] в пределах Исландского плато и в западной части Норвежской котловины (см. рисунок). В колонках выделяются одни и те же литологические горизонты (см. рисунок). По их последовательности в разрезах по таким признакам, как цвет, плотность, гранулометрия, содержание карбонатов, железа, марганца, по количеству фораминифер на 1 г сухого осадка горизонты хорошо коррелируются друг с другом в разных колонках. Характерная особенность осадков данного региона – присутствие двух пепловых прослоев, которые были использованы в качестве хронологических реперов.

Сверху вниз в колонках выделяются следующие горизонты.

Горизонт I представлен илами и глинистыми илами, слабокарбонатными и карбонатными, фораминиферовыми (число фораминифер более 15 тыс., в Норвежской котловине – до 40 тыс.). На Исландском плато осадки обогащены вулканогенными частицами. Содержание Сорг около 0,8%, Fe – 2,5%. Тесная связь в распределении этих осадков на дне глубоководных котловин бассейна с границами распространения теплых атлантических и смешанных поверхностных вод хорошо показана Т.И. Горшковой [1965] и Т.Б. Келлогом [Kellog, 1975].

Во всех колонках данного региона на границе с горизонтом II обнаружен 2–5-сантиметровый прослой пепла. Пепел представлен частицами прозрачного вулканического стекла с показателями преломления менее 1,520. Судя по показателю преломления, это



риолитовое вулканическое стекло. Формы частиц весьма причудливы, нередко с газовыми пузырьками. Преобладают плоские частицы, иногда изогнутые (видимо, стенки газовых пузырьков). Большая часть частиц имеет размер мелкого песка – крупного алеврита, однако присутствуют как более мелкие, так и более крупные частицы.

Мощность осадков горизонта I 10–25 см.

Горизонт II сложен мелкоалевритовыми илами, коричневыми, терригенными, с редкими фораминиферами (число фораминифер изменяется от 400 до 3000), характерны включения дресвы, щебня; иногда встречаются слои плотных глин, единичные панцири пресноводных диатомей. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ менее 0,5%, Fe – 4%.

Отчетливо выделяется верхняя и нижняя часть в пределах горизонта. В первой содержание карбонатов менее 5%, больше дресвы и щебня, чем во второй, нижней части. Мощность осадков верхней части горизонта 20–80 см.

В нижней части в осадках возрастает количество карбонатов (более 8–12%), меньше дресвы и щебня. Наблюдается закономерное увеличение количества фораминифер к низу. На границе с горизонтом III ила характерна иероглифическая текстура, за счет ходов роющих организмов, иногда заполненных лимонитом.

Эти две части горизонта II разделены прослоем (лучше всего этот прослой виден в осадках Исландского плато) ила мощностью 15–20 см, обогащенным зернами песка, дресвы и крупных бентосных известковых раковин *Pyrgo* sp. По этим раковинам, которые хорошо различаются визуально, прослой назван пирговым.

Мощность горизонта II достигает 200 см.

Горизонт III представлен илами, светло-коричневыми, карбонатными, сильно обогащенными частицами прозрачного вулканического стекла. В сухом состоянии осадок слоя распался, видимо, из-за сильного биогенного перемешивания и большого количества крупноалевритовых и песчаных частиц вулканического стекла. По облику стекло аналогично пеплу горизонта I.

Мощность слоя определить трудно из-за постепенного перехода к горизонту II. Мощность осадка, более всего обогащенного карбонатами, 15–30 см.

Горизонт IV сложен мелкоалевритовыми илами, коричневыми, терригенными. По составу и характеру включений они аналогичны илам горизонта II, отличаются повышенным содержанием фораминифер и карбонатов – более 15%. Мощность осадков более 80 см.

Разрез позднечетвертичных осадков

1 – пепловые прослой; 2 – пирговый прослой; 3 – контуристы; 4 – номера стратиграфических горизонтов; 5 – мощность (см) сухой колонки, в скобках – влажной; 6 – номера колонок на карте; 7 – район, где в осадках развиты пепловые прослой

Горизонт V вскрыт только в колонке 1713 [Горшкова, 1965]. В ней он состоит из глинистого ила, слабокарбонатного (CaCO_3 - от 20 до 32%), фораминиферового (число фораминифер 20-22 тыс.), Нижние 2 см осадка имеют иероглифическую текстуру.

Горизонт VI в колонке 1713 представлен двумя слоями. Верхние 50 см состоят из мелкоалевритового ила, коричневого, полосчатого, с единичными фораминиферами (число фораминифер 40-150). Этот ил сходен с осадками верхней части горизонта II. Нижняя часть горизонта сложена контуридами - микрослоистым осадком ленточного типа, за счет чередования слоев ила и мелкого алеврита. Алевриты кварцевые. Содержание CaCO_3 12-14%.

В более длинных колонках Ламонтской обсерватории вскрыт еще и горизонт VII, состоящий из карбонатных илов [Kellog, 1975].

Исходя из особенностей распределения современных карбонатных осадков в бассейне [Горшкова, 1965], можно предполагать, что горизонты нечетных номеров отвечают океанологическим условиям, близким к современным, а четных - характерны для периодов, когда приток теплых атлантических вод сокращался и увеличивалась площадь ледового покрова.

Абсолютные возрастные рубежи выделенных горизонтов можно установить, если доказать, что пепловые прослои в осадках бассейна одновозрастны пепловым прослоям в осадках Северной Атлантики. Возраст верхнего пеплового прослоя в осадках Северной Атлантики 9,3 тыс. лет назад [Ruddiman, Glover, 1972, 1975], а нижнего, который совпадает со слоем, обогащенным тепловодными планктонными фораминиферами, - 65 тыс. лет назад [Ruddiman, Bowles, 1976]. В пользу одновозрастности пепловых прослоев в бассейне и в Северной Атлантике свидетельствуют следующие факты.

1. Последовательность расположения пепловых прослоев в бассейне и в Северной Атлантике почти одинаковы. Так, верхний пепловый прослой в бассейне совпадает с нижней границей горизонта I. В северной Атлантике он находится чуть выше этой границы. Некоторое несовпадение, видимо, объясняется тем, что в Норвежском и Гренландском морях современные океанологические условия установились несколько позднее, чем в Северной Атлантике. Такое запаздывание характерно для многих районов Мирового океана. Второй пепловый прослой и в бассейне и в Северной Атлантике совпадает с этапом потепления.

2. Количество пепловых частиц на 1 см² верхнего пеплового прослоя в осадках Северной Атлантики закономерно убывает по мере удаления от Датского пролива [Ruddiman, Glover, 1975]. Это указывает, что льды, покрытые пеплом, поступали в Северную Атлантику из Норвежского и Гренландского морей. Скорее всего, это были льды, располагавшиеся в районе Исландского плато и западной части Норвежской котловины. Трудно предполагать, что весь пепел, который выпадал над этой акваторией, выносился целиком в Северную Атлантику. Несомненно, что значительная его

часть осаждалась в этом же регионе. Следовательно, верхние пепловые прослои и в бассейне и в Северной Атлантике безусловно одновозрастны. Сходная ситуация, по-видимому, была и в период около 65 тыс. лет назад.

3. Ареалы распространения пепловых прослоев разорваны лишь в пределах Датского пролива. Однако этот разрыв легко объясним. Дно Датского пролива покрыто грубообломочными отложениями: валунами, галькой, песком. Эти осадки накапливаются в силу высокой динамики придонных вод.

4. Форма, размеры частиц вулканического стекла, показатели их преломления практически идентичны в Норвежском и Гренландском морях и в Северной Атлантике.

5. Наконец, источником столь мощного кислого вулканизма, по-видимому, могла быть только Исландия. Судя по мощным голоценовым извержениям риолитовых пеплов, источником позднечетвертичных пеплов, скорее всего, был вулкан Гекла. Вынос пепла на северо-восток и север хорошо совпадает с особенностями циркуляции атмосферы в этом районе в эпоху потепления.

На этой основе и учитывая стратиграфию осадков Северной Атлантики [McIntire et. al., 1972] возраст выделенных горизонтов в Норвежском и Гренландском морях может быть таким: горизонт I — до 9,3 тыс. лет, II — до 62 тыс. лет, III — до 67 (70) тыс. лет, IV — до 80 тыс. лет, V — до 90 (95) тыс. лет, VI — до 105 тыс. лет, VII — до 127 тыс. лет назад.

Горизонт I и VII соответствуют эпохам межледниковий. При этом следует отметить, что в эпоху горизонта VII океанологические условия в Северной Атлантике и в Норвежском и Гренландском морях были наиболее благоприятными для развития тепловодного планктона. Позднее они никогда уже не достигали такого пика. Возможно настоящее межледниковье еще впереди?

Горизонты III и V, видимо, соответствуют межстадиям, однако в Норвежском и Гренландском морях океанологические условия были весьма близки к современным. В короткие фазы горизонта III они были даже более благоприятны не только для развития планктонных фораминифер, но и кокколитофорид.

Нечетные горизонты отмечают ледниковые стадии, однако они не были равноценны по условиям осадконакопления. Так, наиболее суровые климатические условия были во второй половине последней ледниковой стадии (горизонт II) и четвертой (горизонт VI), в остальное время они были более благоприятными для развития планктонных фораминифер. Пирговый прослой, предшествовавший последнему оледенению, отмечает этап какой-то коренной перестройки всей структуры вод от поверхности до дна. Его возраст — около 30 тыс. лет назад.

В палеогеографическом отношении интересен факт совпадения интенсивного кислого вулканизма с этапами дегляциации. Не исключено, что одной из возможных причин его было быстрое гляцио-изостатическое поднятие Исландии.

- Виноградова П.С., Дигас Л.А., Локтионов С.П. Стратиграфия осадков Лофотенской котловины. – Тр. ПИНРО, 1969, т. 27.
- Горшкова Т.И. Карбонаты в донных отложениях Норвежско-Гренландского бассейна, как показатель распределения водных масс. – Тр. ВНИРО, 1965, т. 57.
- Таманова С.В., Щедрина З.Г. Фауна фораминифер донных отложений Норвежского моря. – Тр. ВНИРО, 1965, т. 57.
- Erikson D.B., Ewing M., Wollin G. Sediment cores from the Arctic and Subarctic seas. – *Scienc.*, 1964, v. 144, N 3623.
- Holte dahl H. Geology and paleontology of Norwegian sea Bottom cores. – *J. Sediment. Petrol.*, 1959, N 3.
- Kellog T.B. Late Quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Sea. – In: *Climate of the Arctic*. Toronto, 1975.
- McIntire A., Ruddiman W.F., Jantzen R. Southward penetrations of the North Atlantic Polar front faunal and floral evidence of large scale surface water mass movements over the last 225 000 years. – *Deep-Sea Res.*, 1972, v. 79, N 1.
- Ruddiman W.F., Glover L.K. Vertical Mixing of Ice Rafted volcanic Ash in North Atlantic Sediments. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 9.
- Ruddiman W.F., Glover L.K. Subpolar North Atlantic circulation at 9300 yr. B.P. Faunal evidence. – *Quatern. Res.*, 1975, v. 5.
- Ruddiman W.F., Bowles F.A. Early interglacial bottom-current sedimentation on the eastern Reykjanes Ridge. – *Mar. Geol.*, 1976, v. 21, N 3.

УДК 550.838+551.431+551.351

А.И. Блажчишин, Д.Д. Квасов

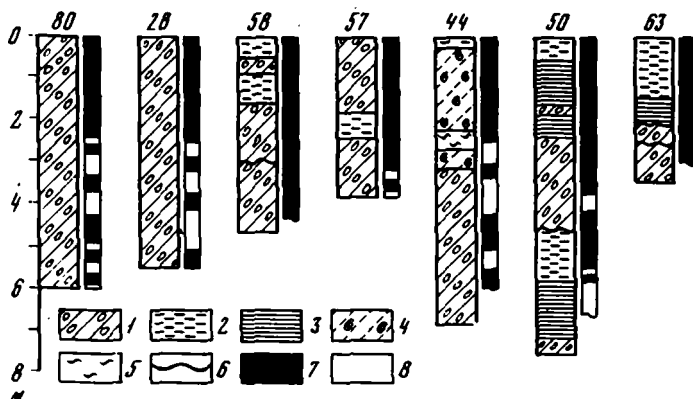
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАТИРОВКИ

БАРЕНЦЕВА ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В 1976 г. во время 23 рейса э/с "Академик Курчатов" в Баренцевом море на разрезе п-ов Рыбачий – Земля Франца-Иосифа получены 27 колонок донных отложений длиной до 7,5 м [Блажчишин, Линькова, 1977]. По литологическим данным и данным пылевого анализа, в основании двух колонок в северной части моря обнаружены нижнемеловые отложения. Выше их залегают "древние глины" – моренные суглинки и глины средней ($1,6-1,8 \text{ г/см}^3$) и высокой ($2,0-2,2 \text{ г/см}^3$) плотности, темно-серые, серые или буровато-серые.

"Древние глины" содержат обломки песчаников, известняков, доломитов, редко – кремний, каменный уголь. В южной части Баренцева моря на расстоянии не более 100 км от берега встречаются гравий и галька кристаллических пород, происходящие из Скандинавии. В остальной части моря "древние глины" имеют, как правило, большую плотность, темно-серый цвет и комковатую текстуру. В них включены многочисленные окатанные комки сухих глин и



Р и с. 1. Колонки донных отложений Баренцева моря, полученные во время 23 рейса э/с "Академик Курчатов"

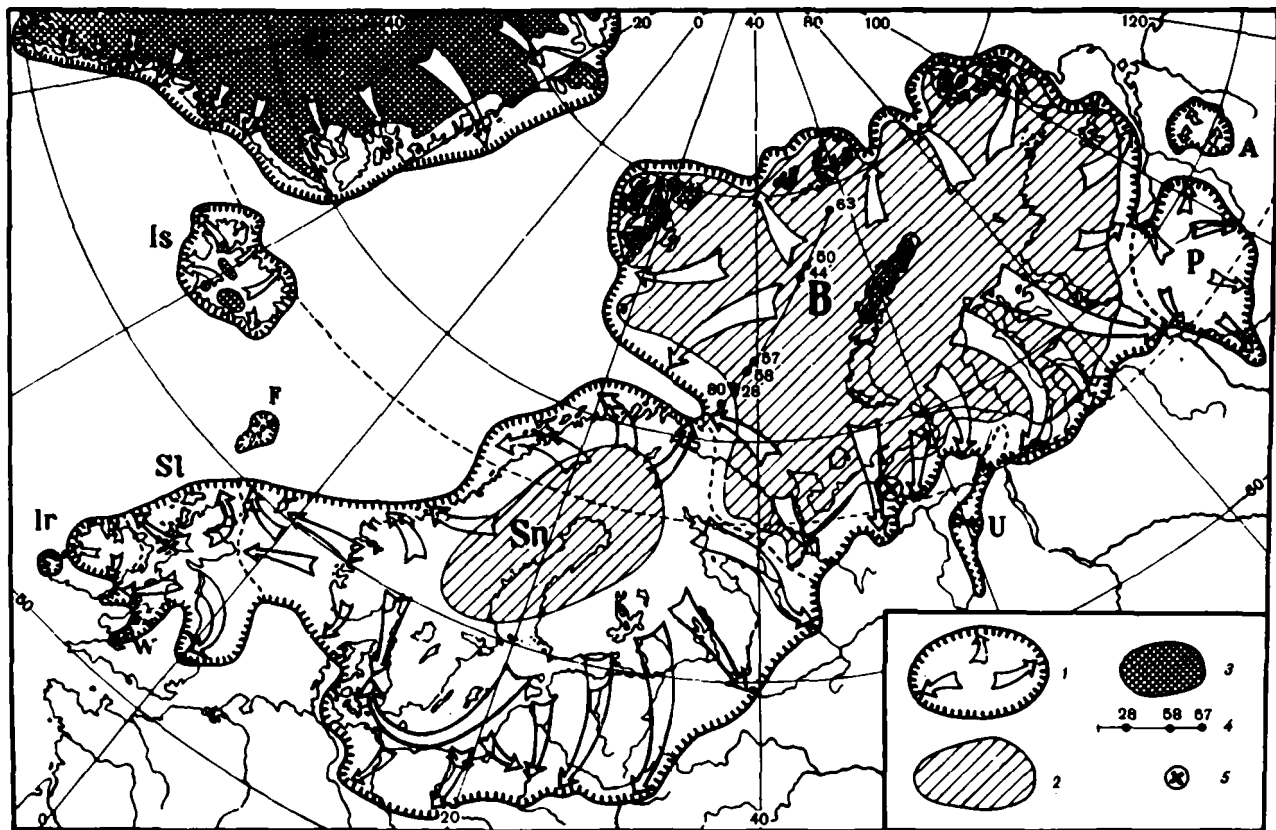
1 - морена (древние глины); 2 - однородные глины и алевроиты; 3 - ленточные глины; 4 - глины с обломками раковин моллюсков; 5 - комковатые глины; 6 - перерывы в осадконакоплении; 7 - прямая намагнитченность, 8 - обратная намагнитченность.

Места взятия колонок показаны на рис. 2

алевролитов, подобных упомянутым выше нижнемеловым отложениям. Минеральный состав нижнемеловых пород, комков и основной массы "древних глин" весьма сходен. В "древних глинах" встречаются перетолженные обломки раковин моллюсков и перетолженная меловая и палеогеновая пыльца. Эти "глины" образовались, вероятно, при непосредственной экзарации рыхлых палеогеновых и меловых пород. Выше них залегают позднеледниковые ленточные глины и голоценовые илы мощностью от 0,2-0,5 м (на возвышенностях) до 5,5 м (в Нордкапском желобе). В толще "древних глин" (чаще в их верхней части) выделяются прослои ленточных глин и илов мощностью до 0,7 м, содержащие небольшое количество арктической и бореальной микрофауны.

Возраст отложений был определен палеомагнитным методом, который уже успешно применялся для изучения моренных отложений [Фаустов и др., 1973]. По данным колонок 80, 28, 44 и других (рис. 1), "древние глины" начали отлагаться в конце эпохи Гильберта (около 3,5 млн. лет назад).

Таким образом получены подтверждения существования в позднем плиоцене Баренцева ледникового щита. Предположение об этом было сделано в 1966 г. [Квасов, 1966; Квасов, Ананова, Борисов, Дибнер, 1969]. Баренцев ледниковый щит возник, когда в результате снижения уровня океана дно Баренцева моря стало сушей. Он преграждал путь рекам, текущим на север, и поворачивал их на юг - в сторону Каспия, где в результате этого произошли акчагыльская и апшеронская трансгрессии (3,3 и 0,7 млн. лет назад).



В этот период происходило также оледенение Исландии и Гренландии [Wensink, 1965; Herman, 1970]. Айсберговые осадки отлагались в Северном Ледовитом океане, в Лабрадорском море и в районе плато Роккоп [Berggren, 1972]. В этот последний район айсберги могли попасть только под влиянием Баренцева ледникового щита. Оледенение полярных районов в позднелиценное и раннечетвертичное время способствовало усилению континентальности климата умеренных широт Европы и Северной Америки и препятствовало их оледенению.

Повышение уровня океана привело в конце эпохи Матуяма к исчезновению Баренцева щита. Возникли условия, подобные современным. Небольшие похолодания, обусловленные астрономическими причинами (кривая Миланковича), могли вызвать цепную реакцию роста ледниковых щитов в Скандинавии и в арктических районах Северной Америки. Оледенение занимало огромные площади, возрас- тала также площадь снегов и морских льдов, увеличивалось аль- бедо Земли. В результате потепление, вызванное астрономичес- кими причинами, не могло привести к исчезновению ледников. Солнечная радиация отражалась от огромной белой поверхности и не усваивалась Землей. В таких условиях оледенение умеренных широт могло бы существовать непрерывно в течение многих мил- лионов лет.

В действительности, однако, оледенения чередовались с межлед-никовьями. Похолодание сопровождалось уменьшением осадков. Исследования по циркуляции атмосферы показывают, что повы- шение солнечной радиации на 6% вызывало бы повышение осадков на 27% [Wetherald, Manabe, 1975]. При похолодании леса сменя- лись аридными приледниковыми ландшафтами [Гричук, 1951], возникла мамонтовая фауна, основу которой составляли крупные травоядные животные [Nehring, 1890, Вангенгейм, 1976]. В сухих и холодных условиях накапливались горизонты лёссов [Soergel,

Р и с. 2. Последнее оледенение Северной Европы и прилегающих районов

1 - границы оледенения и направления движения ледников 18 тыс. лет назад; 2 - распространение ледников 9,5 тыс. лет назад; 3 - современные ледники; 4 - часть рейса э/с "Академик Курчатов", во время которого взято 27 колонок донных отложений (см. колонки на рис. 1); 5 - район, в котором получены радиоуглеродные датировки, свидетельствующие о продвижении Баренцева леднико- вого щита около 9,5 тыс. лет назад

Ледниковые щиты: Sn - Скандинавский; B - Баренцев (по дан- ным М.Г. Гроссвальда, А.С. Лаврова, В.И. Астрахова и др.); P - Пutorанский; A - Анабарский; SI - Шотландский; Ir - Ирландский; F - Фарерский; Is - Исландский; G - Гренландский.

Горные ледники: v - Уральские, w - Уэльские

1919; Величко, 1973]. Бессточные озера снижали свой уровень. Уровень Каспия повышался не из-за увлажнения климата, а из-за притока ледниковых вод [Квасов, 1975]. Только на западе Северной Америки похолодание сопровождалось увеличением осадков и трансгрессиями озер.

Уменьшение осадков приводило к тому, что баланс ледниковых щитов становился равновесным и они переставали расти. Но для того чтобы ледники начали отступать, был нужен какой-то дополнительный фактор. Таким фактором было возникновение вновь Баренцева ледникового щита [Kvasov, 1971; Квасов, 1976]. Абляция на периферии современных ледников Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и северной части Новой Земли меньше, чем аккумуляция снега на их поверхности. Избыток баланса составляют айсберги. Когда во время оледенений уровень океана снижался на величину около 150 м, мелководья, окружающие острова, превращались в сушу. Образование айсбергов прекращалось, и ледники начинали расти, занимая эту сушу и прилегающую часть шельфа. Имеются данные [Weertman, 1974], что граница, разделяющая находящиеся на грунте и плавающие шельфовые ледники, находится на глубине около 200 м. Ледники могли продвинуться до современной изобаты 350 м ($150+200=300$), образуя Баренцев ледниковый щит.

Во время максимума последнего оледенения (18 тыс. лет назад) Баренцев ледниковый щит достигал огромных разрезов (рис. 2). Он распространялся на северо-восточную часть Кольского п-ова, п-ов Канин и северную часть Печорской низменности [Гросвальд, 1977; Лавров, 1977]. Вероятно, так называемый Понойский ледниковый щит был частью Баренцева щита. В последнее время установлено, что на север Западной Сибири ледники проникали не с запада и востока (с Урала и с гор Путорана), а с севера - из котловины Карского моря [Астахов, 1977]. Там находилась восточная часть Баренцева щита, которая распространялась также на п-ов Таймыр и возможно на Северную Землю. Общая площадь его достигала 3,8 млн. км² - на 0,5 млн. км² больше, чем площадь Скандинавского ледникового щита [Бражникова и др., 1978].

Баренцев ледниковый щит коренным образом изменял циркуляцию атмосферы. Он закрывал северную часть промежутка между Скандинавским и Гренландским ледниковыми щитами. Барьер из ледниковых щитов, имевших, вероятно, высоты более 3 км, тянулся от Шпицбергена почти до Карпат. Над ледниками находились постоянные антициклоны. Все это препятствовало широтной циркуляции атмосферы в умеренных широтах и вызывало уменьшение питания восточной и южной частей Скандинавского ледникового щита. Наиболее засушливые условия были именно в конечные периоды оледенений [М.П. Гричук, В.П. Гричук, 1960]. В результате Скандинавский щит начал быстро уменьшаться и 8-9 тыс. лет назад полностью исчез. Отступали (но гораздо медленнее) также ледники Северной Америки.

В то же время Баренцев ледниковый щит уменьшался крайне медленно и еще 9–9,5 тыс. лет назад имел размеры, близкие к максимальным [Лавров, 1977]. На берегах нижней Печоры обнаружены отложения 9110 ± 60 , 9250 ± 140 , 9310 ± 60 , 9900 ± 110 , 9990 ± 100 лет назад и другие в том же интервале. Вплоть до конца пребореала ледниковый барьер препятствовал доступу морских вод в котловину Белого моря [Евзеров и др., 1976]. Ледниковый щит находился к северу от полярного круга и мог бы существовать до сих пор, как продолжает существовать Гренландский ледниковый щит. Но поднятие уровня океана, вызванное таянием ледников умеренных широт, а также изостатическое опускание дна Баренцева моря усиливали образование айсбергов на границах ледникового щита, что привело к его быстрому распаду и исчезновению.

На месте ледникового щита возникло Баренцево море, и в Скандинавии установился климат с большим количеством снега и с прохладным летом, благоприятный для начала нового оледенения. Если бы не деятельность человека [Квасов, 1976], оно могло бы начаться уже в ближайшие тысячелетия. В прошлом относительно короткие межледниковья неоднократно сменялись длительными оледенениями.

Таким образом, Баренцев ледниковый щит – ключ к двум основным загадкам оледенения. Его существование во время палеомagnetных эпох Гаусс и Матунга позволяет понять, почему оледенение умеренных широт началось только в конце эпохи Матунга. В течение эпохи Брунес к северу от Европы находилось то незамерзающее Баренцево море, способствовавшее началу оледенения умеренных широт, то обширный ледниковый щит, вызвавший исчезновение ледников, расположенных южнее. Это обуславливало чередование ледниковых и межледниковых эпох.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири. – В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Блажчишин А.И., Линькова Т.И. О плейстоценовом оледенении Баренцева шельфа. – Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
- Бражникова Т.А., Гросвальд М.Г., Суетова И.А. Объем Арктического ледникового покрова в эпоху последнего оледенения Земли. – Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5.
- Вантенгейм Э.А. Перигляциальная зона и формирование фауны млекопитающих СССР в голоцене. – В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Гричук В.П. Об аридном периоде в позднеледниковое время на территории Европейской части СССР. – Вopr. геогр., 1951, т. 24.
- Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР. – В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., 1960.

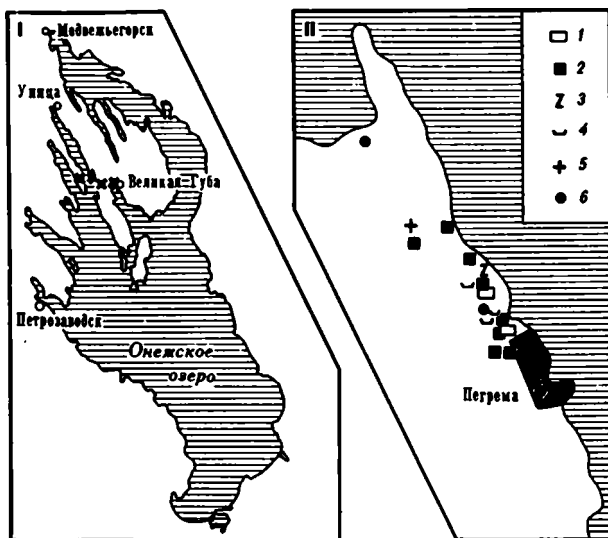
- Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров. - В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения, 1977, вып. 30.
- Евзеров В.Я., Каган Л.Е., Кошечкин Б.И., Лебедева Р.М. Формирование водных отложений Белого моря в связи с эволюцией природной обстановки в голоцене. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1976, т. 108, № 5.
- Квасов Д.Д. Водный баланс среднелиценевого Каспия. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, № 6.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975.
- Квасов Д.Д. Океанологическая теория оледенения. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.
- Квасов Д.Д., Ананова Е.Н., Борисов А.А., Дибнер В.Д. Палеогеография Восточной Европы в акагыльско-апшеронское время. - Вестн. ЛГУ, 1969, № 6.
- Лавров А.С. Кольско-Мезенский ледниковый поток. Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток. Новоземельско-Колвинский ледниковый поток. - В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., 1977.
- Фаустов С.С., Ильичев В.А., Большаков В.А. Палеомagnetизм и абсолютный возраст отложений лихвинского разреза. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1974.
- Berggren W.A. Late Pliocene-Pleistocene glaciation. - Initial Reports of the Deep-sea Drilling Project, 1972, v. 12.
- Herman G. Arctic paleo-oceanography in Late Cenozoic Time. - Science, 1970, v. 169, N 3944.
- Kvasov D.D. Postulate einer Eiszeit. Theorie. - Eiszeitalter und Gegenwart, 1971, Bd. 22.
- Nehring A. Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. 1890, Bd. VIII.
- Soergel W. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
- Wuertman J. Stability of the junction of the ice sheet and an ice shelf. - J. Glaciol., 1974, v. 13, N 67.
- Wensink H. Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated Pliopleistocene tills in Iceland. - Geol. Rundsch., 1965, v. 54, N 2.
- Wetherald R.T., Manabe S. The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. - J. Atmos. Sci., 1975, v. 32, N 11.

УДК 551.793+550.93

А.П. Журавлев, А.А. Лийва

О ДАТИРОВКЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПЕГРЕМЫ (НАРЕЛИЯ)

При определении возраста археологических памятников, расположенных в бассейне Онежского озера, наиболее эффективные результаты достигаются в местах скоплений древних поселений, где их относительное датирование производится по высоте расположения над уровнем водоема.



Р и с. 1. Археологические памятники Уницкой губы Онежского озера
I – положение района памятников; II – положение памятников в районе д. Пегрема

1 – захоронения в жилищах; 2 – поселения; 3 – кенотафы; 4 – могилы (отдельные); 5 – могильники; 6 – отдельные находки

Метод такой датировки памятников на Онежском озере был применен еще Б.Ф. Земляковым, затем им пользовались Е.Н. Гурина, Г.А. Панкрушев. В настоящее время этот метод уточняется с учетом археологических, палеогеографических, палинологических данных и радиоуглеродных датировок [Земляков, 1935; Гурина, 1961; Панкрушев, 1966; Девятова, 1976; Журавлев, Девятова, 1977].

Для успешного решения проблемы датирования древних поселений в Карелии могут служить стоянки северного и северо-западного побережья Онежского озера, где четко выражены береговые террасы с расположенными на них поселениями.

В этом плане большой научный интерес представляют археологические памятники Пегремы в Заонежье. Здесь, на небольшой площади в несколько квадратных километров сосредоточено свыше 40 археологических стоянок, местонахождений, могильников (рис. 1). Раскопки их произведены в 1970–1976 гг. [Журавлев, 1977]. Многие поселения содержат чистые археологические комплексы мезолита, неолита, энеолита и эпохи раннего металла. Для определения их возраста ведутся исследования, базирующиеся на увязке береговых террас с расположенными на них поселениями с датированием последних радиоуглеродным методом. Радиоуглеродное датирование памятников проведено Лабораторией Института зоологии и ботаники г. Тарту Академии наук Эстонской ССР (Лий-

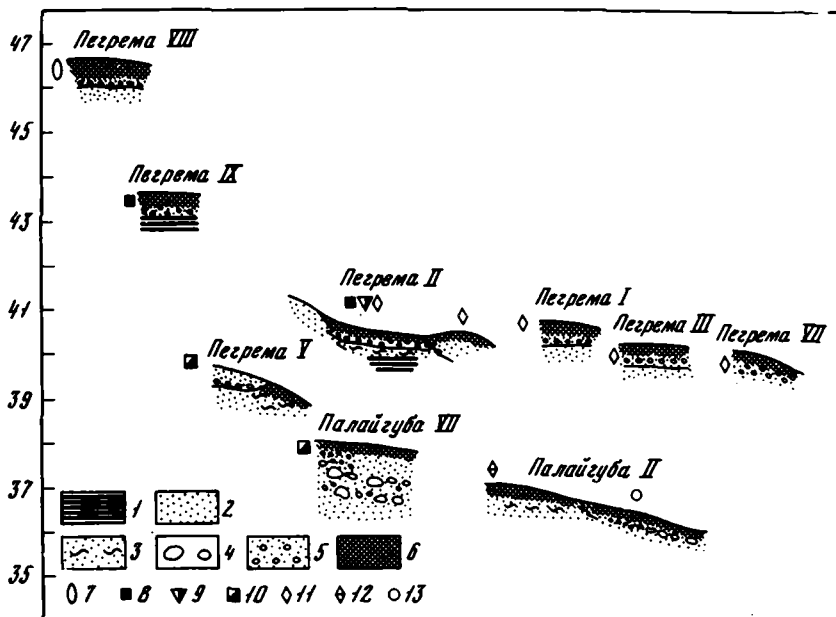


Рис. 2. Корреляционная схема стоянок в Пегреме и Палайгубе
1 - ленточные глины; 2 - песок; 3 - песок алевритистый; 4 - валуны; 5 - галька и гравий; 6 - культурный слой; 7 - мезолитический комплекс; 8-13 - керамика: 8 - сперрингс, 9 - ямочно-гребенчатая, 10 - льяловская, 11 - ромбо-ямочная, 12 - поздняя ромбо-ямочная, 13 - асбестовая

ва А.А., Ринне Т.С., Суурман С.) [Журавлев, 1972; Савушкин и др., 1974; Журавлев, 1974; Журавлев и др., 1975; Журавлев и др., 1976].

Гипсометрическое положение поселений весьма показательно (рис. 2). Как видно из высотных отметок, наибольшую высоту над уровнем озера занимает стоянка Пегрема VIII (13-16 м). Результаты радиоуглеродного датирования памятника 7050 ± 150 (ТА-672), 7140 ± 80 (ТА-721) лет назад. Этот возраст стоянки подтверждают и археологические материалы: кварцевые орудия позднемезолитического облика, аналогичные орудиям культуры суомусярви в Финляндии (резцы, скребки, нуклеусы и пр.), отмечается кварцевая пластинчатая индустрия.

Два местонахождения кварцевых орудий - Колгостров II и Викаша - относятся, по-видимому, к еще более раннему времени. Судя по их высотным отметкам (30-35 м над уровнем Онежского озера) и чрезвычайно архаичному материалу, памятники, вероятно, можно датировать ранним мезолитом.

Таким образом, благоприятные климатические условия, существовавшие в бореальном периоде, способствовали возникновению в Уницкой губе Онежского озера раннемезолитических стоянок на о. Колгострове и в устье р. Викша, а несколько позднее – у Пегремы (Пегрема VIII). Развитие культур неолитических стоянок Пегрема IX (сперрингс) и Пегрема V (льядовская керамика) сопровождалось последовательным снижением уровня Онежского озера. Следующая за этим трансгрессия палеоводоёма фиксируется полосой галечниковых отложений, развитых на стоянке Пегрема II 5070 ± 150 (ТА-811), 4750 ± 120 (ТА-810), 4550 ± 90 (ТА-808) лет назад и содержащих керамику сперрингс, ямочно-гребенчатую, ромбо-ямочную. Уровень Онежского озера в это время превышал современный на 8–9 м. По времени эта трансгрессия предшествовала энеолитической культуре Пегремы.

Последовавшее за этим понижение береговой линии палеоводоёма способствовало возникновению в Пегреме поселений с ромбо-ямочной керамикой [Пегрема I – 4200 ± 90 (ТА-813), 4200 ± 50 (ТА-493) лет назад, Пегрема III, X], т.е. энеолиту. Энеолитическое население Пегремы довольно рано научилось использовать полезные свойства местной самородной меди. Холодной ковкой здесь изготавливали пластинки, крючки, проколки [Журавлев и др., 1976]. Уже в третьем тысячелетии до н. э. здесь складывался древнейший на Европейском Севере центр по обработке меди [Журавлев, 1977].

В конце эпохи медно-каменного века палеогеографическая обстановка в Пегреме снова изменилась; и в частности две более поздние регрессивные стадии установлены на стоянках в Палайгубе. Первая стадия синхронна стоянке с поздней ромбо-ямочной керамикой, погребенной под осадками, на которых гипсометрически несколько ниже сформирована стоянка с асбестовой керамикой [Палайгуба II – 3150 ± 100 (ТА-107) лет назад], возникшая в процессе поздней регрессии.

Таким образом, становится очевидным, что заселение берегов Онежского озера совершалось на фоне неоднократных колебаний уровня этого водоёма разного знака и амплитуды.

Предложенная хронологическая схема древних поселений Пегремы основана на радиоуглеродном датировании памятников, содержащих чистые комплексы, и корреляции их с последующими этапами древней истории региона. Эта датировка не совсем соответствует традиционной археологической периодизации, значительно удревняет возраст энеолита на северо-западе Европейской части СССР (на 600–800 лет). Датировка образцов из памятников Приборморья [Девятова, 1976], Кольского п-ова [Гурина и др., 1977] и Финляндии [Тимофеев, 1977] также удревняет неолит лесной полосы. Нижнюю границу культуры сперрингс, очевидно, следует считать не моложе 6000–6200 лет назад.

- Гурина Н.Н. Древняя история Северо-Запада Европейской части СССР. - В кн.: МИА. М.: Наука, 1961, № 87.
- Гурина Н.Н., Тимофеев В.И., Шумкин В.А. О работе Кольской экспедиции. - В кн.: АО 1976 г. М.: Наука, 1977.
- Девятова Э.И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Л., 1976.
- Журавлева А.П. Раскопки в Карелии. - В кн.: АО 1971 г. М.: Наука, 1972.
- Журавлев А.П. Исследования энеолита в Карелии. - В кн.: АО 1973 г. М.: Наука, 1974.
- Журавлев А.П. О древнейшем центре обработки меди в Карелии. - КСИА АН СССР, 1975, № 142.
- Журавлев А.П. Энеолит Карелии: Автореф. дис... канд. ист. наук. Петрозаводск, 1977.
- Журавлев А.П., Врублевская Э.Л., Лийва А.А., Горлов В.И., Васильева Э.С. Древнейшая металлообработка меди в Карелии (по данным археологии и естественных наук). - В кн.: Вопросы истории Европейского Севера. Петрозаводск, 1976, вып. 2.
- Журавлев А.П., Девятова Э.И. Исследования в Пегреме. - В кн.: АО 1976 г. М.: Наука, 1977.
- Журавлев А.П., Фофанова Г.В., Лийва А.А., Ринне Т.С. Разведка в Заонежье. - В кн.: АО 1975 г. М.: Наука, 1976.
- Журавлев А.П., Фофанова Г.В., Янитс К.Л., Лийва А.А. Работы на Онежском озере. - В кн.: АО 1974 г. М.: Наука, 1975.
- Земляков Б.Ф. Работы на строительстве Беломорско-Балтийского канала. - Изв. ГАИМК, 1935, вып. 103.
- Панкрушев Г.А. Применение данных неотектоники для датирования древних поселений Карелии. - В кн.: Новые памятники истории древней Карелии. М.; Л., 1966.
- Савушкин И.И., Врублевская Э.Л., Журавлев А.П. Исследования в Пегреме. - В кн.: АО 1973 г. М.: Наука, 1974.
- Тимофеев В.И. Абсолютная датировка мезолита Европы по данным C¹⁴. - КСИА АН СССР, 1977, № 149.

УДК 551.481+550.93

Г.А. Елина, А.А. Лийва

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ БОЛОТ КАРЕЛИИ В СВЕТЕ РАДИОХРОНОЛОГИИ

Болота Карелии - существенный элемент ландшафтов. Они занимают в среднем около 30% ее территории. На равнинах морского и озерного генезиса, а отчасти и на волнистых моренных ледниковых и водно-ледниковых равнинах болота зачастую занимают 50-70% территории. Отсюда и все возрастающий интерес к их прошлому и будущему. Изучение и познание закономерностей становления и развития болот на фоне изменения растительности и всей природной среды в голоцене, проводимые в Карельском филиале

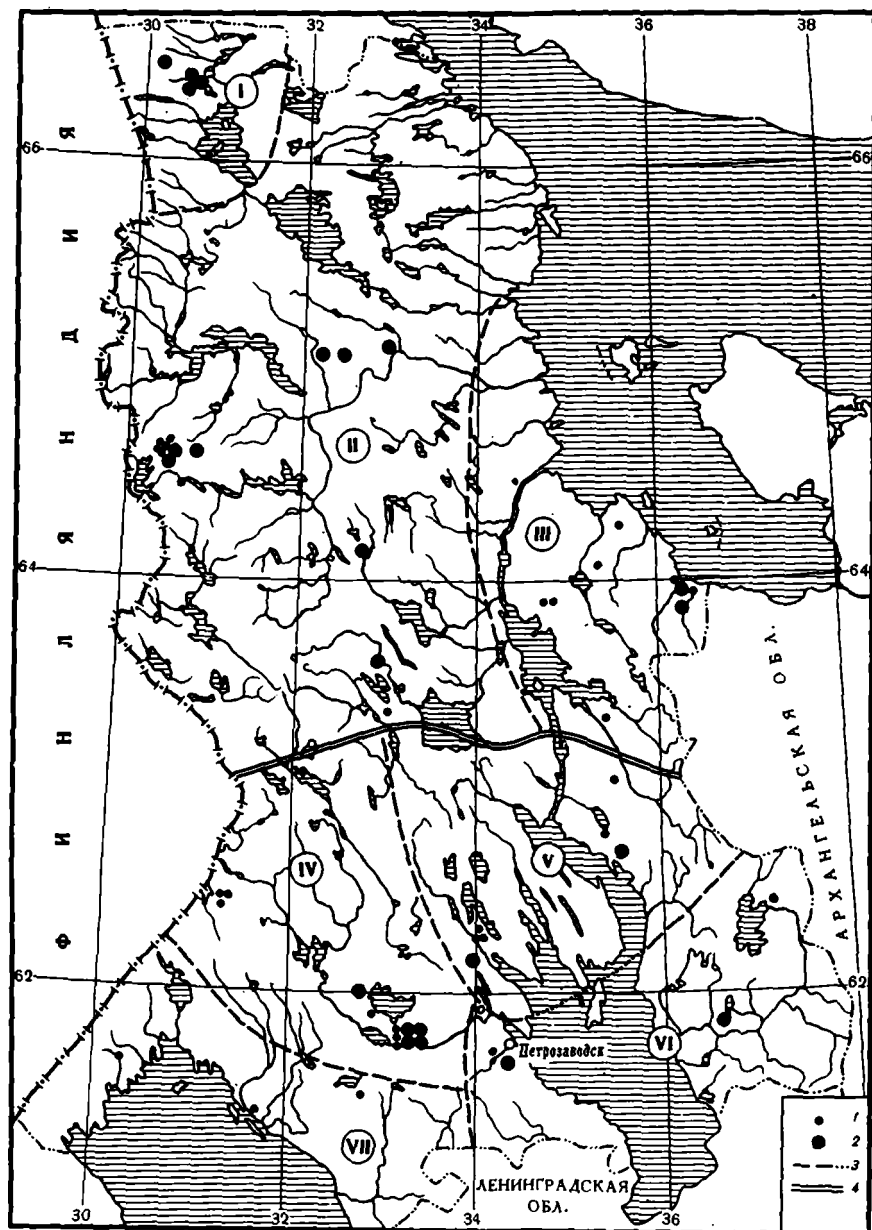


Схема расположения изученных разрезов

1 - разрезы, обеспеченные палинологическими данными; 2 - то же и датировками по C^{14} ; 3 - границы палинологических районов; 4 - современная граница подзон северной и средней тайги; I-VII - номера палинологических районов

АН СССР, позволят в ближайшем будущем использовать эти данные для прогнозирования хода сукцессий болотной растительности и планирования наиболее рационального использования болотных площадей и запасов органики в народном хозяйстве.

Для получения целостной картины формирования и развития растительности в голоцене привлечен обширный фактический материал: 56 спорово-пыльцевых диаграмм, в основном из органогенных отложений Карелии (аналитики Г.А.Елина и В.Н. Чачхяни) и 47 радиоуглеродных датировок, выполненных в Институте зоологии и ботаники АН Эстонской ССР. В диаграммах ранее проведена синхронизация отдельных руководящих уровней и выделены, в пределах голоцена, лесорастительные зоны [Елина, 1969; Пьявченко, Елина, Чачхяни, 1976]. Эти зоны и периоды достаточно четко сопоставляются с унифицированной для Европейской части СССР схемой М.И. Нейштадта [1965] и другими наиболее употребимыми схемами [Марков, 1934; Firbas, 1949; Nillson, 1964] и климатическими периодами Блитта-Сернандера.

Привлечение советского, а также финского литературного материала [Бискэ, 1959; Минкина, 1963; Вострухина, Ладышкина, 1964; Лаврова, Ладышкина, 1965; Малясова, Спиридонова, 1965; Экман, 1967; Хомутова, 1976; Девятова, 1976; Девятова, Какум, 1977; Ruuhijarvi, 1963; Sauramo, 1958; Sorsa, 1965; Vasari, 1962; Tolonen, 1967; Tolonen, Ruuhijarvi, 1976] облегчило задачу расчленения голоцена и корреляцию выделенных периодов и зон с материалами Ленинградской области, Прибалтики, Финляндии [Елина, 1971; Елина, Чачхяни, 1971]. Достоверное решение этой задачи оказалось возможным лишь после установления сотрудничества с радиоуглеродной лабораторией Института зоологии и ботаники АН Эстонской ССР. В результате проведенных исследований в Карелии выделено 7 палинологических районов с особыми геолого-геоморфологическими условиями и разным характером растительности в течение голоцена. Средние диаграммы каждого района, в которых выделены подтипы растительности, в отличие от типов (кольско-карельского, средне- и северорусского), выделенных М.И. Нейштадтом [1957, 1965], составлены на основании разного количества конкретных диаграмм и отличаются в основном по ходу кривых пыльцы ели [*Picea abies* (L.) Karst.] ели [*Alnus incana* (L.) Mch., *A. glutinosa* (L.)] и широколиственных пород¹. Подзону северной тайги Карелии характеризуют три подтипа (I–III), подзону средней – четыре (IV–VII) (рисунок, табл. 1).

На основании палинологических и радиоуглеродных данных выполнена корреляция голоценовых отложений (табл. 2). Кроме того,

¹ В порядке убывания встречаются: *Ulmus* (*Ulmus laevis* Pall., *U. scabra* Mill.), *Quercus robur* L., *Tilia cordata* Mill., *Acer platanoides* L., *Carpinus betulus* L., *Fraxinus excelsior* L.

Таблица 1

Основные отличительные особенности подтипов диаграмм древесных спектров

Палинологические районы и подтипы диаграмм	Количество диаграмм	Ель				Широколиственные		Ольха черная	
		начало доминирующего положения	пыльца, %			характер кривой	ср. макс. пыльцы, %	интервал	ср. макс. пыльцы, %
			SA	SB	AT ₂				
I. Северо-западный (возвышенность Маанселькя)	3	С начала SB	18	21	8	Прерывистая	1,2	Нет	0
II. Центральный северный (Северная озерная равнина)	13	С середины AT ₂	12	16	6	То же	1,6	AT ₂	2
III. Северо-восточный (Прибеломорская низменность)	12	С начала AT ₂	15	17	9	Сплошная	2,2	SB-AT ₂	2
IV. Юго-западный (Западно-Карельская возвышенность и Шуйская низина)	13	С начала AT ₂	10	18	5	Сплошная	5,4	SB-AT ₂	3
V. Прионежский северный	7	С начала AT ₁	20	23	19	"	3,0	SB-AT ₁	5
VI. Прионежский южный	8*	С начала BO ₂	21	38	20	"	5,0	SA-AT ₁	3
VII. Приладожский	11**	С начала AT ₁	13	18	10	"	8,0	Нет данных	

* Из 8 - 5 диаграмм литературных [Марков, 1934; Горюнова, 1960; Девятова, 1969].

** Из 11 - 9 диаграмм литературных [Минкина, 1963; Бискэ, Горюнова, Лак, 1961; Девятова, Какум, 1977].

датировано время появления ели, вяза, ольхи черной, лещины (*Corylus avellana* L.).

Оказалось, например, что эмпирическая граница пыльцы ели метакронна, время появления ели на севере и юге Карелии различается примерно в 1500 лет. Так, в центральной части Северной Карелии (р-н II, см. табл. 1, рисунок) ель появилась примерно 6900 лет назад (6900±60, ТА-955; 6945±50, ТА-1102), в Прибеломорье (р-н III) - примерно 7000 лет назад (7120±100, ТА-835). Но на самом северо-западе (р-н I) отмечено несколько более ран-

Таблица 2

Радиохронология основных рубежей и интервалов распространения

Рубежи и интервалы	Разрезы из палинологических			
	I	II	III	
Рубежи				
3A/3B	-	-	2500	
3B/AT	-	-	4600	
AT ₂ /AT ₁	6610±100	-	6300	
AT/BO	7350±90	-	7800	
	7920±100			
BO ₂ /BO ₁	8600±100	8990±100	-	
BO/PB	-	-	-	
Интервалы				
3A макс. ели	1200-2000	2000	1940±60	
3B макс. ели	-	3200±70	3500±70	
AT ₂ макс. ели	-	-	5575±80	
			5010±80	
BO макс. березы	8600±100	8000±100	8360±100	
		8900±100		
PB макс. березы	-	-	-	

нее появление ели: 7350±90 лет назад (ТА-1025). Для Средней и Южной Карелии имеются такие датировки, лет назад: 7760±100 (ТА-1022) - р-н IV, 7600±100 (ТА-578) - р-н V, 8460±100 (ТА-838) - р-н VI. Рациональная граница ели (время ее широкого распространения) датирована также довольно подробно. По табл. 1 видно, что раньше всего ель переходит в число доминирующих пород на юго-востоке республики (около 8000 лет назад) и позже всего - на северо-западе (примерно 4500 лет назад).

Радиоуглеродное датирование базальных слоев торфа и сапропелей из различных геолого-геоморфологических районов Карелии, а также датировка основных рубежей голоцена и отдельных наиболее существенных моментов в истории развития болот позволили реконструировать лесную и болотную растительность в отдельные периоды голоцена.

В пребореальный и бореальный периоды в Карелии практически не существовало разделения на природно-растительные зоны. На большей части территории господствовали березовые леса, близкие по составу к современным среднетаежным коренным березнякам приморских районов [Ruuhijarvi, 1963]. Сосняки были приурочены лишь к территориям с песчаной мореной или денудационно-текто-

районов (см. табл. 1)			Среднее значение
IV	V	VI	
2550±70	2975±60	-	2500
5065±70	4480±60	-	4500
-	-	-	6500
7900±100	7760±100	-	7800
-	-	-	8500
9470±150	-	-	9500
-	2000	-	1200-2000
4070±80	4270±60	-	3000-4000
5780±70	-	-	5000-5500
8670±100	8450±80	8530±80	8000-9000
8460±100			
9880±150	-	-	9500-10 000

ническому рельефу с маломощными почвами. Позднеледниковые остаточные водоемы занимали довольно значительные территории. Большое распространение имели также небольшие водоемы в резко расчлененном денудационно-тектоническом и флювиогляциальном (камовом и озовом) рельефе. Последнее подтверждается характером отложений и спорово-пыльцевых спектров. Большинство проанализированных разрезов на указанных территориях имеет небольшие слои сапропеля или примесь водной и прибрежно-водной пыльцы в придонных спектрах. Об особенно благоприятных условиях существования водно-болотной и болотной растительности в пребореальное и бореальное время свидетельствуют данные по приросту торфа и сапропеля (1-2 мм/год), превышающие все последующие его значения. И если в пребореальное время болота были довольно редки, то в бореальное они становятся уже обычным явлением, занимая глубокие понижения резко расчлененного рельефа. Распространены были евтрофные (низинные) болота с крупно-осоковыми и травяно-гипновыми сообществами, отложившими к концу бореального периода слои низинного торфа мощностью 1-2 м.

Мы располагаем достаточным количеством радиоуглеродных датировок, подтверждающих бореальный, реже - пребореальный

возраст озерных и болотных отложений из Северной и Южной Карелии, лет назад: на северо-западе (р-н I; см. рис. 1) - 8600 ± 100 (ТА-1021), 8695 ± 100 (ТА-1026), в центре Северной Карелии (р-н II) - 8990 ± 100 (ТА-954), 8995 ± 100 (ТА-1017), 8000 ± 60 (ТА-730); на северо-востоке (р-н III) - 8360 ± 100 (ТА-836); на юго-западе (р-н IV) - 9880 ± 150 (ТА-535 А), 8670 ± 100 (ТА-579), 8460 ± 100 (ТА-838); в Северном Прионежье (р-н V) - 8450 ± 80 (ТА-1023); в Южном Прионежье (р-н VI) - около 9000 (8530 ± 100 , ТА-955). Как видно, большинство датировок показывают начало или середину бореального периода. При анализе взаимосвязей возраста болот с генезисом отложений оказалось, что геолого-геоморфологическое окружение каждого из них совершенно различно: на северо-западе и в Северном Прионежье преобладает денудационно-тектонический крупный грядово-холмистый рельеф¹, в центре Северной Карелии, на юго-западе (Западно-Карельская возвышенность) и в Южном Прионежье - моренный ледниковый и водно-ледниковый волнистый, реже водно-ледниковый камовый рельеф, на северо-востоке (Прибеломорская низменность) - морская волнистая равнина. Во всех этих условиях наиболее глубокие болота примерно одновозрастны (ВО₁ или ВО₂). Мы имеем лишь одну датировку придонных отложений сапропеля болота Бездонное из юго-западной Карелии, относящуюся к пребореальному времени [Пьявченко, Елина, Чачиани, 1976].

Атлантический период характеризуется довольно значительными сдвигами, определившими распространение почти на всю территорию Карелии сосновых и сосново-березовых южнотаежных лесов. Сдвиг границ подзон достигал порядка 500 км, что близко к данным (200-400 км), приводимым Н.Н. Хотинским [1977]. Граница между подзонами южной и средней тайги проходила в Карелии примерно по $65^{\circ}30'$ с.ш., т.е. на $5^{\circ}30'$ севернее современной.

Во второй половине атлантического времени происходит интенсивное распространение ели и формирование сосново-еловых и еловых южнотаежных лесов, а в Южном Прионежье и в Приладожье они имели даже элементы подтаежных широколиственных еловых лесов. Эти леса занимали Южную Карелию (р-ны V-VII и отчасти II и III), остальная часть Карелии была занята сосновыми и березово-сосновыми южно- и среднетаежными лесами.

Очень широко и интенсивно в атлантическом периоде распространяются болота, причем не только в понижениях резко расчлененного рельефа, но и на равнинах ледникового и озерно-ледникового генезиса. Преобладают, по-прежнему, евтрофные болота, и лишь на территории Прибеломорской низменности на смену евтрофным приходят мезотрофные и олиготрофные болота.

¹ Названия генетических типов и форм даются по Г.С. Бискэ (1959).

Атлантическим временем датируются большинство среднеглубоких (3–4 м) болот аапа² Северной Карелии. По С¹⁴ датированы придонные слои торфа, сапропеля или контакты торфа с сапропелем на болотах: Северо-западный район – 7920±100 (ТА-1019); Центральный северный – 6945±50 (ТА-1102), 7400±100 (ТА-738), 6115±100 (ТА-1018), 6800±140 (ТА-581); Юго-западный – 5780±70 (ТА-447) лет назад.

В суббореальный период происходит некоторое похолодание, вызвавшее обратный сдвиг границ подзон тайги к югу: граница между подзонами южной и средней тайги в это время проходила примерно по 64° с.ш., пересекая ее с северо-востока на юго-запад. Господствующими типами лесов в Южной и Средней Карелии (р-ны IV–VII) становятся еловые крупнотравные и зеленомошные южнотаежные леса. В Северной Карелии (р-ны I, II), за исключением Прибеломорья (р-н III), доминировали сосновые и березово-сосновые среднетаежные леса. В Прибеломорской низменности формировался особый тип ландшафта, в котором еловые леса и болота (мезотрофные и олиготрофные) имели примерно равное соотношение. Суммарная площадь болот в суббореальное время заметно увеличилась, но это увеличение шло в основном за счет расширения площадей уже существовавших ранее болот, а не появления новых. В конце периода на болотах многих типов (аапа и прибеломорских) происходит формирование грядово-мочажинных и грядово-озерковых комплексов и смена евтрофных гипергидрофильных и гидрофильных сообществ на мезотрофные и олиготрофные мезогидрофильные и мезопсихрофильные. Основания торфов с вертикальной комплексностью, т.е. контакты залежи, отложенные простыми и комплексными растительными сообществами, имеют следующие датировки: 3050±60 (ТА-1103), 3500±70 (ТА-833) и около 2500 и 2000 лет назад (последние даты получены расчетным методом).

В субатлантический период уже в первой его половине произошло вытеснение еловых южнотаежных лесов и смена их на большей части территории сосновыми среднетаежными. Еловые леса сохранились лишь на крайнем юго-востоке (р-ны V и VI) и крайнем северо-западе (р-н I). Во второй половине периода леса и болота приобретают облик, близкий к современному.

Таким образом, с атлантического времени начало дифференциации растительности на зоны и подзоны совпадает со вспышкой болотообразовательного процесса, проявившейся в интенсивном за-торфовывании всех отрицательных форм рельефа. И если в бореальный период в Карелии, как на севере, так и на юге, глубокие понижения рельефа заболачивались одновременно, то позже эта

² Аапа – географический тип болот [Цинзерлинг, 1938; Кац, 1948]. Это – евтрофно-мезотрофные грядово-мочажинные и грядово-озерковые болота с низинной, реже переходной, топянной залежью.

одновременность нарушается. Поэтому в целом в пространственно-временном плане в объеме всего голоцена выявляется совершенно четкая зависимость возраста болота от типа рельефа. В резко расчлененных формах рельефа (денудационно-тектонических, флювио-гляциальных) массовое болотообразование датируется бореальным временем, на волнистых ледниковых, водно-ледниковых и озерных равнинах начало интенсивного образования болот произошло на рубеже бореального и атлантического времени или в первой половине атлантического. Вторая волна болотообразования относится ко времени 5000-4000 лет назад, когда происходило резкое расширение болотных площадей на базе уже имеющихся очагов.

ЛИТЕРАТУРА

- Биско Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959.
- Биско Г.С., Горюнова Н.Н., Лак Г.Ц. К характеристике голоценовых отложений Карелии. - В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.
- Бострухина Т.М., Ладышкина Т.Е. Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района в Карелии. - Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3.
- Горюнова Н.Н. О возрасте торфяно-болотных отложений Карелии. - Тр. Карел. фил. АН СССР, 1960, вып. 26.
- Девятова Э.И. Развитие поздней и послеледниковой растительности в районе Иксийской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии голоцена Архангельской области. - В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Девятова Э.И. Геологии и палинологии голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Прибеломорье. Л., 1976.
- Девятова Э.И., Какум Т. Некоторые особенности спорово-пыльцевых комплексов осадков позднего плейстоцена и голоцена в северо-восточном Приладожье. - В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1977.
- Елина Г.А. К истории развития болот юго-восточной части Прибеломорской низменности. - Ботан. журн., 1969, т. 54, № 4.
- Елина Г.А. Корреляция спорово-пыльцевых спектров голоцена Карельской АССР, Ленинградской области и Финляндии. - В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
- Елина Г.А., Чачхиани В.Н. Зональное сопоставление спорово-пыльцевых комплексов голоцена Карелии. - В кн.: Доклады ВГО. Апатиты, 1971.
- Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М., 1948.
- Маврова М.А., Ладышкина Т.Е. К вопросу о позднеледниковом Беломорско-Балтийском соединении. - Балтика, 1965, т. 2.
- Малиясова Е.С., Спиридонова Е.А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка. - Балтика, 1965, т. 2.

- Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1934, т. 4, вып. 1.
- Марков К.К., Порецкий В.С., Шляпина Е.В. О колебаниях уровня Ладонского и Онежского озер в послеледниковое время. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1934, т. 4, вып. 1.
- Минкина Ц.И. Материалы к определению возраста торфяных отложений Карельской АССР и некоторые особенности их стратиграфии. – Учен. зап. Тарт. ун-та, 1963, вып. 145.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.
- Нейштадт М.И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена. – В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., 1965.
- Пьявченко Н.И., Елина Г.А., Чачхиани В.Н. Основные этапы истории растительности и торфонакопления на востоке Балтийского щита в голоцене. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, т. 45.
- Хомутова В.И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа. – В кн.: Палинология Онежского озера. Л., 1976.
- Хотинский Н.Н. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Цинзерлинг Ю.Д. Растительность болот. – В кн.: Растительность СССР. М., Л., 1938, ч. 1.
- Экман И.М. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладонского перешейка: Дис. ... канд. геол. наук. Петрозаводск, 1967.
- Firbas S. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, 1949, Bd. 1.
- Nilsson T. Standardpollen Diagramme und C^{14} Datierungen aus dem Agerods Mosse im Mittleren Schonen. – Lunds. Univ. Arssk. N.F., 1964, Adv. 2, Bd. 59, N 7.
- Ruuhijarvi R. Zur Entwicklungsgeschichte der nordfinnischen Hochmoore. – Ann. Bot. Soc. "Vanamo", 1963, N 2.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. – Ann. Acad. Scient. Fenn., 1958, Bd. 111, N 51.
- Sorsa P. Pollenanalytische Untersuchungen zur spätquartären Vegetations und Klimaentwicklung im östlichen Nordfinland. – Ann. Bot. Fenn., 1965, Bd. 2, N 4.
- Tolonen K. Über die Entwicklung der Moore im finnischen Nordkarelien. – Ann. Bot. Fenn., 1967, Bd. 3.
- Tolonen K., Ruuhijarvi R. Standard pollen diagrams from the Salpausselka region of Southern Finland. – Ann. Bot. Fenn., 1976, v. 13.
- Vasari Y. A study of the vegetational history of the Kuusamo district (North-East Finland) during the Late-Quaternary period. – Ann. Bot. Soc. "Vanamo", 1962, v. 33, N 1.

И.М. Экман, А.А. Лийва

**ОБ АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ
«БОЛЬШОГО» ВЮРМА-ВАЛДАЯ
НА ОНЕЖСКО-ЛАДОЖСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ
(ПО ДАННЫМ C^{14} ДАТИРОВОК)**

Проблемы хроностратиграфии и палеогеографии "большого" валдая остаются до настоящего времени окончательно нерешенными и дискуссионными [Фаустова, 1978]. Различные представления, существующие по этим вопросам, свидетельствуют о необходимости продолжать всестороннее, углубленное изучение отложений верхнего плейстоцена, как в районах с известными стратотипическими разрезами, так и в областях, которые в этом плане считаются малоперспективными.

Карелия, расположенная в юго-восточной части Балтийского щита, относится преимущественно к зоне сильной ледниковой экзарации позднечетвертичного скандинавского ледникового покрова [Маккавеев, 1978]. В связи с таким положением в области деятельности ледника, находки подморенных органогенных отложений, межледниковых или межстадиальных, предполагаются здесь исключительно редкими и оцениваются практически как случайные. Однако исследования последнего десятилетия показывают, что межморенные минеральные толщи, включающие слои автохтонного торфа, сапропеля, остатки древесины и травянистой растительности, встречаются не так уже и редко в разных частях Карельской АССР. Подобные разрезы с органическим материалом, пригодным для датирования радиоизотопными методами, обнаружены в настоящее время как на западе республики (район Костомукшского горно-обогатительного комбината), так и в ее восточной части (бассейн верховий р. Воньма), а также в ряде пунктов Онежско-Ладонского перешейка, включая Петрозаводск.

В районе Петрозаводска вскрыты десятки верхнеплейстоценовых разрезов, содержащих органогенные слои (торф, сапропель). Первые находки подморенных межледниковых торфов были сделаны еще в первой половине 60-х гг. на южной окраине города, западнее пос. Ключевой [Экман, 1972].

В 70-х гг. погребенные органические слои были обнаружены в протяженной полосе западной окраины города в основном в ходе широко проводимых инженерно-геологических изысканий¹. Они представлены здесь отдельными линзовидными телами, прслеженными на расстоянии 4-5 км от пос. Куковка в северо-западном направлении до Радио-горы и далее к северу, от р. Лососинка до

¹ Авторы статьи глубоко благодарны М.Ю. Левкину и Г.К. Морозову за содействие в проведенных исследованиях.

местечка Древлянка. Эти подморенные залежи торфа и сапропеля располагаются преимущественно на высоких, террасовидных участках склона Онежской котловины. Обращают на себя внимание разные условия залегания линзовидных органических слоев в геологических разрезах и неодинаковое их гипсометрическое положение: от 112 до 127 м над ур. моря.

Учитывая только эти данные, не лишено было основания предположение, что не все изолированные друг от друга тела торфа и сапропеля идентичны по возрасту, что они могли формироваться в разные интервалы безледного периода. Уже первые радиоуглеродные датировки образцов органического материала из разрезов, отличающихся гипсометрическим положением слоев, подтвердили правомочность этого вывода. Одновременно наметилась возможность создания региональной геохронологической шкалы изменения геологических событий в позднем плейстоцене [Лийва, Экман, Ринне, 1977].

Накопление рассматриваемых подморенных органических отложений и местами генетически связанных с ними минеральных слоев происходило в заболачивающихся понижениях и малых водоемах, размещенных за пределами крупных бассейнов, распространенных в безледные интервалы позднего плейстоцена в Онежской котловине. Следы существования этих обширных водоемов известны по хорошо в настоящее время изученным в районе г. Петрозаводск двум межморенным толщам, из которых нижняя представлена морскими и частью ледниково-морскими отложениями, а верхняя — пресноводными [Девятова, 1972]. Залегание кровли осадков первой толщи нигде не превышает 39–41 м абс. высоты, а второй — 48–50 м.

Длительное время неясными и спорными среди исследователей оставались представления об условиях залегания, взаимоотношениях и стратиграфическом положении морского и пресноводного горизонтов [Волосович, 1908; Можейко, 1933; Земляков, 1936, 1939; Покровская, 1939; Шешукова, 1939; Горещкий, 1949; Бискэ, 1959; Покровская, Шарков, 1960; Алухтин, Экман, 1967; и др.]. Новейшими работами Э.И. Девятовой [1972] было достаточно однозначно доказано налегание пресноводной толщи на горизонт морены, которая подстилается морскими слоями. Детальные палинологические характеристики полных серий отложений обеих толщ позволили ей убедительно отнести нижний морской горизонт к миккулинскому межледниковью, а верхний озерный — ко второму верхнеплейстоценовому (средневалдайскому) интергляциалу. Одновременно было окончательно установлено первичное залегание морских межледниковых слоев, а не в виде отторженца в морене, как это предполагали некоторые исследователи [Покровская, 1939; Земляков, 1939; и др.].

Таким образом, в районе Петрозаводска средневалдайские озерные минеральные слои, отвечающие преимущественно фации глин и суглинков относительно глубоководного бассейна, дополняются и

коррелируются с идентичными по возрасту озерно-болотными отложениями, накопившимися в условиях избыточной увлажненности и в малых озерах. Следует отметить, что спорово-пыльцевые спектры всей межморенной пресноводной толщи [Девятова, 1972] отражают почти полный цикл в развитии растительности безледного периода, от конца ранневалдайского до начала поздневалдайского оледенения. С другой стороны, озерно-болотные отложения, несмотря на фрагментарность их разрезов, позволили использовать абсолютные методы датирования и на основании полученных данных наметить в первом приближении основные временные рубежи изменения природных событий в этом интервале.

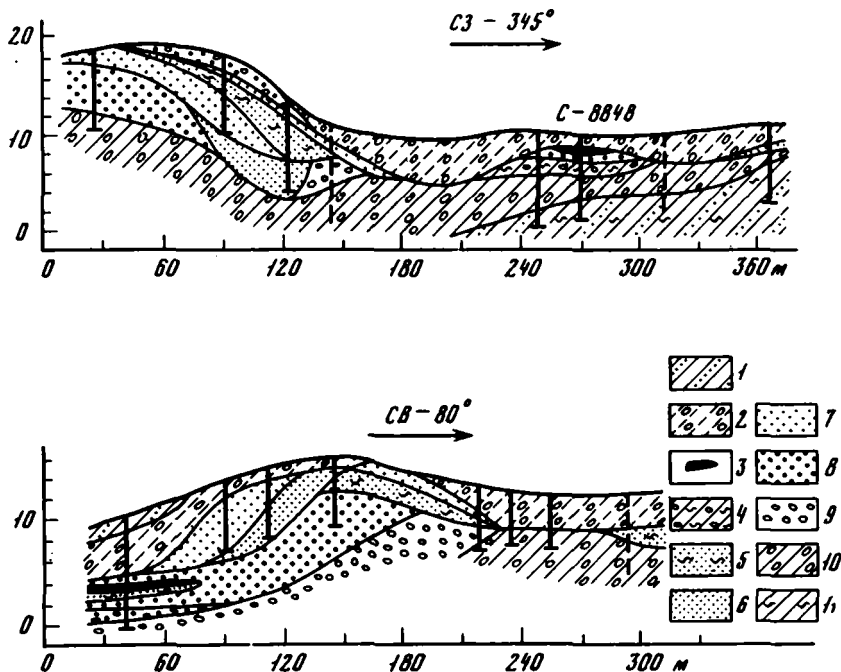
В настоящее время органические образования изучены с применением радиоуглеродного анализа на двух участках западной окраины г. Петрозаводск: юго-западнее ст. Голиковка (жилые микрорайоны Куковка I и II) и у местечка Древлянка. Расстояние между ними около 3-4 км.

По условиям залегания, результатам спорово-пыльцевых анализов и C^{14} -датировкам здесь можно выделить отложения нижневалдайского (калининского) и верхневалдайского (осташковского) оледенений, разделенные озерно-болотными слоями средневалдайского (молого-шексинского) межледниковья (рис. 1). Следует отметить местами довольно интенсивные гляциотектонические нарушения в верхнеплейстоценовых отложениях, порожденные деятельностью поздневалдайского ледника. Их проявления прежде всего устанавливаются по разнообразным гляциодинамическим структурным образованиям и созданным ими напорным формам рельефа.

Нижневалдайские слои представлены мореной и флювиогляциальными отложениями. По литологическим признакам моренная толща подразделяется на два горизонта: нижний, сложенный серыми и зеленовато-серыми пылеватými суглинками, с небольшим содержанием гравия и мелких валунов, и верхний, представленный бурыми и сероцветными валунными суглинками. В нижнем слое морены отмечаются по керну участки с неясной, деформированной "слоистостью". Общая вскрытая мощность моренной толщи около 8-10 м.

Флювиогляциальные отложения представлены сложнопостроенной слоистой толщей, состоящей из галечника, гравийно-песчаных образований и песков различной крупности зерна (см. рис. 1). В целом устанавливается уменьшение глубины осадков по разрезу снизу вверх. Мощность отложений не постоянна: в ненарушенных условиях залегания слоев она обычно не превышает 6-8 м, а в формах рельефа, порожденных гляциотектоникой, - возрастает до 15-16 м. В последнем случае, флювиогляциальные образования нарушены складчатыми и разрывными деформациями, принимают основное участие в строении гляциодислокаций (см. рис. 1).

На флювиогляциальных песках залегают средневалдайские озерно-болотные отложения. В некоторых разрезах они внизу представлены мелкозернистыми, нередко пылеватыми песками или

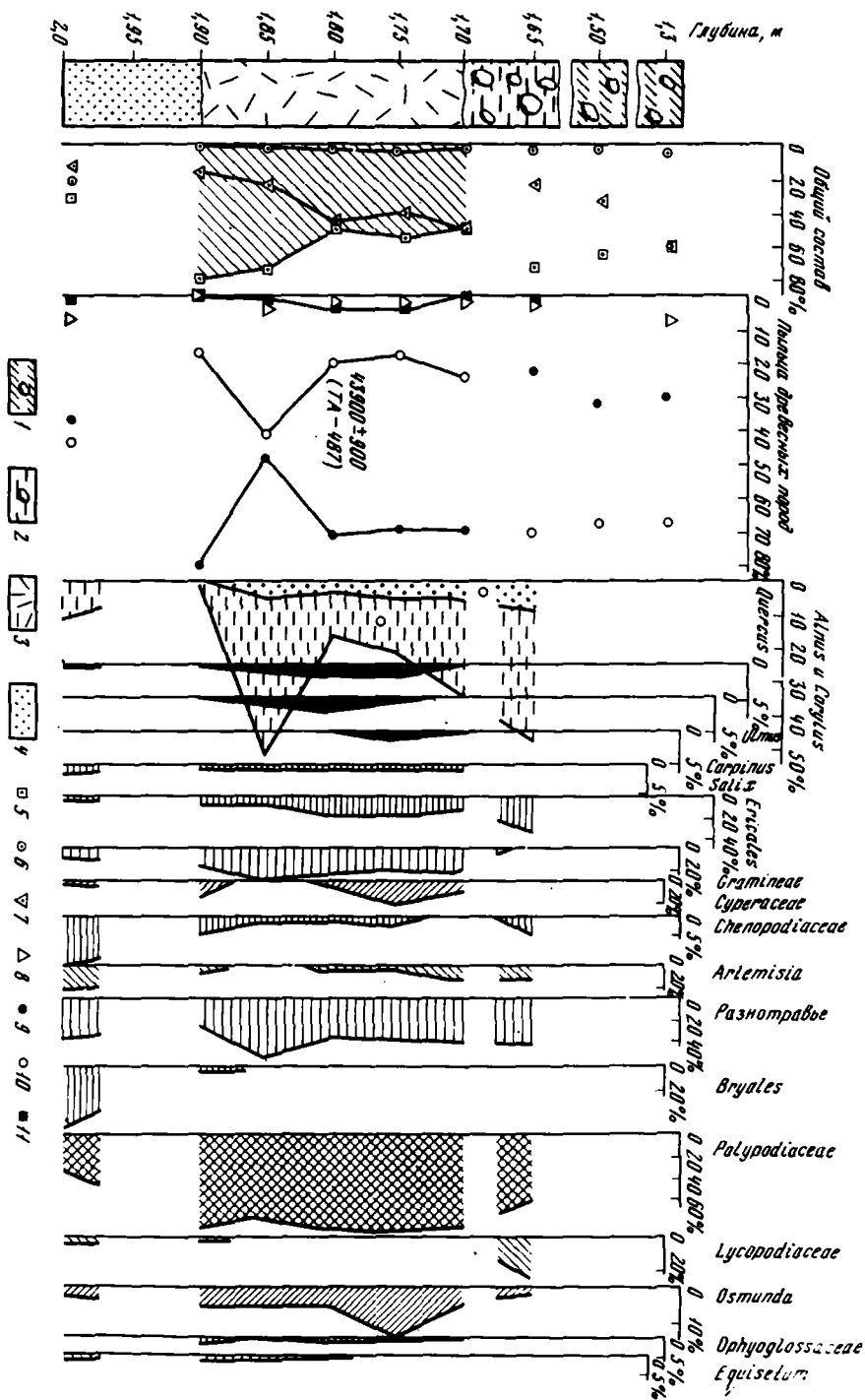


Р и с. 1. Разрезы верхнеплейстоценовых отложений на юго-западной окраине г. Петрозаводск (микрорайон Куковка I)

1 - ленточные глины (верхневалдайские); 2 - верхневалдайские валунные супеси (морена); 3 - средневалдайский торф; 4-11 - нижневалдайские отложения: 4 - валунные супеси, 5 - пески пылеватые, 6 - пески мелкие, 7 - пески средние, 8 - пески крупные, 9 - галечники, 10 - суглинистая морена, 11 - пылеватые суглинки с гравием (морена)

слоистыми темно-серыми суглинками (алевритами), перекрытыми местами глинистой сапропелью или торфом. В верхних частях озерных суглинков иногда отмечаются рассеянные включения растительных остатков (водных трав), а также торфянистые слои и линзочки, мощностью до 2-3 см. Известны также разрезы с автохтонным торфом или сапропелем, которые непосредственно залегают на нижневалдайских водно-ледниковых образованиях. Перекрываются органические слои мореной и, исключительно редко, - предледниковыми галечными песками верхневалдайского оледенения.

Мощность наиболее полных разрезов озерно-болотных отложений нигде не превышает 2-2,5 м, а входящих в их состав слоев торфа и сапропеля составляет лишь 0,1-0,5 м. Органические отложения чаще залегают в существенно ненарушенных гляциотектоникой условиях, на глубинах от 2 до 7 м от поверхности.



Комплексные исследования, и прежде всего радиоуглеродное датирование, позволили наметить выделение не менее трех групп слоев торфа и сапропели, образование которых происходило в разные временные отрезки неледниковой интервала.

Древнейшие органические слои межморенной толщи залегают на контакте водно-ледниковых образований нижнего и верхнего валдая и занимают наиболее высокое гипсометрическое положение. Так, радиоуглеродный возраст сильно минерализованной сапропели, вскрытой бурением в микрорайоне Кукковка III (скв. 12033, глуб. 4,7-5,2 м, на высоте около 127 м над ур. моря, составляет 46700 ± 1100 лет назад (ТА-927). Эта датировка относится, по-видимому, к начальному этапу улучшения климата неледниковой периода, когда создались условия для накопления первых органических слоев в донных осадках возникших здесь малых озер.

Важный разрез с подморенным автохтонным древесным торфом вскрыт канавой 151 (дополненной книзу скв. 8848, см. рис. 1) в 500 м к юго-западу от ст. Голиковка, в пределах жилого микрорайона Кукковка I.

В сводном разрезе установлены следующие слои (сверху вниз):

	Глубина, м
1. Супесчаная морена, очень плотная, сильно завалуненная	0,0-0,3
2. Супесь тяжелая, очень плотная, буровато-коричневая, участками пятнисто окрашенная, валунная (морена)	0,3-1,4
3. Супесь тяжелая, очень плотная, желто-бурого цвета, с гравийно-валунным материалом до 20-25% (морена)	1,4-1,55
4. Суглинок легкий, довольно плотный, влажный, валунный (морена)	1,55-1,7
Нижний контакт неровный, но резкий. Наблюдаются вдавленные в нижележащий торф валуны, которые полностью "погружены" в него	
5. Торф древесный, низинный, сильно уплотненный (сдавленный), минерализованный, темно-бурого цвета. Степень разложения более 50%. Обломки древесины сильно де-	

Р и с. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма средневалдайского автохтонного древесного торфа (микрорайон Кукковка I, канава 151)

Анализ А.М. Колканен

1 - валунные супеси (морена); 2 - валунные суглинки (морена); 3 - торф; 4 - крупные пески; 5 - пыльца древесных пород; 6 - пыльца трав и кустарничков; 7 - споры; 8 - ель; 9 - сосна; 10 - береза; 11 - сумма пыльцы широколиственных пород

формированы. На воздухе торф быстро темнеет становится черным	Глубина, м 1,7-1,9
Нижний контакт резкий и довольно ровный. После проходки слоя торфа, из подстилающих песков поступает напорная вода	
6. Песок преимущественно крупнозернистый, сероцветный, водонасыщенный, с глубины 2,4 м и ниже - галечный (флювиогляциальные отложения)	1,9-3,0
7. Супесь серая, с гравийно-галечным материалом (морена)	3,0-4,5
8. Суглинок серый, с гравием и галькой до 15-20% (морена)	4,5-5,7
9. Суглинок серый, пылеватый, местами неясно слоистый с редким гравием (морена) . . .	5,7-8,0

В этом разрезе лежащий под верхневалдайской мореной автохтонный торф подстилается флювиогляциальными песками нижнего валдая.

Палинологическое изучение торфа, выполненное А.М. Колканен, выявило обильное содержание в нем пыльцы и спор хорошей сохранности (рис. 2). Полученные спорово-пыльцевые спектры показывают господство в древесном покрове во время формирования торфяной залежи соснового леса (пыльцы 50-70%) с участием березы и постоянным присутствием дуба и вяза (пыльцы в сумме до 4-5%), а также лещины (до 7-8%). Существенное распространение имели, по-видимому, и ольшанники в местах, благоприятных для их обитания. Судя по результатам палинологического анализа, климатические условия во время накопления торфа были теплее, чем в настоящее время в южной части Карелии. И, очевидно, эти условия отвечают времени климатического оптимума средневалдайского межледниковья.

Этот вывод подтверждается при сравнении рассматриваемой диаграммы торфа (см. рис. 2) со спорово-пыльцевой диаграммой петрозаводской межморенной пресноводной толщи [Девятова, 1972]. По нашему мнению, она хорошо сопоставляется с нижней частью пыльцевой зоны III, которая, согласно Э.И. Девятовой, соответствует фазе развития смешанных хвойно-широколиственных лесов, характеризующей время климатического оптимума второго позднеплейстоценового межледниковья.

По данным радиоуглеродного анализа [Лийва и др., 1977], возраст образца, отобранного из торфяника, образовавшегося в период максимального средневалдайского потепления климата, составляет 43900 ± 900 лет назад (ТА-487).

Наиболее молодые подморенные органические слои, вскрытые бурением в районе местечка Древлянка (скв. 13647, 13647-А) были сформированы здесь 32520 ± 600 (ТА-1015) - 31750 ± 500 (ТА-1016) лет. назад. Они обнаружены на глубине 6,5-7 м, пред-

ставлены сильно минерализованными сапропелями, мощностью 0,3–0,5 м. Абсолютная высота их залегания 121–122 м. Отложения из этих разрезов не имеют пока палинологической характеристики. Согласно ботаническим анализам, в них присутствуют единичные остатки кустарничков, осоки волосистоплодной, тростника, пушицы и стеблей гипновых мхов (анализы А.А. Беловой).

Вопрос о принадлежности рассмотренных выше органических слоев к средневалдайскому межледниковью остается открытым. Видимо, скорее всего, они относятся к переходному, предледниковому периоду, предшествовавшему трансгрессии последнего ледникового покрова на европейские равнины [Серебряный, 1973].

К образованиям верхневалдайского оледенения относятся морена и озерно-ледниковые отложения. Морена представлена преимущественно буровато-серыми валунными супесями, мощностью до 7–8 м. С деятельностью поздневалдайского оледенения, как уже отмечалось выше, здесь связаны местами интенсивные проявления гляциотектоники.

В свете приведенных материалов возраст пограничного рубежа между ранним и средним валдаем ориентировочно оценивается в 47 000–48 000 лет назад. Климатический оптимум средневалдайского межледниковья имел место между 42 000 – 45 000 лет назад. Учитывая данные финских исследователей [Rainio, Lahermo, 1976], конец этого межледниковья предположительно завершился в интервале 40 000 – 37 000 лет назад, поздневалдайский ледниковый покров – не ранее 31 000 – 30 000 лет назад (скорее, значительно позднее) распространился на Онежско-Ладожский перешеек. Трансгрессии ледника предшествовал, видимо, длительный предледниковый (переходный) период.

ЛИТЕРАТУРА

- Апуктин П.И., Экман И.М. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей. – В кн.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.
- Биско Г.С. Четвертичные отложения и геоморфологии Карелии. Петрозаводск, 1959.
- Воллосович К.А. Петрозаводский морской постплицен. – В кн.: Материалы по геологии России, 1908, т. XXIII.
- Горевский Г.И. Карельское межледниковое море. – *Вопр. геогр.*; 1949, сб. 12.
- Девятова Э.И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфологии восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972.
- Земляков Б.Ф. Четвертичная геология Карелии. – Петрозаводск, 1936.
- Земляков Б.Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. – Тр. Сов. секции АИЧНБ. Л.; М.: ГОНТИ, 1939, вып. IV.

- Лийва А.А., Экман И.М., Ринне Т. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники АН ЭССР. - Изв. АН ЭССР, 1977, Сер. биол., № 4.
- Маккавеев А.Н. Геоморфологическая роль экзарации древних скандинавских материковых оледенений: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1978.
- Можейко Е.М. Менгледниковые отложения Петрозаводска. - Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1933, т. 3, вып. 2.
- Покровская И.М. Палеоботаническая характеристика морской подморенной толщи в г. Петрозаводске. - Тр. Сов. секции АИЧПЕ. М.; Л.: ГОНТИ, 1939, вып. IV.
- Покровская И.М., Шарков В.В. Кайнозой. - В кн.: Геология СССР. Т. XXXVII. Карелия. М., 1960.
- Серебряный Л.Р. Позднечетвертичный этап развития покровного оледенения: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1973.
- Фаустова М.А. Четвертичное оледенение Северного полушария. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 1.
- Шешукова В.С. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска. - Тр. Сов. секции АИЧПЕ. М.; Л.: ГОНТИ, 1939, вып. IV.
- Экман И.М. К характеристике органогенных менгледниковых отложений в окрестностях г. Петрозаводска. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1972.
- Rainio, Lahermo... 1976.

УДК 551.793+550.93

Э.Д. Лийвранд, Я.-М.К. Пуннинг,
А.В. Раукас, Г.И. Хютт

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗНЫХ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ПЭЭДУ

Как известно, в последние десятилетия наряду с традиционными геолого-геоморфологическими и палеонтолого-стратиграфическими методами исследования при изучении истории покровного оледенения и в корреляции разрезов все шире используются различные физические и изотопно-геохимические методы - радиоуглеродный, термолуминесцентный, палеомагнитный, ураново-иониевый и др. Благодаря широкому применению этих новых и весьма перспективных методов расширились и углубились наши знания не только о физическом возрасте отложений, но и о палеогеографических обстановках прошлого. Однако все перечисленные и другие методы исследования имеют определенные ограничения и, несмотря на постоянное усовершенствование, также довольно серьезные погрешности. Поэтому использование данных только одного метода может привести к ложным геологическим заключениям.

Тем более, что использующие полученные этими новыми методами результаты геологи часто не понимают содержания и возможностей этих методов и явно преувеличивают их значение.

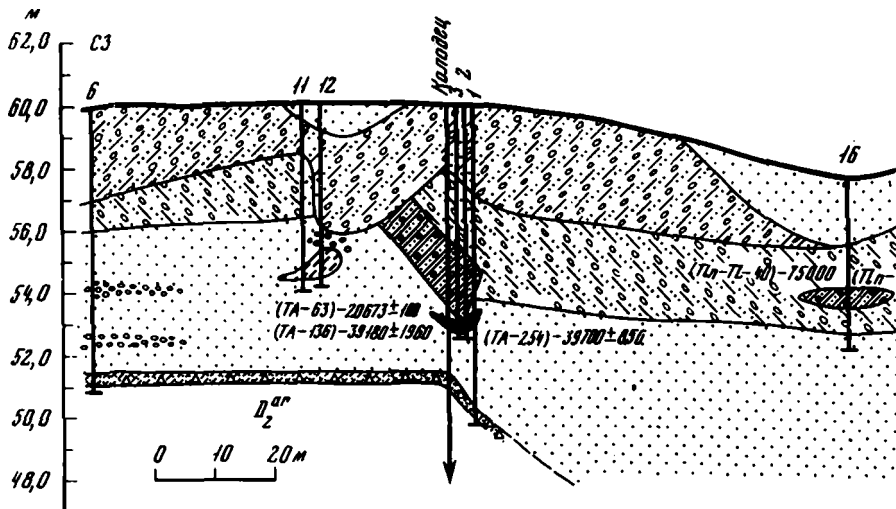
Для контроля разных методик единственным путем является комплексное изучение разрезов. В этом отношении выгодно отличается разрез Пээду близ г. Эльва в юго-восточной части Эстонии, который детально изучен палеонтолого-стратиграфическими, литологическими, инженерно-геологическими, радиоуглеродными и термолуминесцентным методами. Разрез вскрывает межморенную толщу, представленную песками с прослоем торфа и суглинка мощностью около 20–30 см [Пуннинг, Раукас, Серебрянный, 1967; Вийдинг, Льюкене, 1969; Лийвранд, Саарсе, 1976]. Органогенные отложения и межморенные пески в разрезе Пээду покрыты тремя разноцветными моренами общей мощностью около 6,5 м (рисунок). Подстилаются они локальной мореной изменчивого цвета и девонскими песчаниками и алевролитами. В отложениях рассматриваемого местонахождения заложено 17 буровых скважин, поэтому условия залегания отдельных слоев достаточно хорошо известны.

Органогенные отложения до сих пор обнаружены только скв. 4 и в разрезе колодца, где они лучше изучены и прослежены на расстоянии около 4 м. Межморенная органогенная толща имеет, видимо, вторичное залегание и отторженцевую природу, о чем свидетельствуют сильно наклонное залегание ее и ряд других признаков. Время, когда происходило переотложение, точно не известно, но во всяком случае это произошло после микулинского межледникового.

В литолого-минеральном составе и в геотехнических свойствах выделяемых в разрезе морен имеются различия [Вийдинг, Льюкене, 1969; Лийвранд, Саарсе, 1976]. По условиям залегания (см. рисунок) и литологическим признакам нижняя морена, залегающая в основании разреза, в настоящее время обычно рассматривается как морена ранневалдайского оледенения, а верхняя красно-бурая – как морена лужской (хааньской) стадии поздневалдайского оледенения. Средняя серая морена тоже верхневалдайская, но, видимо, древнее лужской стадии. [Вийдинг, Льюкене, 1969; Раукас, 1976].

Подстилающие пески по составу разнообразны. Нередко они интенсивно окрашены гидроокислами железа. Прослеживаются также прослойки гравия. Слоистость их горизонтальная, косая или неравномерная, генезис аллювиальный [Вийдинг, Льюкене, 1969] или водно-ледниковый [Лийвранд, Саарсе, 1976].

Желтоватые межморенные пески и встречающиеся в них линзы торфа, серого песка и серого суглинка с остатками древесины и шишек хвойных содержат пыльцу и споры, переотложенные преимущественно из межледниковых отложений [Лийвранд, Саарсе, 1976]. Характерная особенность полученных диаграмм (скв. 1–4, колодец) – отсутствие пыльцевых зон, которые коррелировались бы на расстоянии хотя бы нескольких метров. Это обусловлено отсутствием закономерной последовательности изменения спорово-пыль-



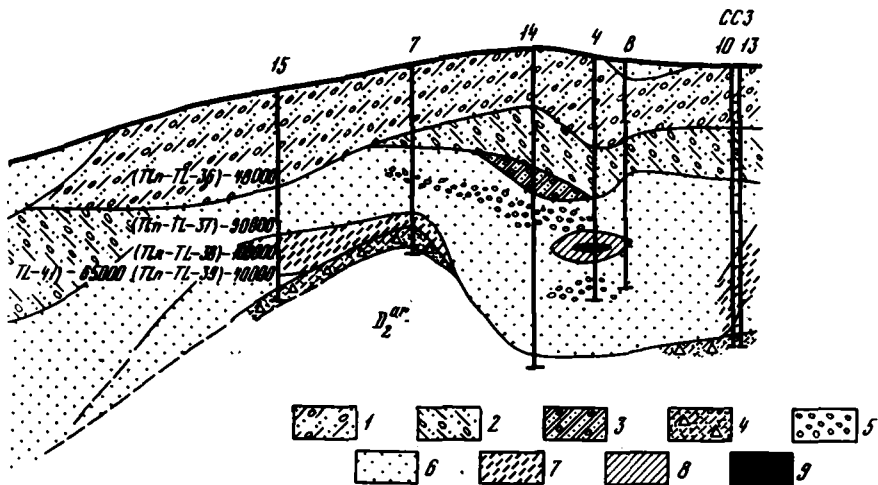
Геологический разрез плейстоценовых отложений в разрезе Пээду
 1 - красно-бурая морена; 2 - фиолетово-серая морена; 3 - серая морена; 4 - разноцветная локальная морена; 5 - гравий,

цевых спектров, а также их гетерогенным составом. Обнаруженные пыльца и споры принадлежат, по-видимому, к двум межледниковым комплексам - к миккулинскому и лихвинскому. В одних слоях, чаще всего в нижней части межморенного интервала, встречено много пыльцы дуба и орешника, а в других преобладает пыльца хвойных - ели, сосны и ольхи. В составе широколиственных пород преобладает пыльца граба. Обнаружена пыльца пихты, *Picea* sect. *Omorica* и споры *Osmunda*.

На границе названных двух межледниковых комплексов не прослеживаются изменений или перерывов в осадконакоплении, которые свидетельствовали бы здесь о существовании отложений различных межледниковий. Межморенные отложения в разрезе Пээду, по всей вероятности, накапливались в течение одной безледной эпохи, когда в соответствующий водоем приносилась перетолженная пыльца из отложений различных межледниковий.

Наряду с приведенными выше пыльцой и спорами в изученных отложениях найдены также пыльцевые зерна и споры перигляциальной растительности - карликовой березы, маревых, тундровых плаунов. Они могут быть свидетелями распространения в окрестностях Пээду перигляциальной растительности, но не исключено, что и они переотложены. Спорово-пыльцевые спектры смешанного состава обнаружены и в покрывающих межморенные отложения моренах (скв. 4).

Палинологические исследования в разрезе Пээду свидетельствуют о существовании холодных, возможно межстадиальных или



6 - песок; 7 - супесь; 8 - суглинок; 9 - торф и минералогенные отложения с содержанием органического вещества

Цифры на разрезе - номера скважин

межфазальных климатических условий во время образования межморенных отложений. Однако из-за наличия большого количества переотложенной пыли определение стратиграфического ранга межморенного слоя связано с большими трудностями. Стратиграфическое положение изученных отложений приблизительно определяется наличием переотложенной пыли из миккулинских межледниковых отложений, что позволяет их отнести к валдайской ледниковой эпохе. Сделанный на основе палинологического изучения межморенных отложений вывод соответствует условиям залегания отложений.

Но, к сожалению, результаты палинологического, как и литологического анализов не позволяют определить возраст этих отложений более точно. Весьма открытым, за исключением возраста верхней красно-бурой морены, остается также возраст морен и подстилающих песков. Поэтому для более точного определения возраста отложений нами были привлечены радиоуглеродный и термолуминесцентный методы.

Радиоуглеродным методом межморенные отложения датированы неоднократно. Первый образец - кусок торфа из подморенного песка - был представлен для датирования К. Каяком еще в 1965 г. Получена датировка 20673 ± 100 лет назад (ТА-63). Второй образец - крупный кусок древесины, представленный в 1966 г. Э. Льюкене, датирован 39180 ± 1960 лет назад (ТА-136). Впоследствии выяснилось, что образец ТА-63 загрязнен молодыми корнями и поэтому произошло его "омоложение". Так как не была исключена вероятность "омоложения" и образца ТА-136 [Пуннинг,

1969], органогенные отложения из этого разреза были подвергнуты повторному радиоуглеродному анализу. Установлены следующие результаты [Пуннинг, 1970]: основной материал после выделения гумусовых веществ имеет возраст $39\,700 \pm 850$ лет назад (ТА-254) и выделенные гумусовые вещества – $31\,200 \pm 800$ лет назад (ТА-254А). Датирование разного материала (древесина, древесный торф, гумусовые вещества) из этого разреза позволило Я.-М.К.Пуннингу [1970] считать полученные датировки весьма близкими к истинным.

Но учитывая переотложенный характер материала, датированного радиоуглеродным методом, этот вывод не безапелляционен. По-видимому, в процессе перемещения из своего первоначального места образования органогенные отложения обогащались более молодым углеродом. Но это не противоречит выводу, что переотложение могло состояться в средневалдайское время.

Как известно, палинологический метод не позволяет еще точно определить стратиграфическое положение межстадиальных и меифазальных отложений. Для этого необходимы физические или изотопно-химические методы. Для решения возникших сомнений о возрасте изученных отложений нами был привлечен термолуминесцентный метод, который, к сожалению, тоже не дал еще окончательного ответа.

Термолуминесцентный метод в настоящее время находится лишь в стадии разработки. Особенно большие трудности в его применении встречаются при датировании ледниковых отложений, в частности морен, которые формируются в результате механического смешивания кластического материала разного литолого-минерального состава и разного возраста. Предполагается [Судакова, Ильичев, 1974], что создаваемое в ледниковых покровах высокое давление может приводить к стиранию первоначальной светосуммы минералов. Но морены, как известно, могут накапливаться в субаэральных и субаквальных условиях, под движущимися и омертвевшими льдами, перед фронтом ледника, под ледником и в результате его поверхностной абляции [Dreimanis, 1976 и др.].

Различные экзогенные факторы, в том числе, давление (кстати роль которого экспериментально не исследована), должны безусловно проявляться в термолуминесцентных свойствах морен разных генетических типов и фаций по разному [Хютт, Раукас, 1977]. К тому же, ледник в процессе движения непрерывно обогащается материалом подстилающих пород, термолуминесцентные свойства которых существенно различаются. Далеко не всегда этот материал подвергается высоким напряжениям. Ведь даже в донной морене высокая плотность отложений обычно является не результатом больших давлений, а скорее всего их последующего "старения", главным образом в результате периодического увлажнения и высыхания отложений [Martin, 1977]. Поэтому точность термолуминесцентного метода пока остается невысокой при изучении морен уже из-за чисто геологических причин и к нашим результатам

изучения данного разреза по этой причине следует относиться как к очень ориентированным. Хотя датирование песков с геологической точки зрения несколько более надежная задача, и здесь все же встречаются немалые технические трудности, которые могут существенно искажать действительный возраст отложений.

Оценивая достоверность представленных на рисунке результатов термолуминесцентного датирования следует сразу отметить, что они не согласуются с радиоуглеродными определениями. Но это отнюдь не означает, что именно они неверны. Явно ошибочной можно считать лишь датировку поверхностной красно-бурой морены (Tln-TL-36), возраст которой легко определяется геоморфологическим методом и составляет, видимо, около 12 600 лет назад [Паукас, 1972]. Но с другой стороны, нам представляется не случайным близкое значение возрастов двух рядом расположенных образцов морен (Tln-TL-40 и Tln-TL-41) и песков (Tln-TL-37 и Tln-TL-38), а также сохранение возрастной последовательности с глубиной.

Перейдем сейчас к анализу полученных термолуминесцентным методом датировок песков. Несмотря на то что самая нижняя датировка (Tln-TL-39) хорошо согласуется с радиоуглеродными датировками, все же нет оснований исключить датировки Tln-TL-37 и Tln-TL-38, которые указывают на конец микulinского межледниковья или начало валдайского ледниковья. Подстилающая локальная морена в таком случае может быть отнесена либо к московскому горизонту, либо к нижнему валдаю.

Труднее объяснить полученный возраст второй сверку буровато-серой или фиолетово-серой морены - 65 000 - 75 000 лет назад (Tln-TL-40, 41), что в своем временном диапазоне соответствует ранневалдайскому оледенению. Но учитывая датировку (Tln-TL-39), не исключен и ее более молодой возраст. Нахождение переотложенной лихвинской и микulinской органики ниже этой морены можно объяснить либо переотложением их до наступления ледников ранневалдайского оледенения, либо наличием здесь сложных, еще не полностью осконтуренных гляциодислокаций, которые обусловили вторжение линз органики под фиолетово-серую морену.

Как видно, средневалдайский возраст изученных межморенных отложений не является единственно возможным, хотя наиболее правдоподобен. Следует подчеркнуть, что в этом сообщении мы не ставили себе задачу дать исчерпывающий ответ о возрасте моренных горизонтов и межморенной органики в разрезе Пэду, а хотели лишь обратить внимание на то, как сильно могут отличаться друг от друга геологические построения, если они основываются лишь на одном методе исследования. Применение комплекса методов, в том числе физических и изотопно-геохимических, открывает для решения проблем палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода совершенно новые перспективы и избавляет от возможных ложных заключений, которые неизбежно возникают в случае использования одного метода.

- Вийдинг Х., Лыокене Э. Средневалдайские межстадиальные отложения в Пээду (Юго-Восточная Эстония) – Изв. АН ЭССР. 1969, т. 18. Сер.-геол., № 4.
- Лийвранд Э., Саарсе Л. Геологическая и палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений местонахождения Пээду. – Изв. АН ЭССР. Сер. хим.-геол., 1976, т. 25, № 4.
- Пуннинг Я.-М.К. Применение радиоуглеродного метода для изучения строения, истории покровного оледенения в верхнем плейстоцене и эволюции древнебалтийских водоемов в раннем и среднем голоцене на территории Прибалтики: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Таллин, 1969.
- Пуннинг Я.-М.К. О погрешностях радиоуглеродного метода и о контроле достоверности полученных дат. – Изв. АН ЭССР. Сер. хим.-геол., 1970, т. 19, № 3.
- Пуннинг Я.-М.К., Раукас А.В., Серебрянный Л.Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. – В кн.: Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.
- Раукас А.В. Формирование плейстоценовых отложений и гляциальных форм рельефа Эстонии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Таллин, 1972.
- Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1976.
- Судакова Н.Т., Ильичева В.А. Возраст морен Ярославского Поволжья. – В кн.: Инженерно-геологическое изучение морен. Ярославль, 1974.
- Хутт Г.И., Раукас А.В. О перспективах использования термолумinesцентного метода для определения возраста четвертичных отложений. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Dreimanis A. Tills: their origin and properties. – In: Glacial Till. An Interdisciplinary Study/Ed. by R.F.Legget. Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., 1976, N 12.
- Martin L. Moreeni ehitusgeoloogilistest omadustest erinevates pinnavormides. – Ehitusgeoloogia Kogumik, IV. Tallinn, 1977.

УДК 551.79+550.93

Х.А. Арсланов, А.С. Лавров, В.В. Лядов,
Л.Д. Никифорова, Л.М. Поталенко, Т.В. Тertychnay

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕВАЛДАЙСКОГО ИНТЕРВАЛА И ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Проведенные в 70-х годах комплексные геолого-геоморфологические исследования четвертичного покрова северо-востока Европейской части СССР принесли обширный фактический материал, который позволил на новом уровне знания реставрировать палеогеографию конца позднего плейстоцена. Основными объектами

изучения были образования последнего для этого региона ледникового покрова и подстилающие их преимущественно аллювиальные и озерные отложения. Большое число разрезов, перекрытых основной мореной последнего ледника, получило палинологическую и радиоуглеродную характеристики. Количество конечных датировок подморенной толщи в настоящее время достигло двадцати (таблица). Все они укладываются в хронологический интервал 48 000–33 000 лет назад, что позволило считать большую часть подморенных отложений средневалдайскими, а развитие последнего ледникового покрова синхронизировать с поздневалдайским временем.

Подавляющая часть средневалдайских датировок приурочена к аллювиальным отложениям, повсеместно распространенным на севере Печорской низменности. Здесь изучены разрезы Шапкина I, Шапкина II, Шапкина III, Урдюга, Тырыбей, Черная, Седюха, Вельт I, Созьва I, Бор, Голодная Губа (рис. 1). В Западном Приитиманье средневалдайские отложения развиты, по-видимому, не менее широко, но содержат мало органических остатков, чем и объясняется небольшое количество радиоуглеродных датировок в этом регионе: разрезы Небдино и Кыловка (см. рис. 1, карта-врезка).

По литологии, характеру слоистости и условиям залегания в изученных разрезах уверенно выделяются две фации аллювия – русловая и старичная.

Русловые отложения представлены светлыми песками различной зернистости, с горизонтальной или косой слоистостью, обычно с базальным гравийно-галечниковым горизонтом в основании.

Не меньшее значение имеют старичные осадки – суглинки, алевроиты, тонкие пески темно-серых, синеватых тонов, выполняющие понижения в толще песков русловой фации. Именно к старичному аллювию, образцы которого были датированы радиоуглеродным методом и дали конечные значения абсолютного возраста, приурочена основная часть торфяных линз.

Стратиграфическое положение средневалдайского аллювия строго определено. Он формирует нижнюю часть общего разреза средневалдайской толщи, в то время как верхняя ее часть представлена озерными отложениями – однородными мелко- и тонкозернистыми песками, алевроитами, глинами. Строго лимитирована и гипсометрическая позиция средневалдайского аллювия. Так в разрезе Кыловка, наиболее удаленном от моря, альтитуда аллювиальных отложений составляет 70–75 м.

В северных районах и особенно в непосредственной близости к берегу Баренцева моря высота залегания средневалдайского аллювия снижается. В бассейне р. Пеза подошва его занимает абсолютные высоты 55–60 м, а кровля старичных отложений 65–70 м. В низовьях Печоры (разрезы Урдюга, Шапкина I, II, Созьва I, Бор и особенно разрезы Голодная Губа и Шапкина III) аллювий располагается в интервале 10–25 м абс. высоты. Но в долинах небольших рек этого региона (разрезы Черная, Седюха, Вельт I) аллювий

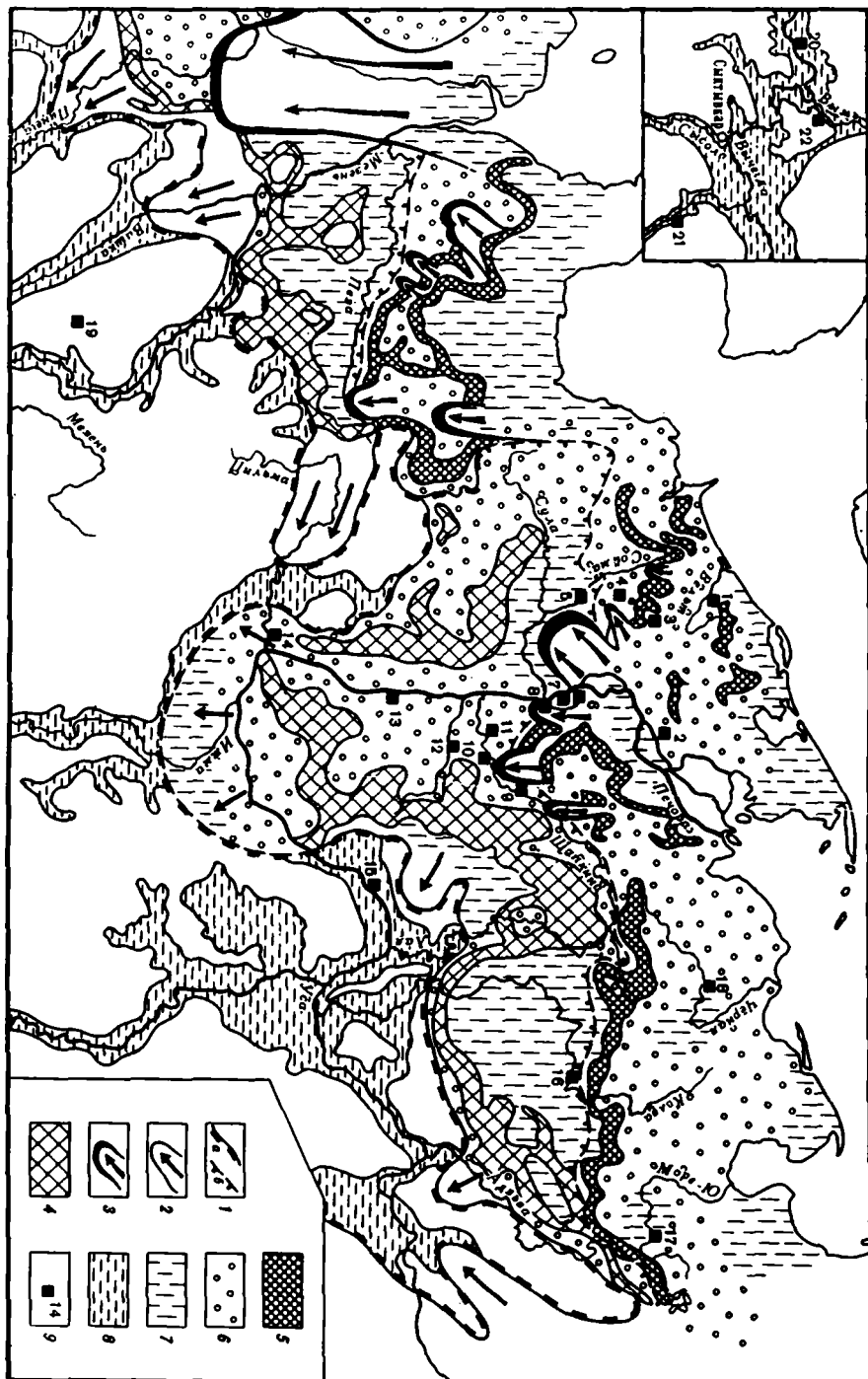
**Результаты геохронологического изучения разрезов средне-
валдайских и поздневалдайских отложений**

Название разреза	Датированный материал	Возраст по C^{14} , лет назад
Кылтовка	Ствол ели из руслово- го аллювия под озерно- ледниковыми отложения- ями	47520 $\pm$ 1000 (ЛУ-566)
Черная	Древесина из старично- го аллювия под верхней мореной	47210 $\pm$ 1270 (ЛУ-674)
Бор	Торф в старичном ал- лювии, слагающем цо- коль голоценовой тер- расы	46880 $\pm$ 2090 (ЛУ-624)
Шапкина III	Торф из старичного ал- лювия под озерными от- ложениями и верхней мореной	46570 $\pm$ 1610 (ЛУ-793)
Седуяха	Аллохтонный торф в пе- сках руслового аллювия под озерными отложения- ями и верхней мореной	44390 $\pm$ 1150 (ЛУ-780)
Голодная Губа	Торф из аллювия под верхней мореной	44090 $\pm$ 1160 (ЛУ-676В)
Шапкина I	Торф из старичного ал- лювия под верхней мо- реной	42660 $\pm$ 970 (ЛУ-519) 43240 $\pm$ 1040 (ЛУ-394) 45280 $\pm$ 1200 (ЛУ-515В)
Вельт I	Прослой аллохтонного торфа в дислоцирован- ном аллювии под верх- ней мореной	43250 $\pm$ 1110 (ЛУ-677)
Урдюга	Торф из старичного ал- лювия под озерными от- ложениями и верхней мореной	42810 $\pm$ 1200 (ЛУ-533)
Шапкина II	Торф из старичных ал- лювиальных отложений под верхней мореной	40650 $\pm$ 790 (ЛУ-550) 40860 $\pm$ 1260 (ЛУ-517В)
Кылтовка	Древесина из старично- го аллювия под озерно- ледниковыми отложения- ями	39170 $\pm$ 470 (ЛУ-588)
Тырыбей	Прослой торфа в песках под верхней мореной	38670 $\pm$ 870 (ЛУ-512В) 39840 $\pm$ 570 (ЛУ-512А)

Название разреза	Датированный материал	Возраст по C^{14} , лет назад
Небдино	Торф в аллювии, слогающем цоколь голоценовой террасы	37990 ± 440 (ЛУ-609)
Созьва I	Торф из аллювиальных отложений под лимнокамом	33520 ± 470 (ЛУ-513А) 34540 ± 1570 (ЛУ-513В)
Окунево	Торф и веточки из старичного аллювия	12540 ± 130 (ЛУ-763) 12740 ± 160 (ЛУ-516А)
Денисовка	Торф из старичного аллювия	12260 ± 180 (ЛУ-364В) 12360 ± 170 (ЛУ-390)
Локчим	Торф из верхней части аллювия	12260 ± 300 (МГУ-ИОАН-208)
Гам	Торф из озерных отложений	11900 ± 130 (МГУ-454)
Море-Ю	Древесина из прослоев торфа в озерных отложениях	9190 ± 60 (ЛУ-684) 8840 ± 70 (ЛУ-657) 8060 ± 60 (ЛУ-656)
Хорей-Вер	Древесина из озерных отложений	7980 ± 160 (МГУ-ИОАН-256) 7830 ± 80 (ЛУ-607) 7690 ± 90 (МГУ-222)

имеет существенно более высокое положение (30–50 м). Возрастной интервал аллювия ограничен 48 000–33 000 лет назад. Это позволяет считать, что в первой половине средневалдайского интервала даже в наиболее низких участках региона (север Печорской низменности) существовала развитая эрозионная сеть. Ее основные водотоки прослежены до южного берега Баренцева моря и продолжались, по-видимому, севернее него, в пределах современного Баренцева шельфа.

Палинологическое изучение средневалдайских отложений выявило неоднократные изменения растительного покрова, вызванные резкими климатическими колебаниями. Характер спорово-пыльцевых спектров позволяет уверенно выделять этапы потеплений и похолоданий. Установление ранга потеплений проводится на основе сопоставления пыльцы и спор с субрегентными спектрами северо-востока Русской равнины [Никифорова, 1978], а также со спектрами климатических оптимумов голоцена и миклулинского межледниковья. Достаточно обоснованных индивидуальных признаков отдельных этапов (как теплых, так и холодных) пока не установлено. Вследствие



этого хронологическим каркасом для корреляции одновозрастных "теплых" и "холодных" эпох служат только результаты радиометрического датирования органогенных отложений.

По комплексу радиоуглеродных и палинологических данных все разрезы средневалдайских отложений можно соотнести с четырьмя хронологическими интервалами: I - 48 000 до 45 500 лет назад; II - 45 500-42 500; III - 42 500-38 000 и IV - меньше 38 000 лет назад.

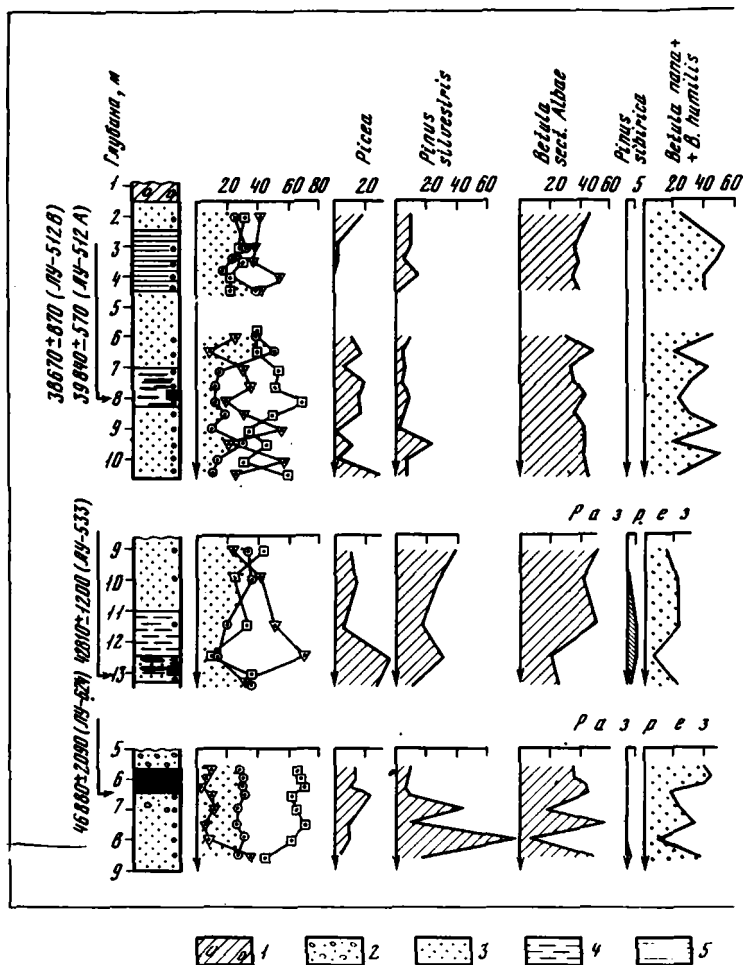
Спорово-пыльцевые спектры разрезов интервала 48 000-45 500 лет назад в целом отражают преобладание лесного типа растительности на всей территории, но с некоторыми пространственными различиями. В южных частях региона (бассейн Вычегды, Цильмы) в составе лесов доминировали сосна и береза, а на севере эдификатором лесных сообществ становилась ель. Так, в разрезе Черная, расположенном вблизи побережья Баренцева моря, количество ее пыльцы достигает 40%. Участие тундровых группировок, в основном из карликовой березки, было примерно одинаковым (20-40%) на всей территории. Роль марево-попынных ассоциаций для оптимальной фазы интервала невелика: при содержании пыльцы траянистых растений в общем составе 20-30% на долю полыней приходится лишь 4-18%, а маревых - 0-5%. Таким образом, в интервале 48 000-45 500 лет назад на северо-востоке Русской равнины широкое распространение имели лесные формации. Островные леса из ели, сосны и березы выходили к побережью Баренцева моря, т.е. гораздо севернее, чем в настоящее время.

Представление о растительности этого времени дает спорово-пыльцевая диаграмма разреза Бор (рис. 2). Здесь в общем составе



Р и с. 1. Схема динамики краевой зоны последнего ледникового покрова (составили А.С. Лавров и Л.М. Потапенко)

1 - границы ледника: а - в фазу максимального продвижения, б - перед заключительным этапом деградации; 2-3 - подвижки ледниковых языков повышенной активности: 2 - в фазу максимального продвижения, 3 - в заключительный этап деградации; 4, 5 - пояса маргинальных моренных валов, образованных пассивным льдом в фазы стабилизации ледникового края: 4 - в начальный этап деградации, 5 - в заключительный этап деградации; 6-8 - рельеф, образованный при деградации мертвого льда: 6 - моренные холмы и равнины, камы, лимнокамь, озы, 7 - террасы интрагляциальных и послеледниковых озер, 8 - приледниковые подпружные долинныя озера в максимум оледенения; 9 - опорные разрезы: 1 - Вельт I, 2 - Голодная Губа, 3 - Седунка, 4 - Тырыбей, 5 - Урдюга, 6 - Лабажское, 7 - Вастьянский Конь, 8 - Мархида, 9 - Шапкина I, 10 - Шапкина II, 11 - Шапкина III, 12 - Созьва I, 13 - Окунево, 14 - Бор, 15 - Денисовка, 16 - Хорей-Вер, 17 - Море-Ю, 18 - Черная, 19 - Небдино, на врезке: 20 - Гам, 21 - Локчим, 22 - Кылитовка

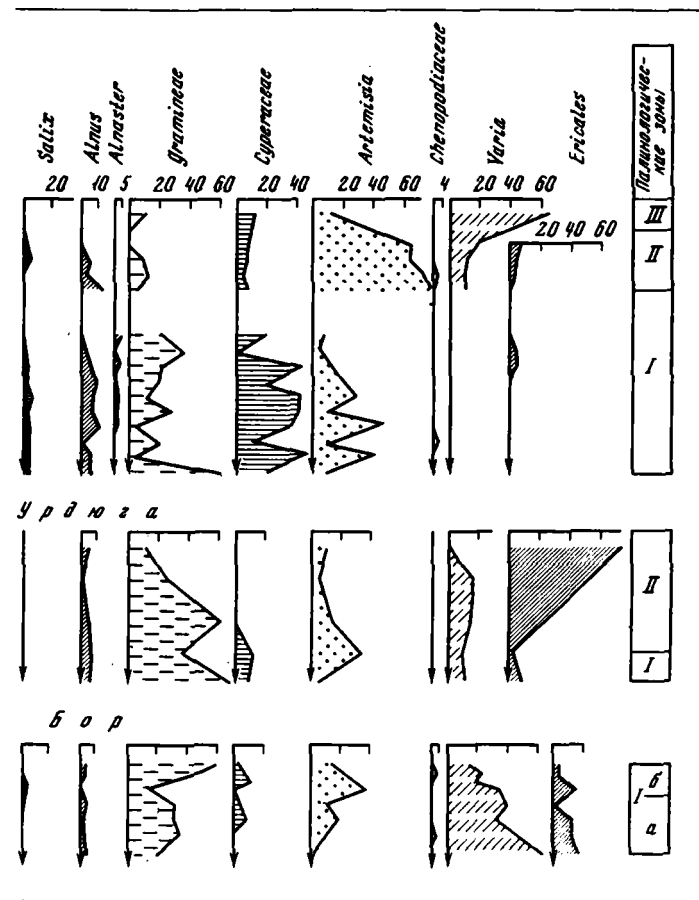


Р и с. 2. Спорово-пыльцевые диаграммы средневалдайских отложений (составила Л.Д. Никифорова)

Верхняя диаграмма - разрез Тырыбей

преобладает пыльца древесных пород, среди которых господствуют сосна и береза. По соотношению основных компонентов зона делится на две подзоны. В подзоне "а" количество пыльцы ели постепенно возрастает снизу вверх от 1 до 22%, а содержание пыльцы кустарниковых берез колеблется от 12 до 31%. В пыльце трав господствует пыльца злаков и разнотравья. Подзона "б" близка по составу спектров подзоне "а", но здесь выявляется повышенное содержание (до 45%) пыльцы кустарниковых берез.

Спектры разреза Бор в целом имеют много общего со спектра-



1 - суглинки валунные; 2 - пески с гравием и галькой; 3 - пески; 4 - алевроиты; 5 - глины; 6 - торф; 7 - места отбора проб на радиоуглеродное датирование; 8 - пыльца деревьев и кустарников; 9 - пыльца трав и кустарников; 10 - споры

ми руслового аллювия современных рек северной тайги, но отличаются от них присутствием значительного количества пыльцы полыней. Выделенная зона хорошо сопоставляется с зоной I разреза Кытловка [Арсланов и др., 1978].

В интервале 45 500-42 500 лет назад наступил этап резкого ухудшения климата. На всем северо-востоке Русской равнины широкое распространение получили травянистые сообщества из полыней и ерниковые тундры. Роль пыльных группировок особенно велика была на севере территории в районе р. Шапкина [Арсланов

и др., 1977]. На юге региона в бассейне р. Вычегда [Арсланов и др., 1978] растительность, видимо, имела облик лесотундры. Климат этого времени отличался крайней суровостью и сухостью.

Серия разрезов, охватывающих интервал 42 500–38 000 лет назад, имеет неоднородную палинологическую характеристику. В качестве примеров можно привести диаграммы разрезов Урдюга и Тырыбей (см. рис. 2).

На диаграмме разреза Урдюга выделяются две палинологические зоны. Зона I характеризуется примерно равными соотношениями пыльцы ели (25–35%) и березы (20–25%), кроме которых присутствует пыльца сосны, кедра, ольхи, кустарниковых берез. В группе пыльцы трав и кустарничков преобладают злаки и полыни. В зоне II преобладает пыльца древовидной березы (40–50%) при значительном количестве пыльцы сосны (16–38%). Содержание пыльцы ели сокращается до 3–13%. Пыльца трав представлена в основном злаками и верескоцветными. Количество полыней снижается до 6–14%.

Спектры зоны I по составу сходны с субректными спектрами северной тайги, а зоны II – крайнесеверной тайги и лесотундры. Отличие состоит в присутствии заметного количества пыльцы полыней.

На диаграмме разреза Тырыбей (зона I) наблюдается попеременное преобладание пыльцы древовидной (30–40%) и кустарниковой (20–48%) березы. Пыльца ели и сосны присутствует во всех образцах, но ее содержание непостоянно (ели 1–20%, сосны 1–23%). Кривая пыльцы кустарниковых берез противоположна кривым пыльцы хвойных пород. В группе трав максимальным значениям кустарниковых берез отвечают пики пыльцы полыней, а образцам с повышенным содержанием ели соответствует увеличение пыльцы злаков.

Такой скачкообразный ход кривых, видимо, связан с неустойчивой климатической ситуацией, приводившей к перестройкам в составе растительного покрова. В более теплые периоды улучшались условия произрастания хвойных пород, а в периоды похолоданий увеличивалась роль тундровых и степных сообществ.

Как видно из двух приведенных примеров, на месте современной лесотундры и южной тундры 42 500–38 000 лет назад существовал смешанный комплекс растительности, свойственный гиперзоне [Величко, 1973], в составе которого, особенно в наиболее теплые периоды, преобладали лесные формации. В более южных районах на месте современной северной (разрез Небдино) и средней тайги (разрез Кытовка) были распространены сосновые леса с елью и березой и травянистые сообщества из злаков и разнотравья. Роль полынно-маревых формаций была незначительна.

Возможно, эпоха 42 500–38 000 лет назад не была однородной. Имеющиеся пока единичные данные (разрез Шалкина II) [Арсланов и др., 1977] показывают, что около 40 000 лет назад, вероятно, произошло резкое и значительное похолодание, приведшее к распространению тундровых и степных сообществ.

Во время накопления более молодых (моложе 38 000 лет назад) отложений среднего валдая, по-видимому, также имело место чередование относительно теплых и холодных этапов, но количество их пока остается неясным. Более полно охарактеризованы холодные эпохи (или одна эпоха) этого времени. Примером может служить зона II разреза Тырыбей. Характер ее спектров указывает на существование почти безлесных ландшафтов из ерниковых тундр и полных сообществ. Аналогичная фаза в разрезе Созьва I датируется 34 500–35 000 лет назад (см. таблицу).

Имеются данные, позволяющие полагать, что после этого периода похолодания наступило некоторое смягчение климатических условий, когда сократилась роль тундровых и степных группировок и увеличилось значение лесных сообществ из ели и березы.

В гипсометрически низко расположенных разрезах как северных, так и южных областей северо-востока Русской равнины средневалдайский аллювий перекрыт озерными отложениями. Спорово-пыльцевой анализ показал, что накопление озерной толщи началось в условиях резкого ухудшения климата [Арсланов и др., 1978]. Учитывая эти результаты, образование озерных бассейнов в долинах крупных рек и их притоков, вероятнее всего, следует связывать с формированием поздневалдайского ледника. Вследствие продвижения его фронта на юг сток поверхностных вод в Баренцево море был остановлен, речные долины затоплены и превращены в чаши приледниковых подпрудных долинных озер (см. рис. 1). Уровень озер достиг наиболее низких участков водоразделов, ограничивающих бассейны рек Баренцева моря, после чего установилось обратное изначальное – южное направление движения масс поверхностных вод из бассейнов Печоры, Вычегды, Мезени и Северной Двины в бассейн Камы – Волги [Лавров, 1968; Потапенко, 1971; Гросвальд и др., 1974].

Отложения долинных подпрудных озер – мощные толщи миллионных тонкозернистых песков, реже суглинисто-алевритовых пород, выполнили осевые части затопленных речных долин и перекрыли придоленные сниженные участки водораздельных пространств.

В пределах территории, захваченной поздневалдайским ледником, осадки подпрудных озер перекрыты донной мореной. Подвергшись экзарации, они частично, а в ряде мест и полностью были уничтожены, вследствие чего нередко поздневалдайская морена и накопления краевых ледниковых образований ложатся непосредственно на средневалдайский аллювий.

В конце оледенения после возобновления стока на север и осушения долинных озер в рельефе региона южнее границы ледника появились обширные террасы, сложенные озерными отложениями. Абсолютные высоты тыловых частей террас (90–110 м в бассейне Печоры, 120–130 м в бассейне Вычегды и Северной Двины, до 140–145 м в долине Мезени и ее притоков) фиксируют максимальные уровни долинных озер. К сожалению, в отложениях подпрудных приледниковых долинных озер не обнаружены органические

остатки, что не позволило получить для них радиоуглеродные датировки и тем самым установить достаточно точно время максимального продвижения к югу поздневалдайского ледникового покрова.

Таким образом, в настоящее время невозможна жесткая корреляция событий начала и максимума последнего оледенения северо-востока Русской равнины с аналогичными явлениями в области скандинавского и западно-сибирского ледниковых покровов. Синхронизация основных этапов развития оледенения представляется допустимой, но в значительной мере условной.

В результате многолетнего планомерного изучения морфогенеза краевой зоны ледника были установлены пространственные и временные соотношения форм рельефа, образованных активным, пассивным и мертвым льдом (см. рис. 1). Эти данные и послужили основой для реконструкции этапов развития и деградации поздневалдайского ледникового покрова.

Продвижение ледника до крайнего, максимального положения произошло в фазу его активного состояния. В конце этой фазы отдельные наиболее подвижные и динамичные участки фронта резко выдвинулись вперед преимущественно по депрессиям рельефа — речным долинам, образовав ряд четко обособленных и далеко выступающих языков (см. рис. 1). Не исключено, что причиной подобной активизации послужил непосредственный контакт льда с водными массами подпружных долинных озер. Судя по незначительным масштабам и невыразительности маргинального рельефа, эти языки быстро деградировали, возможно, вследствие недостаточного питания. Фронт ледника несколько выровнился и стабилизировался на некотором удалении от линии максимального продвижения. Полоса стабилизации маркирована мощнейшими краевыми образованиями, протягивающимися почти непрерывно на многие сотни километров, оконтуривая три большие ледниковые лопасти — мезенскую, печорскую и колвинскую (см. рис. 1).

Вслед за фазой стабилизации нового продвижения ледника вперед не последовало. Наоборот, значительно севернее рубежа стабилизации произошло отчленение лопастных выступов краевой зоны от ледникового покрова, приведшее к образованию обширнейших полей мертвого льда. По мере их таяния освобождающиеся от льда депрессии заполнялись тальми водами, образовавшими интрагляциальные озера различной величины, уровней и продолжительности существования. В конце деградации лопастных выступов были спущены приледниковые подпружные долинные озера. На короткое время возобновился сток поверхностных вод в северном направлении. В осушенных долинах началось накопление аллювия. Торф и древесина из его старичной фации на севере Печорской низменности (разрезы Денисовка, Окунево) имеют возраст 12 700—12 200 лет назад (см. таблицу, рис. 1).

Данные палинологического анализа датированного аллювия [Арсланов и др., 1975] указывают на смену достаточно благоприят-

ных климатических условий крайне суровыми (конец бёллинга – начало среднего дриаса).

Осушение подпрудных долинных озер и возобновление даже кратковременного стока на север позволяет предполагать появление в бёллинге разрывов сплошности ледникового фронта на отдельных участках, через которые поверхностные воды северо-востока Русской равнины смогли достичь базиса эрозии.

Аллювий этого возраста, как и средневалдайский, повсеместно погребен под толщей озерных отложений. Радиоуглеродный возраст торфа в их верхних слоях (разрез Гам в среднем течении р. Вычегда; см. рис. 1, карта-врезка) равен 11 900 лет назад (см. таблицу). В комплексе с результатами палинологического анализа отложений этого разреза приведенная датировка позволяет предполагать, что сплошность ледникового фронта на севере вновь была восстановлена еще в среднем дриасе и долины северных рек вторично заполнили озера подпруженных поверхностных и талых ледниковых вод [Гросвальд и др., 1974].

В течение некоторого, по-видимому, весьма непродолжительного периода целостность ледникового покрова сохранялась. Не исключено даже небольшое наступательное продвижение ледникового фронта. Эта динамическая фаза и все последующее развитие краевой зоны, по-видимому, могут считаться и ранее считались [Лавров, 1975] самостоятельной ледниковой стадией. В настоящей работе предлагается иная оценка гляциодинамики заключительного периода оледенения. Изучение генезиса широко распространенного типа маргинального рельефа – моренных валов с грядковой поверхностью – показало, что они являются не напорными моренами, а моренами выдавливания и выжимания. Это резко снизило роль активного наступающего льда в ледниковом морфогенезе. Кроме того, в пределах огромной территории среди сотен изученных разрезов не было обнаружено ни одного, в котором было бы возможно обоснованное выделение двух широко развитых по площади горизонтов основных морен, залегающих выше средневалдайских и разделенных межстадиальными отложениями. В связи с этим представляется более точной такая интерпретация имеющихся геолого-геоморфологических данных, согласно которой все развитие ледникового края, начиная со среднего дриаса, рассматривается как единый заключительный этап деградации краевой зоны. Исходное положение края ледника в это время зафиксировано полосой холмисто-моренного рельефа, контактирующего с террасами интрагляциальных озер и подпрудных долинных озер второй генерации (см. рис. 1).

Процесс окончательного распада ледника протекал по схеме, сходной с последовательностью разрушения ледника в области начального этапа деградации. Так же на некотором отдалении от исходной позиции обозначился рубеж стабильного положения края ледника. В рельефе он маркируется прекрасно выраженным поясом громадных маргинальных валов, представляющих собой морены выдавливания и выжимания – компрессионные морены [Лавров, 1977].

Плавные изогнутые валы, очерчивая края бывших ледниковых языков, протягиваются на многие десятки километров как в Западном Притиманье, так и на севере Печорской низменности. Особенно ярко они выражены в Малоземельской тундре, где разрезом Вастьянский Конь (см. рис. 1) вскрывается один из валов компрессионных морен. В этом обнажении можно наблюдать серию из четырнадцати блоков пород ледникового ложа, выжатых из-под края ледникового языка его весом и последовательно надвинутых друг на друга в виде громадных клиновидных чешуй. Фрагменты аналогичных структур отмечены и в строении других маргинальных валов.

В ряде пунктов маргинальные моренные валы прорваны ледниковыми языками. Наиболее крупные прорывы характерны для Западного Притиманья. В Малоземельской тундре и низовьях Печоры они имеют заметно меньшие масштабы, а восточнее, в Большеземельской тундре, их нет. Строение двух участков прорыва вала компрессионной морены, вскрытой разрезом Вастьянский Конь, можно наблюдать в 15 км выше него по течению Печоры в разрезе Мархида и в 1–2 км ниже – в разрезе Лабажское (см. рис. 1).

У д. Лабажское ледниковый язык, прорывая моренный вал, срезал его верхнюю часть и асимметризовал большое количество материала морских глин, образующих чешуи компрессионной морены. После деградации на месте ледникового языка осталась локальная морена, отличающаяся повышенной глинистостью, вследствие чего легко размокает и повсеместно стекает вниз по склону в виде грязевых потоков.

У д. Мархида ледниковый язык, прорвав моренный вал, перекрыл, по-видимому, небольшое озеро, захватив часть его осадков, которые уже в виде отторженцев наблюдаются здесь же в составе локальной морены, оставшейся после таяния ледникового языка.

Учитывая некоторые особенности рельефа участков прорыва и текстур локальной морены в разрезе Мархида (чешуйчатое надвижение моренных пластин, развальцовывание отторженцев, структуры дробления в отторженцах ленточных глин и т.п.), следует считать, что фаза активизации и локального наступления ледникового края была весьма кратковременной. Кроме того, по фронту ледника активизация проявлялась неодинаково: более интенсивно в Западном Притиманье, несколько меньше – в Малоземельской тундре и совершенно не была выражена на востоке региона.

Весь комплекс рельефа к северу от пояса маргинальных валов заключительного этапа деградации свидетельствует о быстрой аральной дегляциации. Отдельные фрагменты маргинального рельефа теряются среди обширных полей камов, лимнокамов, камовых террас, ложбин стока, озов и моренных равнин. В локальных депрессиях после стайвания льда нередко скапливались талые воды, образуя обширные озера, просуществовавшие значительную часть голоцена. Отложения наиболее крупных озер получили детальную палинологическую характеристику и радиоуглеродные датировки.

Примером могут служить разрезы Море-Ю и Хорей-Вер (см. таблицу, рис. 1), ранее считавшиеся стратотипами роговой свиты [Зархидзе, Семенов, 1972] и лишь в последнее время получившие правильную интерпретацию [Лавров, Арсланов, 1977].

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Зайцева Г.Я., Чернов С.Б. О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности. - Вестн. ЛГУ, 1975, № 12.
- Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Зайцева Г.Я., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины. - Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Смирнова В.М., Тертычная Т.В. Средневалдайский интервал в бассейне Вычегды: хронология, климат, генезис отложений. - Вестн. ЛГУ, 1978, № 18.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия маршда-вельт: двойной сдвиг Баренцева ледникового щита? - В кн.: Материалы гляциологических исследований. М., 1974, вып. 24.
- Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Роговская и нерцетская свиты северных и западных районов Тимано-Уральской области. - В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1972, вып. 1.
- Лавров А.С. Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды, Мезени. - Изв. ВГО, 1968, т. 100.
- Лавров А.С. Позднеплейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины. - В кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1975.
- Лавров А.С. Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток. - В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.
- Лавров А.С., Арсланов Х.А. Возраст и генезис террас Печорской низменности: новые геологические и радиоуглеродные данные. - В кн.: Речные системы и мелиорация. Ч. 1. Материалы XIV пленума геоморфологической комиссии АН СССР. Новосибирск, 1977.
- Никифорова Л.Д. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги северо-востока Европейской части СССР. - Ботан. журн., 1978, т. 63, № 6.
- Потапенко Л.М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды. - Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1971, № 3.

А.Л. Александровский, О.А. Чичагова

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ
ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ

Проведение палеопочвенных и палеогеографических реконструкций голоцена возможно при достаточно точном определении возраста погребенных почв или реликтовых почвенных признаков. Захоронение голоценовых погребенных почв происходило локально и разнo-временно. В связи с этим сходные по морфологии и стратиграфическим условиям залегания почвы могут иметь существенно различный возраст и разную продолжительность интервала, в течение которого они сформировались. Поэтому для определения возраста голоценовых погребенных почв, кроме радиоуглеродного, требуется привлечение всех возможных методов датирования: археологического, стратиграфического, спорово-пыльцевого и др. Исследованные нами почвы центра Русской равнины и Прибалтики датированы по древесному углю, а также по гуминовым кислотам (ГК), являющимися наиболее стабильной фракцией органического вещества (ОВ) почвы [Герасимов, Чичагова, 1971; Чичагова, 1972]. По данным многих авторов [Campbell e.a., 1967, Polach, Costin, 1971;

Таблица 1

Возраст фракций гумуса современных и ископаемых почв по C^{14} гога, 1971; Чичагова, 1972; Polach, Costin, 1971)

Фракция	Возраст по C^{14}				
	Псевдо- глеевый чернозем, ФРГ, 0-10 см	Дерново-глеевая поч- ва, Ярославская обл., СССР			
		0-10	20-30	10-20	
Гуминовые кислоты, свободные и рыхлосвя- занные с R_2O_3	1390±80	0±45	3660±40		
Гуминовые кислоты, связанные с Са,	2910±80	0±45			
Гуминовые кислоты, прочносвязанные с ми- неральной частью почвы	4890±50	80±45	4000±50	1680±60	
Гумин	2810±60			1100±70	
Общее органическое вещество					
Контрольная фракция (древесный уголь)					

Scharpenseel, 1972], ГК имеют наиболее древний возраст по сравнению с другими фракциями ОВ (табл. 1). Интерпретация данных радиоуглеродного датирования почв сложна. Современные дерново-подзолистые почвы исследованных территорий характеризуются активной биодинамикой ОВ, невысокой стабильностью ГК. Их ОВ, даже в горизонтах В, быстро омолаживается, и по возрасту C^{14} значительно ближе к современности, чем к моменту начала почвообразования. Соответственно радиоуглеродные даты погребенных дерново-подзолистых почв располагаются в хронологической шкале ближе ко времени их погребения, нежели ко времени начала их образования. Это связано с тем, что радиоуглеродные датировки почв, обозначаемые как MRT (среднее время пребывания) ГК, отражают интегральный (усредненный) характер возраста ОВ. Интегральный характер должны иметь и даты по древесному углю, который накапливается в относительно тонком горизонте А1 песчаных дерново-подзолистых почв за время их образования. Таким образом, радиоуглеродные даты и по ГК, и по древесному углю горизонта А1 дерново-подзолистых почв не дают ни времени начала образования, ни времени погребения почв, и не показывают продолжительность интервала, в течение которого эта почва образовалась, а соответствуют какому-то моменту времени в пределах этого интервала. Только при наличии дат из перекрывающих почву

(по данным Scharpenseel, 1972; Герасимов и др., 1975; Герасимов, Чича-

Возраст по C^{14}				
Мощный типичный чернозем, Курская область, СССР			Ископаемые почвы	
			Мезин, СССР, верх гумусового горизонта	Австралия
50-60	70-80	0-10		
		730±110		
		1530±60	24210±270	
2970±110	4020±90	1700±60	24300±370	24500±600
1230±180	2970±90	1130±100		20300±1010 18550±520
				26500±2320

отложений или при датировании серий погребенных почв можно с большей достоверностью и точностью определить хронологию событий: продолжительность интервалов, возраст палеогеографических рубежей и т.д.

Для этого была исследована серия из четырех погребенных почв дюны Вингёкопе на Куршской косе. Новые данные радиоуглеродного датирования и более детального изучения морфологии и состава этих почв позволили существенно уточнить полученные нами ранее [Александровский, 1972] выводы об их возрасте и генезисе. Почвы датированы по древесному углю. Нижняя погребенная дерново-подзолистая почва формировалась в начале суббореального периода (4390 ± 100 лет назад, МГУ-35). Она имеет мощный профиль (горизонт A1 - 20 см, A2 - 40 см, B1+B2 - 80 см), свидетельствующий об активном развитии процессов оподзоливания, иллювинования, образования и аккумуляции гумуса и о влажном, достаточно теплом климате этого времени. Затем в середине суббореального периода здесь активизируются эоловые процессы. Дефляция песков в суббореале отмечается и в других районах Прибалтики, Белоруссии (разрез Латыши), Польши [Procesy i formy..., 1969], что свидетельствует о засушливости климата. Вместе с тем на основании радиоуглеродных датировок погребенных почв дюны Вингёкопе (табл. 2) можно сделать вывод о том, что в суббореальное и субатлантическое время дефляция песков периодически прерывалась и дюны закреплялись почвенно-растительным покровом. Это соответствует представлениям о колебательном характере климата суббореального периода [Брукс, 1952; Frenzel, 1967]. В субатлантическое время развитию эоловых процессов в большой степени должна была способствовать постепенно усиливавшаяся деятельность человека. Так, причиной последней, антропогенной фазы дефляции (500-0 лет назад) и погребения верхней погребенной почвы явилось почти полное сведение лесов на Куршской косе.

Климатические условия во время образования II и III погребенных почв дюны были достаточно теплыми и влажными. Эти почвы, как и нижняя, формировались под сосново-широколиственными лесами [Keit, Mothes, 1942] и имеют достаточно мощные профили (A1 - 10-20 см, A2 - 25-35 см, B1+B2 - 70-90 см). Верхняя почва дюны, по данным карпологии [Keit, Mothes, 1942], формировалась уже под сосновыми лесами. Несмотря на большую длительность развития, мощность ее профиля меньше (A1 - 0-5 см, A2 - 15-20 см, B1+B2 - 60-95 см) и выраженность процессов гумусообразования и оподзоливания значительно слабее, чем в лежащих ниже почвах. Это подтверждается данными физико-химического изучения ГК: элементного состава, степени их окисленности и др., указывающими на меньшую долю в них циклически полимеризованного углерода и большую долю алифатических цепей, то есть на более простое строение ГК верхней погребенной почвы [Чичагова и др., 1978]. Все это свидетельствует о снижении в субатлантическое время, и особенно в последние 1000 лет, интен-

Таблица 2

Радиоуглеродные датировки исследованных почв

№ раз- реза	Почва, мес- тоположение	Го- ри- зонт	Глубина, см	Образец	Индекс	Возраст по C ¹⁴ , лет назад
103	Дерново-	I	A1	50	Древесный	ИГАН-173 630±90
102	подзоли-	II	A1	50	уголь	ИГАН-277 1410±90
101	стые по-	III	A1	50	"	ИГАН-176 2960±90
100	гребен- ные на песках, дюна Вингёкопе	IV	A1	50	"	МГУ-35 4390±110 ИГАН-175 4025±90
	Серая, лесная погребенная, Владимирское ополье	A1		ГК	ИГАН-174	5150±100
4а	Темноцветная погребенная, р. Сара	A1	180- 200	Сумма ГК	МГУ-132	5590±280
2-71а	Дерново-под- золистая, 2-й гумусовый го- ризонт, Вла- димирская обл.	A2	20-27	I фр. ГК II + III фр. ГК	ИГАН-63 ИГАН-64	5700±35 5860±60
5	Темноцветно- подзолистая погребенная, р. Сара	A1	92-105	Сумма ГК	ИГАН-76	5870±40

сивности большинства почвообразовательных процессов, что объясняется похолоданием климата и изменением растительного покрова дюн (сосново-широколиственные леса сменились сосновыми), снижением активности биокруговорота и уменьшением энергетических ресурсов почвообразования.

Сходные изменения почвообразования на песках обнаружены при изучении других разрезов. В разрезе у дер. Латыши на левом берегу р. Неман (Гродненская обл.) вскрывается несколько погребенных почв. Две верхние, залегающие в дюнном песке и датированные с помощью археологических находок, имеют нормальные профили. Ниже, на аллювии I надпойменной террасы, лежит линза старичных отложений, перекрытых слоем торфа, который, по данным спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования, относится к аллерёду [Вознячук, Вальчик, 1977]. За пределами бывшей старичной ложбины торф переходит в слабо развитую дерново-глеевую почву с нарушенным профилем. Поверх старичных отложений и торфа, деформированных мерзлотными процессами, залегают слои поздне-дриасовых пойменных песков [Вознячук, Вальчик, 1977]. На них

сформировалась слабо развитая почва, сходная с аллерёдской. Можно полагать, что слабое развитие почвенных профилей позднеледникового времени как данного разреза, так и других исследованных нами разрезов на Русской равнине, свидетельствует о подавленности почвообразования, господстве процессов сноса и накопления осадков и мерзлотных процессов на рубеже плейстоцена и голоцена.

Лежащие выше почвы разреза имеют хорошо развитые, но существенно различающиеся профили. Верхняя почва, сформировавшаяся в субатлантическое время, на всех элементах рельефа не имеет горизонта A2 и может быть классифицирована, как скрытоподзолистая среднемощная (A1 - 12 см, B1+B2 - 40 см). Ниже, под золовыми песками суббореального возраста, содержащими находки бронзового века, залегает дерново-подзолистая почва, образовавшаяся в атлантическое время. Она имеет мощный профиль (A1 - 28 см, A2 - 20 см, B1+B2 - 95 см). Возраст - 7060 ± 100 .

В разрезе IV морской террасы на р. Черная под Ленинградом вскрывается мощная дерново-подзолистая почва, которой стратиграфически соответствует торфяник, датированный по C^{14} началом атлантического периода [от 7350 ± 70 (TA-197) до 7140 ± 170 (Mo-216) лет назад]. Современная скрытоподзолистая почва разреза свой облик приобрела в субатлантическое время.

Полученные данные не соответствуют общепринятым представлениям [Prusinkiewicz, 1968; Konecka-Betley, 1977] об истории развития подзолистых почв на песках. По традиционной схеме основная стадия оподзоливания относится к холодному, влажному субатлантическому периоду, а для суббореального и атлантического периодов, характеризующихся распространением широколиственных лесов, предполагается ослабление подзолообразования. По нашим данным история почв и ее взаимосвязь с историей климата были иными (табл. 3). Можно полагать, что распространение широколиственных лесов не препятствовало развитию мощных дерново-подзолистых почв в атлантическое время и во влажные этапы суббореала. Активное подзолообразование в среднем голоцене под широколиственными лесами отмечается и в других районах, например в Англии [Valentine, Dalrymple, 1975]. Кроме того, не находят подтверждения и распространившиеся в последнее время представления о значительной интенсивности почвообразования в перигляциальных условиях конца юрмской эпохи, и ослаблении его в голоцене [Корр, 1970; Kowalkowsky, 1977]. Четко датированные, хорошо развитые моногенетические профили почв найдены для большинства периодов голоцена [Таргульян, Александровский, 1976], но для позднеледникового они неизвестны.

С иными проблемами пришлось столкнуться при изучении почв центра Русской равнины. Здесь, на лёссовидных суглинках, в опольях и окружающих их южнотаежных бигеоценозах распространены дерново-подзолистые почвы с унаследованными вторыми гумусовыми горизонтами. В исследованных нами почвах юга Ярославской области эти темноцветные горизонты расположены на уровне горизонта

Таблица 3

Изменение почвообразования в голоцене и палеоклиматические реконструкции по данным изучения палеопочв

Тыс. лет	Период голоцена	Северо-запад Европейской части СССР		Центр Европейской части СССР	
		Почвы на песках	Климат	Почвы на суглинках	Климат
0	SA	Мало- мощные слабо- подзоли- стые	Похолода- ние	Дерново- подзоли- стые, де- градация темноцвет- ных гуму- совых го- ризонтов	Похолода- ние, влаж- ный
2					
4	SB2	Мощные дерново- подзоли- стые и дефляция	Чередова- ние влаж- ного и су- хого		?
	SB1				
6	AT2	Мощные дерново- подзоли- стые	Теплый, влажный	Темноцвет- ные гори- зонты	Сухой
	AT1			Мощные дерново- подзоли- стые	Влажный
8	BO PB	?	?	?	?
10					

A2₂. В одних случаях они ярко выражены, очень темного цвета; при этом в лежащих ниже горизонтах встречаются кротовины с таким же темноцветным заполнением. В других случаях эти горизонты сильно деградированы и прослеживаются в виде слабо выраженных фрагментов и пятен. В районе Ростова Ярославского обнаружены

голоценовые погребенные почвы с темноцветными гумусовыми горизонтами. Они, так же как и темноцветные вторые гумусовые горизонты современных дерново-подзолистых почв, характеризуются гуматным составом ОБ ($C_{ГК}/C_{Фк}=2-5$) с высокой оптической плотностью ГК, более сложным, чем у ГК современных дерново-подзолистых почв, строением, более высокой степенью ароматичности и меньшим молекулярным весом. Состав и свойства гумуса темноцветных погребенных почв и вторых гумусовых горизонтов свойственны почвам степного генезиса и не соответствуют современному лесному типу почвообразования. Сходный радиоуглеродный возраст ГК тех и других темноцветных горизонтов, от 5590 ± 280 (МГУ-132) до 5870 ± 40 (ИГАН-76) лет назад, позволяет отнести темноцветный этап ко второй половине атлантического времени и свидетельствует о хорошей сохранности гумуса темноцветной стадии и достоверности дат по C^{14} ГК. Однако время начала и конца темноцветной стадии пока неизвестно. Так, ископаемые темноцветные почвы могли быть погребены задолго до окончания темноцветной стадии, как раз во время которой следует предполагать развитие эрозионных процессов и захоронение почв. Вторые гумусовые горизонты, по нашему мнению, представляют нижнюю часть мощных темноцветных горизонтов второй половины атлантического времени. Верхняя, более молодая часть этих горизонтов деградировала после окончания темноцветной стадии. Недавно получена дата погребенного темноцветного гумусового горизонта для восточной части Владимирского ополья. Она показала несколько более молодой возраст - около 5150 лет назад, но также относится ко второй половине атлантического времени. Начало темноцветной стадии и возраст предыдущей стадии интенсивной дифференциации профиля по подзолистому типу могут быть установлены при наличии четко датированных моногенетических погребенных почв возраста раннего голоцена и первой половины атлантического времени.

Состав ОБ погребенных почв в целом хорошо сохраняется. Лишь при залегании почв в легко азрируемых песках даже при относительно молодом погребении (2-4 тыс. лет назад) может произойти значительное увеличение отношения $C_{ГК}/C_{Фк}$; наоборот, древние плейстоценовые почвы, погребенные под мощной толщей лёссов, хорошо консервируются и нередко их ОБ слабо изменено [Чичагова и др., 1978]. Очевидно, хорошо сохранился и состав гумуса темноцветных погребенных почв. Об этом свидетельствует то, что не темноцветные гумусовые горизонты более молодых и более древних голоценовых погребенных почв этого района, датированных по C^{14} и археологическим находкам, слабо изменили фульватно-гуматный состав ОБ ($C_{ГК}/C_{Фк}=0,69-1,44$), присущий дерново-подзолистым почвам. Слабое изменение состава гумуса подкурганных почв, захороненных под насыпями из суглинков отмечают также и П.В. Маданов и др. [1967]. Можно полагать, что не трансформирован и состав гумуса темноцветных вторых гумусовых горизонтов, имеющих сходные свойства и возраст с погребен-

бными темноцветными горизонтами. В сильно деградировавших вторых гумусовых горизонтах состав гумуса, а иногда и радиоуглеродный возраст ГК испытывают существенные изменения. Полученные данные свидетельствуют о существовании в южной тайге центра Русской равнины стадии темноцветного, сходного со степным, почвообразования, по крайней мере в течение второй половины атлантического времени. До этого, очевидно, в первую половину происходили оподзоливание и глубокая дифференциация покровных суглинков в теплых и влажных условиях климата. Следует отметить, что эти данные не совпадают с результатами спорово-пыльцевого анализа торфяников, которые ни для второй половины атлантического времени, ни для других периодов второй половины голоцена не показывают остепнения ландшафтов или сколько-нибудь значительного иссушения климата южной тайги. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

Итак, палеопочвенные реконструкции возможны лишь при детальном изучении палеопочв с применением методов абсолютной хронологии, причем радиоуглеродный метод позволяет получать четкую хронологию событий, особенно для серий погребенных почв.

Хорошая сходимость дат по темноцветным горизонтам свидетельствует о хорошей сохранности гумуса темноцветной стадии и достоверности дат по C^{14} почвенных ГК.

На песках северо-запада Европейской части СССР, в отличие от общепринятых схем, установлено активное развитие подзолообразования в среднем голоцене и ослабление его в позднем голоцене.

На лёссовидных суглинках в южной тайге центра Европейской части СССР темноцветная, предположительно, степная стадия датируется второй половиной атлантического времени. Она следовала за подзолистой стадией, вероятно, первой половины атлантического времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Александровский А.Л. Голоценовые погребенные почвы северной половины Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972.
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952.
- Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Террасы Немана, их возраст и соотношения с береговыми линиями приледниковых водоемов и Балтийского моря. - Балтика, 1977, т. 6.
- Герасимов И.П., Чичагова О.А. Некоторые вопросы радиоуглеродного датирования почвенного гумуса. - Почвоведение, 1971, № 10.
- Герасимов И.П., Завельский Ф.С., Чичагова О.А. и др. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44; 1976, № 45; 1979, № 49; 1980, № 50.
- Маданов И.З., Войкин Л.М., Тюрменко А.П., Маданов В.П. Вопросы палеопочвоведения и эволюция почв Русской равнины. Казань, 1967.

- Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене: проблемы, факты, гипотезы. — В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Чичагова О.А. О возрасте верхнеплейстоценовых ископаемых почв по радиоуглеродным данным. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972.
- Чичагова О.А., Аммосова Я.М., Александровский А.Л., Милановский Е.Ю., Черкинский А.Е. Исследование органического вещества разновозрастных ископаемых почв. — В кн.: Накопление и преобразование сидеритов. М., 1978.
- Campbell C.A., Paul E.A., Rennie D.A., McCallum K.I. Applicability of the Carbon-Dating Method of Analysis to soil Humus Studies. — Soil Sci., 1957, v. 104, N 3.
- Frenzel B. Climatic change in the Atlantic/Subboreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence. — In: World climate from 8000 to O B.C. London, 1967.
- Keit E., Mothes K. Pollen-und Holzkohlen analysen alter Waldhorizonte der Kurischen Nehrung. — Bot. Arch., 1942, Bd. 44.
- Konecka-Betley K. Soils of dune areas of central Poland in Late Glacial and Holocene. — Folia quatern., 1977, N 49.
- Kopp D. Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-) Zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. — Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung relictischer und rezenter Merkmale. Tagungsbericht, 1970, N 102.
- Kowalkowsky A. Dynamika rozwoju poznopleistocenskich i holocenskich gleb z piaskow wydmych w Pomorsku. — Proc. gleboznawcze, 1977, v. 28, N 34.
- Polach H.A., Costin A.B. Validity of the soil organic matter radiocarbon dating: buried soils in Snowy Mountains. — In: Paleopedology. Jerusalem, 1971.
- Procesy i formy wydmyw w Polsce. — Prace geograficzne, 1969, N 75.
- Prusinkiewicz Z. Materiały do poznania historii rozwoju gleb Polski Zachodniej i Śradkowej w Holocene. — Folia quatern., — 1968, v. 29.
- Scharpenseel H.W. Natural radiocarbon measurement of soil and organic matter fractions and on soil profiles of different pedogenesis. — In: Proc. 8th Internat Conf. on Radiocarbon Dating. Wellington, Lower Hutt, 1972, v. 2.
- Valentine K.W.G., Dalrymple J.B. The identification, lateral variation and chronology of two buried paleocatenas at Woodhall Spa and West Runton, England. — Quatern. Res., 1975, v. 5, N 4.

УДН 551.793(470.22)

Ф.С. Завельский, Ю.Н. Марков, Е.Н. Романова,
Н.А. Хотинский

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ НЕОЛИТА ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

До последнего времени древнейшим неолитическим памятником центра Русской равнины считалась подмосковная стоянка Льялово с так называемой ямочно-гребенчатой керамикой. Эта стоянка датировалась II—III тыс. до н.э. [Жуков, 1925; Брюсов, 1952 и др.]. В дальнейшем была открыта еще более древняя стоянка Сущево [Раушенбах, 1964], которая по характеру кремневых орудий мезоли-

тического облика была отнесена к концу IV или к первой половине III тысячелетия до н.э. Эта датировка имела сугубо предположительный характер, так как она не подкреплялась стратиграфическими, пыльцевыми и радиоуглеродными данными.

Поэтому культурные слои с ранней ямочно-гребенчатой керамикой льяловского типа оставались до сих пор теми хронологическими реперами, от которых шел отсчет неолитического времени. Однако проведенные недавно археолого-палеогеографические исследования на озерно-болотных стоянках центра Русской равнины [Крайнов, Хотинский, Урбан, Молодцова, 1973; Крайнов, Хотинский, 1977 и др.] позволили выявить более древний пласт неолитических памятников, связанных с распространением по всему центру Русской равнины племен верхневолжской культуры с гребенчато-накольчатой керамикой. Эти новые данные вносят определенную ясность в дискуссионный вопрос о хронологическом положении нижней границы неолита не только центра, но и других районов лесной зоны Европейской части СССР. Первые четкие следы верхневолжской культуры были обнаружены на озерно-болотных стоянках Ивановское III (Ярославская область), Языково I (Калининская область) и в дальнейшем на многих других памятниках центра, где было точно зафиксировано расположение культурных слоев с гребенчато-накольчатой керамикой ниже культурных слоев с ямочно-гребенчатой керамикой.

Однако при изучении этих стоянок и датировании культурных слоев в торфяно-сапропелевых отложениях обнаружились специфические трудности.

Необходимо учитывать, что деятельность человека в районе болотной стоянки могла приводить к нарушению естественной стратиграфии отложений и залегающих в них культурных слоев. Передвижения человека в прибрежной зоне могли вызвать перемешивание слоев, стратиграфическую инверсию и т.д., причем, чем ближе к сухоходольной части стоянки, тем больше вероятность подобных нарушений. По-видимому, с подобным случаем мы столкнулись при изучении торфяных отложений в районе стоянки Языково I, где обнаружена серия культурных слоев неолита, нижний из которых относится к верхневолжской культуре. Первая серия радиоуглеродных датировок по этому разрезу (полученная в Радиоуглеродной лаборатории Ленинградского отделения Института археологии) дала следующие результаты: для образца древесного торфа с глубины 2,45–2,55 м, определяющего возраст слоя с гребенчато-накольчатой керамикой верхневолжской культуры, получено значение 6250 ± 60 лет назад (JE-1080), а для древесных остатков из прослойки песка с глубины 2,25–2,72 м, определяющих возраст перехода от верхневолжского к льяловским слоям, 5280 ± 130 лет назад (JE-1079). Дата, полученная по образцу древесно-травяного торфа с глубины 2,0–2,05 м и определяющая возраст слоя с ямочно-гребенчатой керамикой льяловского типа, оказалась равной 5730 ± 50 лет (JE-108).

Две последние даты обнаружили некоторую хронологическую инверсию, что, на наш взгляд, объясняется нарушением торфяных слоев в результате деятельности человека. Это заставило нас отобрать дополнительную контрольную серию образцов. При этом для анализа использовалась только древесина со следами ее обработки человеком. В той же Радиоуглеродной лаборатории получены следующие даты: 6370 ± 70 лет (JE-1189) для хозяйственной щепы с глубины 2,55–2,6 м из верхневолжского культурного слоя, 5950 ± 90 лет (JE-1190) для обработанной древесины с глубины 2,25–2,3 м из переходного слоя, 5490 ± 70 лет (JE-1188) для деревянного бруса с глубины 2,05–2,10 м из низов культурного слоя с керамикой льяловского типа.

Этот ряд радиоуглеродных дат хорошо дополняет предыдущий, снимая вопрос о хронологической инверсии. Полученные данные позволяют считать, что неолитическое поселение на языковской стоянке возникло в конце V тысячелетия до н.э.

Надо учитывать возможность разрушения культурных слоев на суходолах и "сползания" археологических предметов по склону в отложения более молодого возраста, чем сами находки. В частности, подобное переотложение неолитической керамики, связанное с поздней распахкой склона озерной котловины, зарегистрировано нами вблизи стоянки Языково III (Калининская область), где керамический комплекс раннего неолита (IV тыс. до н.э.) был обнаружен у подножия склона в переотложенном состоянии в отложениях середины I тысячелетия до н.э.

Подобное расхождение может свидетельствовать только о том, что культурные слои стоянки, расположенной выше по склону, сползли вниз в результате хозяйственной деятельности человека в субатлантический период. Процессы денудации достигли максимальной интенсивности с появлением здесь славян, распахавших склоны озерной котловины. Приведенный пример указывает на необходимость учета геоморфологического положения стоянок и характера рельефообразующих процессов в голоцене.

Нельзя исключать возможность просадки археологических материалов в глубь озерно-болотных отложений, т.е. перемещение их к более древние осадки, происходящее после захоронения. Наблюдения в районе озерно-болотных стоянок показали, что такая просадка происходит обычно в сапропелях. Рычлый характер этих осадков, накапливающихся в условиях беспокойного водного режима – прибойной волны в прибрежной части стоянки, мог содействовать просадке тяжелых археологических предметов: керамики, изделий из камня, кости и т.д.

Подобный процесс, вероятно, происходил в районе стоянки Ивановское III, где впервые выявлен верхневолжский культурный слой. С помощью особой методики фиксации горизонтального положения каждой археологической находки этот слой был точно зафиксирован в прибрежной части стоянки в слое оторфованного сапропеля на глубине 1,0–1,4 м. Здесь отобрана и датирована серия образ-

Глубина горизонта, см	ИГАН		ЛОИА
	1975 г.	1977 г.	1977 г.
100-110	ИГАН-71	ИГАН-160	ЛЕ-1249
	T = 6500±50	T = 6300±40	T = 6090±70
	T(вуг) = 7150±60	T(вуг) = 7000±50	T(вуг) = 6750±80
130-140	ИГАН-68	ИГАН-161	ЛЕ-1250
	T = 7500±110	T = 7500±70	T = 7010±70
	T(вуг) = 8000±120	T(вуг) = 8000±80	T(вуг) = 7720±80

Примечание. T(вуг) - даты, полученные с учетом вариаций удельной активности углерода в прошлом [Ralph, Michael, 1974].

пов для установления радиоуглеродного возраста верхней и нижней границы верхневолжского культурного слоя.

При этом для увеличения точности и однозначности результатов на стоянке Ивановское III с глубин 100-110 и 130-140 см образцы оторфованного сапропеля отбирались дважды. Отобранные первый раз были датированы в ИГАН в 1975 г. Отобранные второй раз были разделены на части и в 1977 г. датированы параллельно в ИГАН и ЛОИА (таблица).

Нетрудно видеть, что повторные измерения в ИГАН дали результаты, отклоняющиеся от среднего их значения ($T_{\text{ср}}(\text{вуг}) = 7075 \pm \pm 45$ лет) менее, чем на удвоенную стандартную погрешность измерений. Это свидетельствует о том, что они были получены с достаточной воспроизводимостью. В то же время различия между соответствующими средними значениями ИГАН и датами, полученными в ЛОИА, составляют:

$$K_1 = \frac{7075 - 6750}{\sqrt{45^2 + 80^2}} = \frac{325}{91,5} = 3,55;$$

$$K_2 = 2,63,$$

т.е. превышают стандартную погрешность в 2,63 и 3,5 раза. Эти расхождения уже значимы и поэтому нуждаются в объяснении [см. Завельский, 1975а]. Между тем указанные ранее образцы со стоянки Ивановское III в ИГАН обрабатывались в 5% HCl, а в ЛОИА - 3% HCl и 3% NaOH. Этого различия в химической обработке достаточно для того, чтобы случилось расхождение результатов на несколько сот лет.

Даты, полученные для верхневолжской культуры на стоянке Ивановское III, представляются слишком древними, так как вся сумма археологических, палеогеографических и радиоуглеродных данных показывает, что эта культура существовала в центре Русской равнины в IV тыс. до н.э. и лишь ее нижняя граница может

быть по данным С¹⁴ отнесена к концу V тысячелетия до н. э. [Крайнов, Хотинский, 1977]. В связи с этим можно высказать следующие предположения:

1. Довольно вероятно, что верхневолжский культурный слой на стоянке Ивановское III несколько просел в глубь сапропелей и переместился таким образом в отложения более древнего возраста по сравнению с собственным¹. При этом такое перемещение происходило более или менее равномерно и могло составить около 20–25 см.

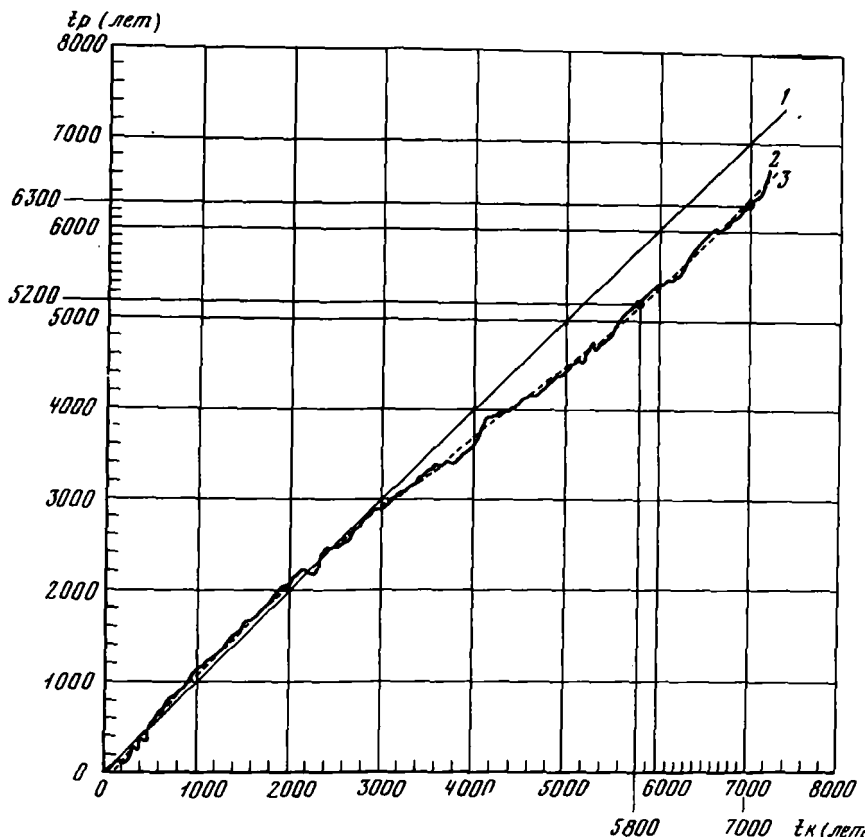
2. Не исключено также, что на радиоуглеродные даты по стоянке Ивановское III оказала влияние специфика грунтовых вод Ивановского болота. Случаи таких искажений радиоуглеродных датировок низинных торфяников неоднократно отмечались ранее [Хотинский, 1966, 1977]. В литературе описаны искажения радиоуглеродных дат под влиянием высокоминерализованных вод, достигающие в отдельных случаях даже несколько тысяч лет [Donner e.a., 1971; Geyh e.a., 1971].

Вероятность такого механизма удревления радиоуглеродных дат в данном случае подтверждается также специальным исследованием кратных проб: обугленной древесины (ИГАН=92, T=6670±70 лет назад) и оторфованного сапропеля (ИГАН=96, T=6970±60 лет назад), отобранных на стоянке Ивановское VII с одного и того же горизонта и подвергнутых в Радиометрической лаборатории ИГАН СССР одной и той же химической обработке [Герасимов, Завельский, Чичагова, Дорошенко, Черкинский, 1978]. Нетрудно видеть, что превышение в 300 лет даты, полученной по торфу (который является полуткрытой системой), над соответствующей датой, полученной по обугленной древесине (рассматриваемой как закрытая система), как раз и подтверждает вероятность действия указанных выше механизмов [Завельский, 1975б].

Таким образом, для получения достаточно точных и достоверных результатов нами были проделаны различные контроли и выполнены специальные исследования отдельных источников искажений. Эти исследования показали важность учета влияния на результаты радиоуглеродного датирования различных искажающих факторов, в том числе вариаций удельной активности углерода в прошлом, вариаций химической обработки проб и пр., а при датировании торфов, кроме этого, еще и учета минерализации грунтовых вод, просадки археологического материала и т.д.

Поскольку большинство таких искажений являются систематическими и поэтому наиболее трудными для обнаружения и учета, желательно время от времени проводить межлабораторные сравнения, а также вести работу по специальной программе, в которой уже при отборе образцов заранее учитываются возможность наличия

¹ Несмотря на отмеченную просадку верхневолжского культурного слоя в торфянистых сапропелях в районе стоянки Ивановское III, общая последовательность напластования культурных слоев здесь не нарушалась.



Возрастные границы верхневолжской культуры и учет поправки на вариации удельной активности углерода

t_p — радиометрический возраст образца; t_k — календарный возраст образца; 1 — линия равного возраста; 2 — радиоуглеродная калибровочная кривая; 3 — аппроксимационная кривая

тех или иных искажений и способы их учета. Кроме того, по-видимому, уже пора рекомендовать всем радиоуглеродным лабораториям вводить поправку на вариации удельной активности углерода в прошлом.

В заключение следует отметить, что в настоящее время наиболее вероятные возрастные границы верхневолжской культуры, определенные как средние из ряда радиоуглеродных датировок, составляют 5200–6300 лет назад, а с поправкой на вариации удельной активности углерода в прошлом, соответственно 5800–7000 лет назад (рисунок). На рисунке показано, как с помощью радиоуглеродной калибровочной кривой или огибающей ее аппрокси-

мационной линии учитываются поправки на вариации удельной активности углерода в прошлом.

Определение возраста нижней границы неолита центра Русской равнины – далеко не частная археологическая проблема. Понижение этой границы в глубь веков почти на 1500 лет потребует пересмотра традиционных представлений о запаздывании неолита в лесной зоне Восточной Европы.

В свете новейших радиоуглеродных данных [Тимофеев, 1977] можно считать, что переход к неолиту на огромной территории Европы в полосе примерно между 50 и 60° с.ш. произошел одновременно, в конце V тысячелетия до н.э., или, с учетом поправки на вариации удельной активности углерода, в начале V тысячелетия до н.э.

Выявляемый феномен синхронного появления неолитических племен на столь огромной территории заставляет отказаться от абсолютизации "всеобъясняющей" миграционной концепции, по которой все крупные изменения в развитии первобытного человека и его хозяйства объясняются только мощными миграционными подвигами древних народов. Накопившиеся к настоящему времени археологические и радиоуглеродные данные свидетельствуют о пазной роли местных тенденций в развитии первобытных коллективов.

ЛИТЕРАТУРА

- Б р ю с о в А.Ф. Очерки по истории племен Европейской части СССР в неолитическую эпоху. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
- Г е р а с и м о в И.П., З а в е л ь с к и й Ф.С., Ч и ч а г о в а О.А., Д о р о ш е н к о В.В., Ч е р к и н с к и й А.Е. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение III – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1979, № 49.
- Ж у к о в Б.С. Неолитическая стоянка близ с. Льялово Московского уезда. – В кн.: Труды Антропологического института, вып. 1. Приложение к Русскому антропологическому журналу, т. XIV, вып. 1/2. М., 1925.
- З а в е л ь с к и й Ф.С. Факторы, ограничивающие точность радиоуглеродного датирования почв. – В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975а.
- З а в е л ь с к и й Ф.С. Радиоуглеродное датирование и теоретические модели кругооборота углерода в почвах. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975б, № 1.
- К р а й н о в Д.А., Х о т и н с к и й Н.А., У р б а н Ю.Н., М о л о д ц о в а Е.М. Древнейшая раннеолитическая культура Верхнего Поволжья. – Вестн. АН СССР, 1973, № 5.
- К р а й н о в Д.А., Х о т и н с к и й Н.А. Верхневолжская раннеолитическая культура. – Сов. археология, 1977, № 3.
- Р а у ш е н б а х В.И. Древнейшая стоянка льяловской культуры. – Сов. археология, 1964, № 2.
- Т и м о ф е е в В.И. Абсолютная датировка мезолита Европы по данным C¹⁴. – КСИА АН СССР. 1977, т. 149.

- Хотинский Н.А. О методах изучения позднелайстоценовых образований. — В кн.: Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная хронология. М.: Наука, 1966.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Donner I., Iunigner H., Vasari Y. The hard-water effect on radiocarbon measurements of samples from Saindjalampi north-east Finland. — Comment. Phys. — Math., 1971, v. 41.
- Ralph E.K., Michael H.N. Twenty-five Years of Radiocarbon dating. — Amer. Sci. 1974, v. 62, N 3.
- Geyh M.A., Benzler Y.H., Roeschmann G. Problems of dating Pleistocene and Holocene Soils by radiometric Methods. — In: Paleopedology. Origin, Nature and dating of Paleosols. Ierusalem, 1971.

УДК 551.79.550.93

Э.В. Собонович, Д.Я. Телегин, Н.Н. Ковалюх,
И.В. Садолько

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПАМЯТНИКОВ АРХЕОЛОГИИ УКРАИНЫ

Одной из наиболее актуальных задач изучения далекого прошлого нашей страны является датировка памятников археологии с помощью точных наук.

Координационным советом комплексного изучения археологических материалов методами точных и естественных наук Института археологии АН УССР в 1972–1977 гг. осуществлена обширная программа датирования памятников археологии с помощью радиоуглеродного и археомагнитного методов. Проведено также пробное определение возраста древней керамики термoluminesцентным методом.

Весь комплекс работ по датированию объектов радиоуглеродным методом проведен в Институте геохимии и физики минералов АН УССР под руководством Э.В. Собоновича Н.Н. Ковалюхом и И.В. Садолько. Всего получено более 150 определений. Работы по выработке археомагнитных кривых и датировка на их основании археологических памятников осуществлялись в Институте геофизики АН УССР под руководством О.М. Русакова и Г.Ф. Загния. Всего получено около 120 датировок. Составление общей программы работ по теме "Определение возраста памятников археологии методами точных наук" и интерпретация результатов определения возраста указанными методами осуществлены Д.Я. Телегиным.

В данном сообщении будет идти речь главным образом о работах, проведенных Институтом геохимии и физики минералов АН УССР по датированию методом C^{14} образцов из археологических раскопок, представленных Институтом археологии АН УССР.

Датирование археологических образцов методом C^{14} в лаборатории проводилось с использованием материалов, содержащих угле-

род: уголь, древесина, торф, кости, раковины моллюсков и др. Проведение анализа на C^{14} включает три этапа работ: предварительная механическая обработка и химическая очистка образца от примесей современного и "мертвого" углерода, синтез бензола-счетной формы радиоуглерода и измерение активности естественного C^{14} .

Очитив образец от поверхностного слоя, его, в зависимости от типа материала и его сохранности, подвергали кислотнo-щелoчнoй обработке и многократно промывали в дистиллированной воде и спирте. Очищенный образец сжигали, сплавляли с металлическим литием, карбид лития разлагали и из образовавшегося ацетилена синтезировали бензол на ванадиевом катализаторе. Катализатор приготавлился путем насыщения силикагеля ванадием в газовой фазе, при этом адсорбцию окситрихлорида ванадия на силикагеле проводили в специальном реакторе. Выход бензола по отношению к ацетилену составлял 98%, вместимость катализатора — 60 г бензола на 100 г катализатора.

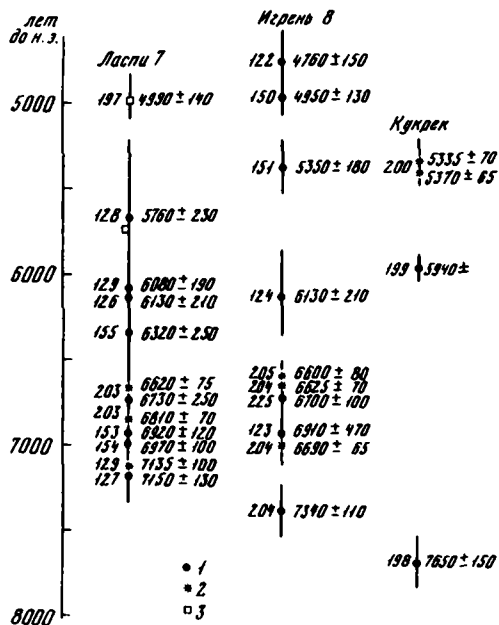
Тщательно очищенный бензол (обычно 10 мл) "заправлялся" сцинтиллятором, после чего образец был готов для измерения активности естественного радиоуглерода. Эта активность приравнивалась к удельной активности современного (столетнего) эталонного образца.

Использование сцинтилляционных счетчиков для измерения β -активности естественного C^{14} основано на способности растворов определенного состава преобразовывать часть энергии β -излучения в видимый свет. Импульсы, вызываемые β -распадом C^{14} , регистрируются фотомножителем и электронной схемой, служащей для их усиления, выделения нужного энергетического интервала и их регистрации. Предпринимались все возможные меры по снижению фона, образуемого космической составляющей, радиоактивными загрязнениями среды и конструкционными материалами, собственными "шумами" электронной схемы и др. Счетная установка Радиоуглеродной лаборатории ИГФМ АН УССР имела фон 2,15 имп/мин при эффективности регистрации частиц 48% в диапазоне энергии 10–160 кэв. Эталон бензола объемом 9,6 см³ давал счет без фона 52,9 имп/мин. При определении возраста использовалось значение периода полураспада C^{14} 5570 лет.

Указанным способом в Радиоуглеродной лаборатории ИГФМ за 8 лет проведены определения возраста археологических памятников Украины, относящихся к раннему, среднему и позднему голоцену. Получены также единичные даты для плейстоцена (мустьерская стоянка Заскальное VI).

Даты, полученные для памятников голоцена, относятся к мезолиту (IX–VI тыс. до н.э.), неолиту и медному веку (VI–III тыс. до н.э.), эпохе бронзы (II тыс. до н.э.) и более поздним периодам истории.

Для определения возраста позднемезолитических памятников Игренъ VIII в Поднепровье, Ласпи VII и Кукрек в Крыму сделан



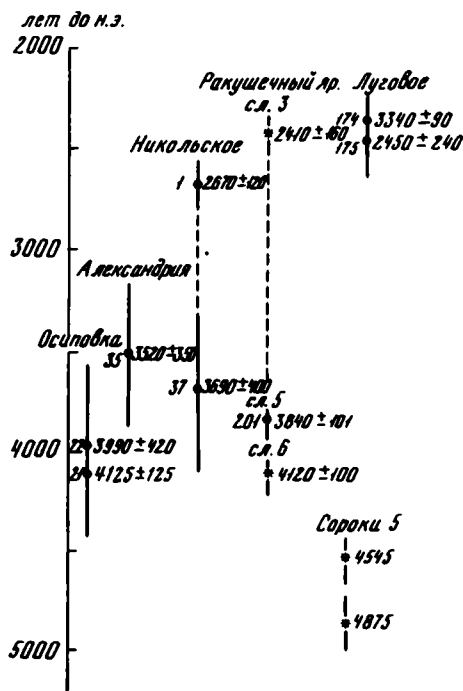
Р и с. 1. Радиоуглеродные определения возраста мезолитических стоянок Ласпи VII, Игрень VIII и Кукрек

1 — Киевской (Ки), 2 — Берлинской (Br I), 3 — Ленинградской (Ле) лабораториях

анализ 16 образцов, что позволило уточнить датировку позднего мезолита Украины. Наши определения хорошо координируются с данными Берлинской лаборатории, проводившей анализы вторых образцов тех же проб (рис. 1). По этим же пробам (Ласпи VII) получено одно определение возраста в Радиоуглеродной лаборатории Института археологии АН СССР (Ленинград), которая, к сожалению, в значительной степени не совпадает с киевскими и берлинскими датами для этого памятника. Определенный разброс дат отмечается и для стоянки Игрень VIII. Учитывая наиболее кучное скопление определений, можно датировать позднемезолитические стоянки Ласпи VII, Игрень VIII и Кукрек VII первой половиной VI тыс. до н.э.

Для памятников эпохи неолита получено 10 датировок. Относятся они главным образом к могильникам днепро-донецкой культуры, для которых такие определения до сих пор отсутствовали. Полученные даты подтверждают отнесение указанных могильников (Осиповка, Никольское) к IV — началу III тысячелетия до н.э. Имеется одна новая дата и для неолитической стоянки Ракушечный Яр в устье Дона, вполне согласующаяся с определением возраста этого памятника в Берлинской лаборатории (рис. 2).

Для памятников энеолитической эпохи получено более 60 радиоуглеродных дат, в том числе около 40 определений возраста по-



Р и с. 2. Определение возраста неолитических памятников методом С14

Условные обозначения см. рис. 1

гребений ямной культуры (рис. 3) и более 20 определенных по поселениям трипольской культуры. Анализ радиоуглеродных дат позволил нам значительно уточнить возраст ямной культуры, которую можно теперь твердо датировать в пределах VII–IX вв. до н.э. (более подробно об абсолютном возрасте ямной культуры и некоторых вопросах хронологии энеолита юга Украины см. статью Д.Я. Телегина [Советская археология, 1977, № 2]).

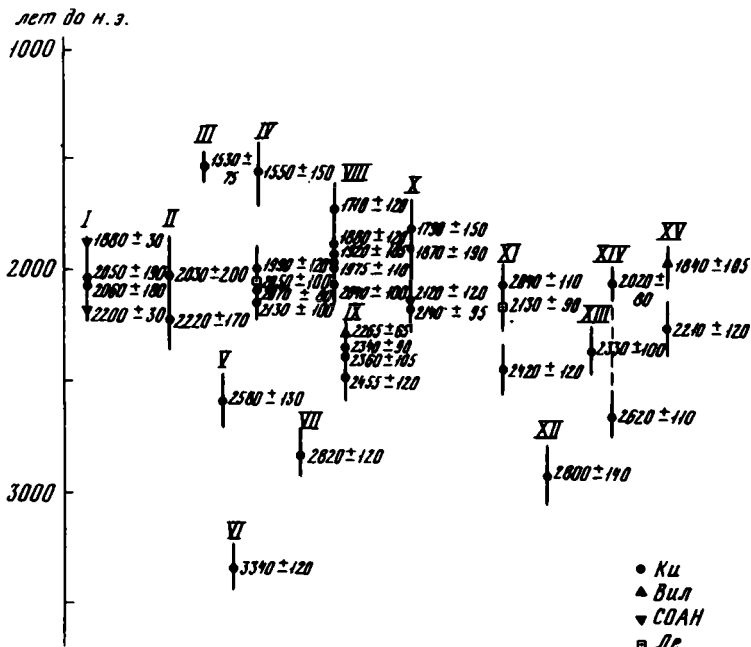
Полученные радиоуглеродные датировки трипольских

поселений будут иметь, безусловно, важное значение для определения и уточнения возраста разных этапов этой культуры, для которой имеется, кроме того, около 30 дат, полученных археомагнитным методом и несколько термолюминесцентных определений. Для проверки достоверности наших определений некоторые образцы проб ямной и трипольской культур были направлены в другие радиоуглеродные лаборатории (Ленинград, Москва, Вильнюс, Новосибирск и др.); даты, полученные в них, во многих случаях совпали с киевскими.

Около 30 датировок получено в лаборатории для памятников эпохи бронзы, в том числе для памятников катакомбной и срубной культур. Степень достоверности последних различна. Если датировки для срубной культуры в целом вполне согласуются с археологическими определениями (вторая половина II тысячелетия до н.э.), то определения катакомбных погребений пока дают большой разброс. Катакомбные памятники нередко выступают как синхронные срубным, хотя по археологическим датировкам последние в принципе должны следовать за первыми.

Несколько приемлемых для археологии датировок получено и для памятников раннего этапа шнуровой керамики (Болеховцы).

Значительный объем работ в лаборатории проведен по датировке Синташинского могильника и поселения с Южного Урала. Всего получено 14 датировок. В целом они кучно ложатся в самый конец III – первую половину, середину II тысячелетия до н.э. По архео-



Р и с. 3. Определение возраста памятников ямной культуры медного века в Киевской (Ки), Вильнюсской (Вил), Новосибирской (СОАН) и Ленинградской (Ле) лабораториях

I – Сватово; II – Христофоровка, III – Первоконстантиновка; IV – Могилев; V – Брилюватая Могила; VI – Запорожье; VII – Утконосовка; VIII – Отрадное; IX – Перещепино; X – Верхняя Тарасовка; XI – Балки; XII – Астахово; XIII – Никольское; XIV – Миновка; XV – Чернявщина

логическим определениям диапазон времени существования Синташинского комплекса заметно уже и охватывает в целом середину II тысячелетия до н.э.

Кроме датирования проб из археологических объектов Координационным советом начаты работы по составлению общей хронологической шкалы раннего и среднего голоцена, для чего привлекаются материалы исследования торфяников, что дало первые положительные результаты (болото Городище). Большинство датировок относятся ко времени ранних славян и Киевской Руси и в значительной степени коррелируются с археологическими определениями возраста памятников, а иногда и исправляют их.

В целом работами Радиоуглеродной лаборатории ИГФМ АН УССР вносится значительный вклад в датирование и периодизацию памятников археологии Украины и некоторых смежных территорий. На повестке дня – дальнейшее усовершенствование точности определений, разработка вопросов хронологии голоцена по новым об-

разцам и составление общей хронологической шкалы голоцена Украины с привлечением различных методов гуманитарных, точных и естественных наук, в том числе палинологических данных.

Датирование объектов археологии методами точных наук в значительной степени облегчает решение проблемы относительной и абсолютной хронологии исторических событий. При определении возраста археологических памятников необходим комплексный подход к датированию одних и тех же объектов или однокультурных памятников методами различных наук. Для большей достоверности и объективности необходимо проводить анализы по возможности в большем количестве. Одиночные определения зачастую могут быть ошибочными.

УДК 551.89

И.К. Иванова

О ГЕОХРОНОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА (ПО МАТЕРИАЛАМ СРЕДНЕГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ)

Позднеплейстоценовые отложения (времени последнего – вюрмско-северопольского-балтийского-вислинского-валдайского-калининского-осташковского оледенения) сохранились наиболее полно. Они лучше, чем какие-либо другие плейстоценовые образования, доступны для изучения. При этом возможно применение различных научных методов, в том числе таких эффективных, как радиоуглеродное датирование.

Однако исследователи, изучающие вторую половину верхнего плейстоцена, не приходят к единому мнению по ряду деталей ее стратиграфии. Вопросов, вызывающих дискуссию, достаточно много: "абсолютный" возраст нижней границы последнего оледенения, т.е. его длительность, выделение ранневюрмских интерстадиалов, характер т.н. среднего вюрма, наличие самостоятельного внутри-вюрмского менгледниковья, возраст границы между плейстоценом и голоценом, т.е. верхняя граница времени последнего оледенения.

Для того чтобы перейти к обсуждению этих вопросов, необходимо как нам кажется, отметить большое, а подчас решающее, значение выбора эталонных разрезов.

Общее географическое положение и широтная зональность находят свое отражение в характере климатических колебаний. Последние могут улавливаться в отлагаемых толщах далеко не во всех условиях. Так, например, на водоразделах и возвышенностях при стабильном тектоническом положении или на участках поднятий происходит слабое накопление отложений. Разрезы здесь сильно

редуцированы и не дают четкого представления о характере окружающей среды и ее изменениях в процессе накопления осадков.

Стратиграфия и палеогеографическая обстановка последнего отрезка плейстоцена наиболее полно выражены, с одной стороны, во впадинах и областях молодых опусканий, где происходит интенсивная аккумуляция рыхлых отложений, и, с другой стороны, в склоновых образованиях областей поднятий (имеются в виду главным образом внеледниковые области).

Прекрасные разрезы для детального стратиграфического расчленения второй половины верхнего плейстоцена известны в Среднем Приднестровье.

Днестр в своем среднем течении прорезает Вольно-Подольскую возвышенность. Последняя, являющаяся южным склоном Украинского кристаллического массива, испытывала в четвертичном периоде непрерывные или почти непрерывные поднятия, что привело к образованию глубокой (до 160 м) узкой, каньонообразной части долины Днестра и его притоков. Оба крутых берега прорезаны многочисленными глубокими оврагами и промоинами. Река сильно меандрирует, образуя иногда очень крупные петли.

Такой характер долины сохраняется в среднем течении Днестра на протяжении около 600 км. Здесь выделяется восемь надпойменных террас. Высокая поверхность у реки образована древними террасами, имеющими значительную ширину.

Во внутриканьонной части долины развиты более молодые террасы, сохранившиеся спорадически в виде отдельных обрывков, прислоненных к крутым склонам, сложенным коренными породами. Террасы прикрываются шлейфом лёссовидных делювиальных и делювиально-пролювиальных образований мощностью до 25 м. Покровная толща опирается на II надпойменную террасу Днестра, достигая на ней максимальной мощности. Цоколь II террасы в среднем течении реки имеет высоту от 5 до 12 м. Аллювиальные отложения по единодушному мнению всех исследователей, изучавших этот район, относятся к ресс-вюрмскому=земскому-микулинскому времени.

Залегающие выше покровные лёссовидные образования и заключенные в них погребенные почвы вмещают ряд многослойных палеолитических стоянок, раскопки которых здесь ведутся в течение многих лет на значительную глубину (до 13-14 м). Длительное комплексное изучение покровных отложений, которое могло быть проведено благодаря археологическим раскопкам послойно, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, а также проведенное бурение, позволило детально расчленить их толщу. Сделанные выводы подкреплены серией радиоуглеродных датировок.

Наиболее важные материалы получены при раскопках многослойных палеолитических стоянок Молодова I, Молодова V и Кормань IV (Сокирянский район Черновицкой области УССР). Разрезы этих стоянок отличаются большим своеобразием, но хорошо коррелируются между собой и стратиграфически дополняют друг друга.

Стоянка Молодова V находится на пологом склоне ко II надпойменной террасе Днестра, Молодова I - в тыловой части II террасы, Кормань IV, где цоколь II террасы несколько снижен и разрез сокращен, - в крутом обрыве у самой реки [Иванова, 1977б, рис. 18].

В толще рыхлых отложений Приднестровья улавливается серия климатических колебаний, которые с той или иной степенью уверенности коррелируются с интервалами и интерстадиями, выделяемыми во многих областях северного полушария.

О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ВЮРМСКОГО ВРЕМЕНИ

В работах исследователей, занимающихся детальной стратиграфией позднего плейстоцена (вюрма), фигурируют в основном две даты, относящиеся к его началу: 75 000-80 000 и 120 000-125 000 лет назад.

Не имея каких-либо собственных материалов по этому вопросу, автор склоняется к принятию первой даты, предложенной на основании радиоуглеродных определений, имеющихся для ранневюрмских интерстадиалов. Конечно, эта дата в общем условна, но поскольку в дальнейшем будут использованы именно радиоуглеродные данные, оснований для ее использования больше, чем для второй даты. Последняя базируется на данных, полученных прежде всего другим методом определения "абсолютного" возраста для морских отложений западного полушария. Представляется, что ставить ее в одну колонку с радиоуглеродными датами было бы неправильно.

РАННИЕ ИНТЕРСТАДИАЛЫ ВЮРМА

Как известно, многими исследователями в начале вюрма выделяются умеренно теплые интерстадиалы, отделенные от рисс-вюрмского межледникового и друг от друга следами достаточно резких похолоданий. Наличие этих интерстадиалов отмечается для различных широт, как ледниковых, так и внеледниковых областей.

Исследователи, работающие главным образом в перигляциальной зоне, отложения, содержащие признаки потепления, включают в один комплекс с рисс-вюрмскими -земскими образованиями. Такое положение имеется, в частности, для лёссовых разрезов средних широт, где в лёссах закономерно выделяется межледниковая подлесная ископаемая почва и над ней новые следы почвообразования, часто представленные черноземными почвами или просто намывным гумусом. Изучение таких разрезов, где разнотипные почвы залегают одна над другой без видимого перерыва, и привело некоторых исследователей к объединению их в один комплекс. При такой трактовке время последнего оледенения должно иметь уже иной объем.

Наиболее древние юрмские интерстадиалы были выделены в Нидерландах на ряде стратотипических местонахождений. Они зафиксированы в разрезах торфяников, детально изученных палинологически, и сопровождаются значительным количеством радиоуглеродных дат.

В самые последние годы новая методика радиоуглеродных измерений, с применением концентрации C^{14} посредством термальной диффузии, позволила расширить пределы измерения их возрастов [Grootes, 1977]. П.М. Гротес публикует 19 датировок для промежутка времени от 73 000 до 56 000 лет назад, в котором выделяются три палинологически охарактеризованных интерстадиала: амерсфорт, начало которого определяется в 68 тыс. лет назад, брёруп — 64 000 и оддерате от $60\,500 \pm 600$ до 56 000 лет назад.

Следы ранних интерстадиалов отмечаются во многих разрезах позднего плейстоцена, в частности и на территории Советского Союза. Однако радиоуглеродное определение их возраста не имеет у нас конечных результатов [Арсланов, 1975]. Автором настоящей статьи сделана попытка [Иванова, 1977] дать краткий обзор распространения раннеюрмских интерстадиалов в Европе. В настоящее время получены данные по применению усовершенствованного радиоуглеродного метода для изучения этих интерстадиалов и в Северной Америке [Stuiver, Heusser, Yang In Che, 1978]. Интересно, что они чрезвычайно близки к данным, опубликованным П.М. Гротесом.

Возвращаясь к приднестровским разрезам, рассмотрим, как отражаются там интерстадиалы раннеюрмского времени. Выше уже упоминалось, что покров юрмских отложений в районе многоступенчатых палеолитических стоянок связывается со II террасой Днестра. Последняя имеет своеобразное строение. В ее цоколе наблюдается не менее двух уровней, свидетельствующих о том, что интенсивность вреза реки менялась несколько раз за сравнительно короткое время. Положение II террасы в общем террасовом ряду этой области и характер ее покрова дают основания считать, что наиболее ранний, основной уровень аллювиальных образований относится к рисс-юрмскому-микулинскому времени. На аллювии при этом сохраняется полный разрез юрмских отложений.

Последующий уровень (или уровни) можно связывать с раннеюрмскими интерстадиалами, отвечающими амерсфорту и брёрпу (+оддерате?). Для этих уровней покров несколько сокращен и собственно аллювиальные отложения отвечают интерстадиальному времени.

Наиболее древний интерстадиал, со значительной долей вероятности отнесенный к амерсфорту, встречен только на стоянках Молодова I и Молодова V при бурении, в обоих случаях на глубине 18 м от поверхности. Он представлен остатками ископаемой почвы черноземного типа, отделенной от галечников II террасы (Молодова I) или коренных отложений склона (Молодова V) 7-метровой толщиной суглинистых образований. Выше залегает 7-8-метровая толща

сходных отложений, содержащая обильную фауну холодолюбивых моллюсков.

Следы второго интерстадиала, с которым связаны уникальные остатки мустьерских поселений, встречены на глубине 9–10 м от поверхности. Они представлены несколькими маломощными горизонтами оглеения. Об относительном потеплении в этот период свидетельствует состав моллюсков, а также спокойное залегание слоев. Вверх по разрезу характер отложений быстро меняется: наблюдаются следы солифлюкции, нарушившей положение культурных остатков. Среди наземных моллюсков появляются холодолюбивые виды, в составе мелких грызунов – копытный лемминг. Угли из костров верхних культурных горизонтов, в которых уже имеются признаки начинающегося похолодания, дали радиоуглеродный возраст древнее 45 тыс. лет. С известной уверенностью можно предположить, что мы имеем здесь следы брёрупского интерстадиала, а скорее всего – брёрупа и оддераде вместе. На более низком уровне II террасы на стоянке Кормань IV к тому же времени может принадлежать собственно аллювий, а выше по склону ископаемая почва черноземного типа, содержащая до 9% пылцы широколиственных пород в составе лесной растительности (при их господстве и в настоящее время и полном отсутствии в периоды стадиалов).

В общем, в покровных, склоновых отложениях Среднего Приднестровья мы имеем четкие следы по крайней мере двух ранневюрмских интерстадиалов. Принадлежность их к этому времени, а не более позднему или раннему доказывается следующим.

1. Соотношением с аллювием II террасы, имеющим ресс-вюрмский возраст, от которого ископаемые почвы отделяются толщей лёссовидных пород значительной мощности.

2. Радиоуглеродными датами (древнее 45 тыс. лет).

3. Присутствием в верхних интерстадиальных отложениях остатков мустьерской культуры.

4. Наличием в лежащей выше толще лёссовидных отложений следов всех выделяемых в Европе последующих интерстадиалов вюрма, что подтверждается результатами комплексного изучения разрезов, включая радиоуглеродное датирование [Иванова, 1977б].

Вопрос о самостоятельности существования ранних интерстадиалов вюрма в лёссовых разрезах разбирался автором ранее [Иванова, 1966]. Новые материалы, полученные за последние годы свидетельствуют в пользу его положительного разрешения.

По имеющимся данным для северных районов, подвинки льда в начале вюрма были весьма незначительны. Однако климат перестал быть межледниковым и отзвуки его изменения охватили огромные пространства. Характер перехода от ресс-вюрмского межледниковья к ледниковому времени и последующим интерстадиалам убеждает нас в том, что границу между ресс-вюрмом и вюрмом наиболее целесообразно проводить ниже интерстадиалов, по первым следам, хотя и непродолжительного, но резкого похолодания, сменившегося потеплением интерстадиального масштаба.

Больше всего разногласий вызывает характер средней части вюрма, занимающей отрезок времени примерно от 55 000 до 30 000 лет назад, что в общих чертах отвечает отложениям, располагающимся между брёрупом и паудорфом, штиллфридом А и штиллфридом В европейских "лессовых" стратиграфических схем. Это - предпаудорфская фаза главного стадияла северо-польского оледенения [Mojski, 1969], вторая половина калининского оледенения - его главная фаза и так наз. вышневолоцкая стадия [Москвитин, 1954], первая главная фаза валдайской эпохи или лёсс I для перигляциальных областей [Величко, 1973], отложения между почвенными комплексами РК III и РК I чехословацких исследователей и многие другие, выделенные для разных регионов.

Это время разные исследователи расценивают по-разному: как целиком холодное с однообразным климатом без каких-либо отклонений; время полного оледенения с отдельными интерстадиялами небольшого масштаба; межледниковое, объединяемое вместе с расположенными выше паудорфскими отложениями и их эквивалентами, прерывавшееся кратковременными этапами похолоданий; "комплекс интерстадиалов" (включая паудорф); сложный отрезок позднего плейстоцена с неустойчивым климатом, с несколькими этапами довольно сильного похолодания, сменявшимися потеплениями.

Нам представляется, что такое разнообразие точек зрения, подчас прямо противоположных, вызвано тем, что за основу брались разрезы, расположенные в разных широтах, климатических зонах и геоморфологических областях. Выше уже говорилось о важности их выбора.

Так, например, изучение перигляциальных отложений на плато и водоразделах дало основание прийти к выводу о холодном, однообразном климате рассматриваемого времени. Между тем как накопление осадков проходило здесь медленно и разрезы сильно редуцированы.

Мнение о "среднем вюрме" как о длительном межледниковье поддерживается многими исследователями севера Европейской части СССР и Сибири, где климат в это время был резко континентальным. Вопрос о внутривюрмском межледниковье в Центральной и Западной Европе практически не ставится.

Перейдем к рассмотрению характера отложений среднего вюрма в Приднестровье. Прежде всего следует отметить, что весь изученный там разрез позднего плейстоцена по всему комплексу признаков указывает на климат более суровый, чем современный.

Об этом свидетельствует характер пыльцы растений, состав фауны моллюсков и мелких грызунов. В настоящее время здесь господствуют широколиственные леса, и хвойные деревья известны только в искусственных посадках. Пыльцевой анализ разреза стоянки Кормань IV, выполненный Г.А. Пашкевич (1977), показал резкое преобладание сосны в составе древесной растительности. Среди

моллюсков отсутствуют термофильные формы, широко развитые в рисс-вюрмских и голоценовых отложениях. И в отдельных слоях появляются холодолюбивые виды, имеющие в настоящее время более северные ареалы. Среди фауны млекопитающих известны находки копытного лемминга, песца, не говоря уже об обильных остатках северного оленя.

Отложения так называемого среднего вюрма представлены во всех трех изученных местонахождениях лёссовидными суглинками, часто сильно опесчаненными с горизонтами ископаемых почв.

Начало этого времени знаменуется сильным развитием криогенных процессов, особенно сильно проявившихся на стоянке Молодова V. Имеются следы повышенной обводненности. В конце этого этапа отмечается небольшое смягчение климата, выразившееся в развитии почвообразовательных процессов. На стоянках Молодова I и Молодова V прекрасно прослеживается "санистый" прослой, свидетельствующий об обширном степном или лесном пожаре. Он относится еще ко времени развития мустьерской культуры, хотя несмещенного культурного слоя на этом уровне не наблюдается. Радиоуглеродное датирование "санистого" прослоя на стоянке Молодова V показало возраст древнее 35 000 лет. На стоянке Кормань IV, располагающейся всего в 7-8 км ниже по Днестру, на этом уровне также отмечены следы пожара, связанные с хорошо развитой здесь на небольшом участке сдвоенной ископаемой почвой псевдоподзолистого типа. Угли из верхнего горизонта почвы (она сдвоена и оба горизонта несут явные следы пожарниц) показали по C^{14} возраст $44\,400 \pm 2050$ лет назад ($GrN=6807$). На этом

основании почвы могут сопоставляться с умеренно теплым интерстадиалом, известным в Бельгии под названием поперинге, в Нидерландах - моерскофд¹, в США - порт-талбот и страусберри II, а также с красногорским потеплением, выделенным в Европейской части СССР по разрезу Красная Горка на Днестре (Гомельская область). Сюда же относятся потепления (два!), выделенные в результате палинологических и радиологических исследований в озерных отложениях северо-востока Русской равнины [Бердовская, Хомутова, 1978].

При детальном изучении этой части разреза на стоянке Кормань IV устанавливается, что в основании нижнего почвенного горизонта еще обнаружены холодолюбивые формы моллюсков, встречающиеся в лежащем ниже слое. Выше присутствуют лишь нейтральные виды, обычно встречающиеся в лёссах. Спорово-пыльцевой анализ показал довольно широкое распространение лесной расти-

1

Интересно отметить, что детальное изучение этого интерстадиала в Нидерландах также показало его сдвоенный характер с промежуточным похолоданием длительностью около 1500 лет [Kolstrup, Wijmstra, 1977].

тельности с резким (93%) преобладанием сосны, при 1–2% широколиственных пород. Культурные остатки (мустье) найдены в обоих почвенных горизонтах в сильно смещенном состоянии, так же как и кости крупных животных – мамонта, носорога, лошади, зубра, оленей (в том числе северного).

Выше следуют песчанистые слабокарбонатные суглинки до 2 м мощности. Пыльцевой их анализ показывает значительное сокращение лесной растительности, расширение степей.

На них развита еще одна ископаемая почва степного ряда, имеющая небольшую мощность, и в обоих случаях, где она наблюдалась (Кормань IV и Молодова V), смятая солифлюкцией. Спорово-пыльцевой анализ почвы указывает на умеренный климат и господство сосновых лесов. С нижней ее частью связаны находки кремней и костей крупных животных, не образующих, однако, настоящего культурного слоя. В отношении археологической датировки этот слой по-видимому можно рассматривать как переходный от мустье к верхнему палеолиту. Для него не имеется радиоуглеродных дат, но положение в разрезе и возраст ниже и выше лежащих почв дают основание для сопоставления с интерстадиалом хенгело (Бельгия, Нидерланды), подградем (Чехословакия), страусберри III (США), возраст которых определяется в 38 000–36 000 лет назад².

Для лежащего выше слоя суглинков небольшой мощности по спорово-пыльцевым данным отмечается новое сокращение лесов и расширение степей, имеются также следы солифлюкционных процессов, приведших к смятию почвы, расположенной ниже. На этом слое заканчивается описываемая часть разреза, относимая к среднему вюрму.

Какие же выводы могут быть сделаны на основании всего изложенного?

Совершенно очевидно, что в Среднем Приднестровье в этот период климат не был однообразно холодным. Он сменялся потеплениями по крайней мере дважды. Потепления были умеренными, ни в какой мере не отвечающими межледниковым. Можно ли назвать это время "комплексом интерстадиалов", как это предлагается некоторыми исследователями? По-видимому, нет, так как удельный вес холодных отрезков времени был значителен и явно превалировал. Следует ли объединять "средний вюрм" в нашем понимании со временем последующего потепления, как это принимается многими исследователями? Представляется, что это целесообразно делать только в тех случаях, когда нет возможности или необходимости дробного стратиграфического расчленения вюрма, а дается только его общая картина.

² Точно такие же даты приводятся для потепления интерстадиального характера, выделяемого на северо-востоке Европейской части СССР в бассейне Нижней Печоры и районе Кубено-Сухонской впадины [Бердовская, Хомутова, 1978].

Как уже упоминалось выше, существование внутривюрмского потепления с верхней возрастной границей около 23 000 лет назад практически признается всеми. Нет лишь единого мнения о его масштабах и продолжительности, т.е. начале. Многие исследователи объединяют его со средним вюрмом в единое "теплое" целое. Другие рассматривают большую часть вюрма, выше брёрупского интерстадиала, как одну холодную эпоху, внутри которой на определенном уровне имело место потепление. Многие являются также последователями П. Вольдштедта, который, как известно, принимал трехчленное деление вюрма, с двумя интерстадиалами: одним на уровне брёрупа, другим - на уровне паудорфа или штиллфрида В в их относительно узком возрастном пределе. Другие исследователи, изучающие преимущественно внеледниковые районы, связывают брёруп, как это подробно разбиралось выше, с земским межледниковьем в один комплекс и делят таким образом вюрм на две части.

Каждый исследователь может быть по-своему прав, рассматривая какую-то определенную территорию. Но, нам представляется, что следует опираться в первую очередь на те элементы стратиграфии, которые имеют широкое распространение и развиты в различных климатических зонах. К таким элементам принадлежат отложения с признаками потепления, имеющие разнообразные региональные названия, с радиоуглеродным возрастом (примерно) от 30 000 до 24 000 лет назад. Следы их отмечаются почти повсеместно, как в ледниковых, так и во внеледниковых районах, на береговых линиях морей и в донных морских осадках. Количество радиоуглеродных дат, достаточно надежных в этом диапазоне, - огромно.

В Среднем Приднестровье отложения этого времени, прослеживающиеся очень хорошо, имеют сложный характер. В них наблюдается два пика потепления, разделенные временем небольшого похолодания.

Они начинаются ископаемой черноземовидной почвой, особенно хорошо выраженной на стоянке Молодова V. В верхней ее части находится культурный слой верхнего палеолита, угли которого показали радиоуглеродный возраст 28 000-29 000 лет назад. Почва перекрыта небольшим слоем лёссовидного суглинка, выше которого располагается горизонт оглинения, также содержащий остатки культурного слоя с датой древнее 24 тыс. лет. В последнем обнаружен кусок древесины дуба, что является большой редкостью, так как в других частях разреза встречаются только остатки хвойных деревьев. Интересно отметить, что среди костей млекопитающих в этих культурных слоях преобладает лошадь, тогда как в лежащих выше доминируют остатки северного оленя, и даже появляется песец.

На стоянке Кормань IV ископаемая почва этого уровня и связанные с ней следы культурного слоя сохранились хуже. Здесь интересен характер пыльцевой диаграммы: резкое увеличение пыльцы древесных пород и сокращение травянистой растительности, хотя по-прежнему преобладающей породой остается сосна, а широколиственные породы отсутствуют.

Над этой почвой располагается толща суглинков, для которых характер пыльцевой диаграммы в целом сохраняется, но отмечены некоторые признаки похолодания по составу фауны моллюсков. Еще выше следует песчаный прослой, непосредственно под которым находится хорошо сохранившийся культурный слой верхнего палеолита. Он имеет даты по углям $24\,500 \pm 500$ (ГИН-1099) и $25\,140 \pm 350$ (ЛУ-576) лет назад. В пыльцевой диаграмме отмечается общее сокращение лесов, но при этом появляется пыльца широколиственных пород (4%). Холодолобивые моллюски отсутствуют.

Таким образом, на обеих стоянках в этой части разреза отмечается двукратное потепление. По своим масштабам оно является интерстадиальным.

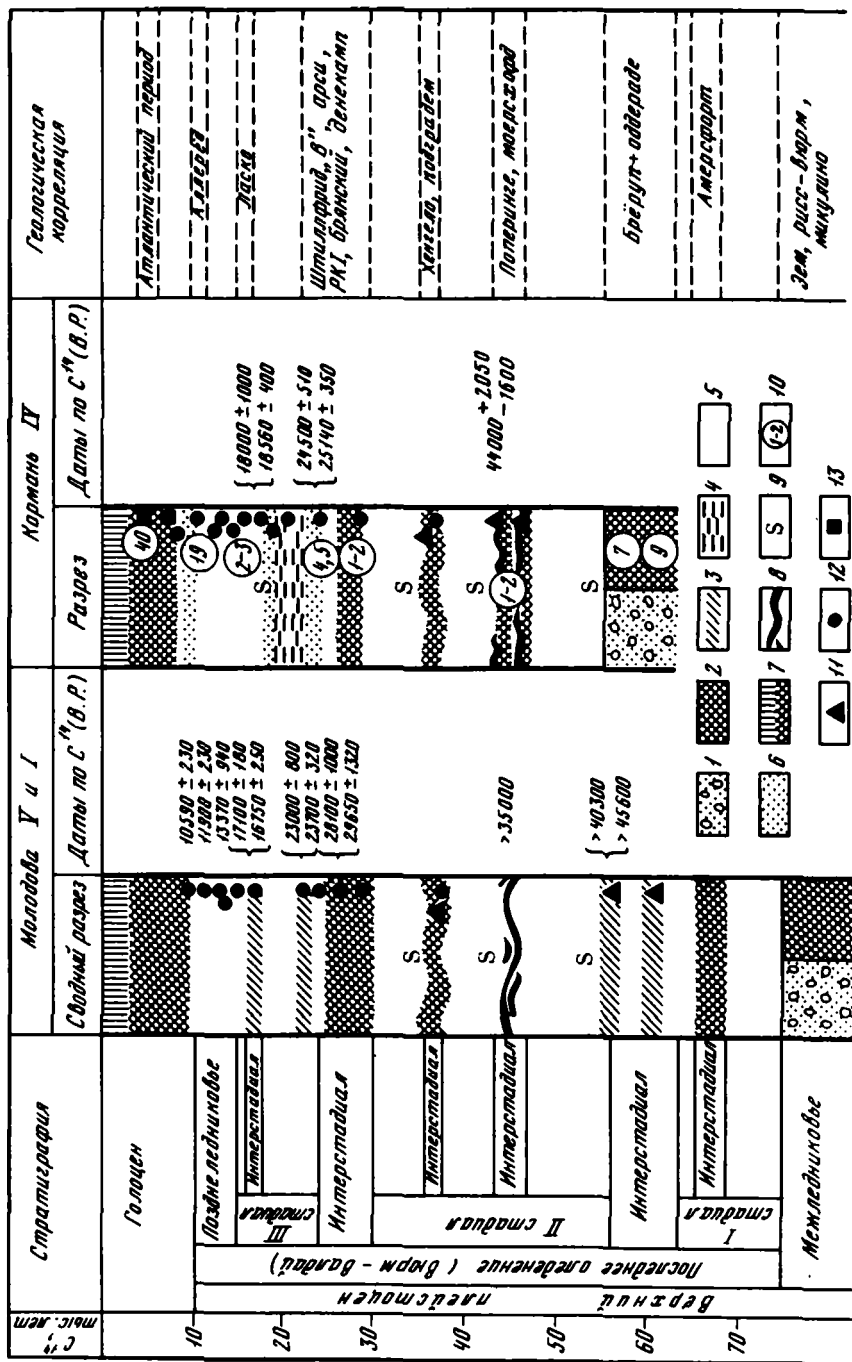
МАКСИМАЛЬНОЕ ПОХОЛОДАНИЕ

В настоящее время можно считать общепризнанным, что максимальное похолодание в вюрме падает на отрезок времени 18 000 – 20 000 лет назад. Этот вопрос ставился и разбирался во многих работах и подробно изложен у нас в книге А.А. Величко [1973]. В Америке существует объединение ученых разных специальностей из 18 научно-исследовательских учреждений под названием CLIMAP. Оно занимается реконструкцией палеоклиматов и, в частности, детальным комплексным изучением осадков морского дна, ледниковых образований и признаков климатических колебаний в отложениях суши. Участники этой работы пришли к выводу, что 18 000 лет назад отмечалось похолодание климата во всем северном полушарии, причем уровень Мирового океана был на 85 м ниже современного, ледники достигали 3 км мощности, на суше происходило резкое смещение климатических зон [CLIMAP, Project Members, 1976].

Любопытно отметить, что и в разрезах Среднего Приднестровья это явление нашло свое отражение.

Признаки начала похолодания отмечены для времени около 23 000 лет назад (остатки песка в составе фауны одного из культурных слоев стоянки Молодова V).

На стоянке Кормань IV, стратиграфически выше культурного слоя с датой 24 000 – 25 000 лет назад, располагается сведенная ископаемая почва тундрового типа, а выше также – лёссовидные суглинки с тонкими песчаными прослоями. Как внутри почвенного горизонта (имеющего локальное распространение), так и в



лессовидных суглинках обнаружен ряд культурных слоев. Один из них в песчанистых суглинках над почвой имеет даты, полученные по углям из кострищ: $18\,000 \pm 400$ (ГИН-719) и $18\,500 \pm 2\,000$ (СОАН-145) лет назад.

Особенность описываемой пачки слоев – многочисленные свидетельства холодных климатических условий времени ее образования. Помимо палеопедологических и литологических признаков, именно здесь отмечается присутствие самой холодолюбивой фауны моллюсков и пыльцы растений, указывающих на суровую климатическую обстановку. Именно здесь содержится значительное количество холодолюбивой формы моллюсков *Vallonia tenuilabris* Al. Br., а также *Columella columella* Mart. Здесь же (и только здесь) отмечается присутствие пыльцы карликовой березы (*Betula nana*), ольховника и споры *Selaginella selaginoides*. Наименьшее значение (16–19%) в общем составе растительности имеет пыльца древесных пород. Местами описываемая пачка нарушена глубокими трещинами со смещениями, имеющими мерзлотное происхождение [Иванова, 1977б, рис. 17].

Около 16 000–17 000 лет назад намечается смягчение климата. Исчезают холодолюбивые моллюски и пыльца холодолюбивых растений. В пыльцевом спектре появляются единичные зерна широколиственных пород.

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ГОЛОЦЕНА

Позднеледниковые отложения в изученных разрезах представлены лёссовидными суглинками, имеющими признаки сухости климата. В них заключена серия культурных слоев, датированных по C^{14} на стоянке Молодова V. В этой толще хорошо выделяется потепление на уровне аллерёда. В частности, в культурных слоях на этом уровне впервые появляются теплолюбивые моллюски типа хелицид. Содержание пыльцы широколиственных достигает среди древесной пыльцы 18–19%. Выше по разрезу ее содержание довольно резко снижается. Самый верхний палеолитический слой, расположенный близ кровли лёссов, имеет дату около 10 500 лет назад. Образо-

Схема стратиграфии позднего плейстоцена по материалам многослойных палеолитических стоянок Среднего Приднестровья

1 – галечники и пески (аллювий); 2 – ископаемые почвы; 3 – горизонт оглеения; 4 – почва тундрового типа; 5 – лёссовидные суглинки и супеси; 6 – пески; 7 – голоценовая почва; 8 – самистый прослой (след лесного и степного пожара); 9 – следы солифлюкции и других криогенных нарушений; 10 – %-содержание пыльцы широколиственных в спектре пыльцы лесной растительности; 11–13 – культурные слои и уровни: 11 – мустье, 12 – поздний палеолит, 13 – мезолит

вание лёссов продолжалось до голоцена. В голоцене на них стала развиваться черноземная почва, достигшая, благодаря привносу материала по склону, значительной мощности. Пыльцевые спектры голоценовой почвы, изученной на стоянке Кормань IV, прекрасно улавливают все климатические периоды, выделенные Блиттом—Сернандером.

В отношении границы между плейстоценом и голоценом днестровские материалы свидетельствуют скорее в пользу той точки зрения, по которой эта граница проводится на уровне 10 000–10 300 лет назад. На этом уровне прекращается лёссообразование и осуществляется переход от позднего палеолита к мезолиту.

* * *

Таким образом, длительное послыжное изучение разрезов Среднего Приднестровья с применением литологического, палеопедологического, палинологического, палеонтологического, радиологического, а также палеомагнитного методов позволяет выделить в толще лёссов, отложенных в целом в условиях сурового климата, не менее шести периодов потеплений интерстадиального характера и три генерации мерзлотных явлений. Наиболее теплые климатические условия существовали по-видимому в аллерёде (18–19% пыльцы широколиственных пород в составе древесной растительности). Следующее за ним время отвечает брёрупскому интерстадиалу (до 9% пыльцы широколиственных). Данные о более прохладном климате получены для интерстадиала, известного под названием штитлфрид В, паудорф, РК I и т.д. (1–2% пыльцы широколиственных пород в первую фазу и до 4% в последующую). Отложения "среднеюрмских" интерстадиалов, эквивалентных голландским хенгело и моерскофду, содержат свидетельства умеренного климата.

Радиоуглеродные даты, имеющиеся по приднестровским разрезам, позволяют с известной уверенностью коррелировать выделяемые здесь периоды потеплений с позднелейстоценовыми межстадиалами северного полушария³.

К сожалению, мы не располагаем конечными радиоуглеродными датами для раннеюрмских интерстадиалов.

Надо отметить, что у нас укоренилось представление о том, что все радиоуглеродные даты древнее 45 000–50 000 лет являются ненадежными.

Однако даты, полученные для ранних интерстадиалов, при применении усовершенствованной методики обнаруживают поразительную сходимость по целому ряду разрезов, не только Европы, но и Северной Америки [Grootes, 1977; Stuiver, Heusser, Jang In Che, 1978]. Вероятно, лабораториям по абсолютной геохронологии в СССР следует обратить на это внимание.

³ Очень большой интерес представляет то обстоятельство, что все эти интерстадиалы выделяются на сравнительно близкой территории — в Румынии [Căciunaru, 1977].

На рисунке приводится схема стратиграфического расчленения позднего плейстоцена, отражающая тот фактический материал, который был получен при многолетнем изучении четвертичной геологии Среднего Приднестровья и положен в основу предлагаемых выводов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР: Ледниковая и перигляциальные зоны. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 43.
- Архипов С.А. Хронология и палеогеография последнего оледенения. – В кн.: Последнее оледенение в низовом Приобье. Новосибирск: Наука, 1977.
- Бердовская Г.Н., Хомутова В.И. Гляциальные флоры валдайского оледенения на северо-востоке Европейской части СССР. – В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. – В кн.: Верхний плейстоцен: Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966.
- Иванова И.К. О ранних интерстадиалах юрмского времени. – В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977а.
- Иванова И.К. Геология и палеогеография стоянки Кормань IV на общем фоне геологической истории каменного века Среднего Приднестровья. – В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977б.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – Тр. ГИН СССР, 1974, т. 257.
- Москвитин А.И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3.
- Папе Р. Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена Бельгии. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.
- Пашкевич Г.А. Палинологические исследования разреза стоянки Кормань IV. – В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977.
- Averdieck F.R. Die Vegetationsentwicklung der Eem-Interglazials und der Frühweichsel-Interstadiale von Odderade – Schleswig-Holstein. – Fund. R.B., 1967, Bd. 2.
- Cărciumaru M. Contributii palinologice la cunoasterea oscilatiilor climatice din pleistocenul superior pe teritoriul României. – Stud. si cerc. Geogr., 1977, t. XXIV, N 2.
- CLIMAP, Project Members. The surface of the Ice-Age Earth. Quantative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18000 years ago. – Science, 1976, v. 191, N 4232.
- Dreimanis A., Raukas A. Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and their Equivalents Represent an Interglacial or an Interstadial Complex in the Northern Hemisphere? – Quatern. Stud. Roy. Soc. N. Z., 1975.
- Fink J. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. – Mitt. geol. Ges., 1962, Bd. 54.
- Grootes P.M. Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50 000 years BP. Proefschrift, Groningen, 1977.

- Kolstrup E. and Wijmstra T.A. A palinological investigation of the Moershoofd, Hengelo and Denekamp interstadials in the Netherlands. — *Geol. en mijnbouw*, 1977, v. 56(2).
- Maruszczak H. Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. Z badań czwartorzędu w Polsce. — *Inst. geol. Biul.*, 1976, t. 18, v. 297.
- Mojski J.E. Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. Z. badań czwartorzędu w Polsce. — *Inst. geol. Biul.*, 1969, t. 12, N 220.
- Rożycki S.Z. Zarys stratygrafii plejstocenu Polski. — In: *Czwartorzęd Polski*; Warszawa: PWN, 1967.
- Rühle, E. Stratigrafia czwartorzędu Polski. Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Warszawa: Wydawnictwa geologiczne, 1973.
- Stuiver Minze, Heusser Calvin J., Jang In Che. North American glacial history extended to 75 000 years ago. — *Science*, 1978, v. 200, N 4337.
- Zugwijn W.H. Vegetation Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian. — *Mem. Geol. Found. Netherl. N.S.*, 1961, v. 14.

УДК 551.89:550.838

Л.С. Куликова

ВЫДЕЛЕНИЕ МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ РЕПЕРОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗОВ МОЛОДОВА V И КОРМАНЬ IV

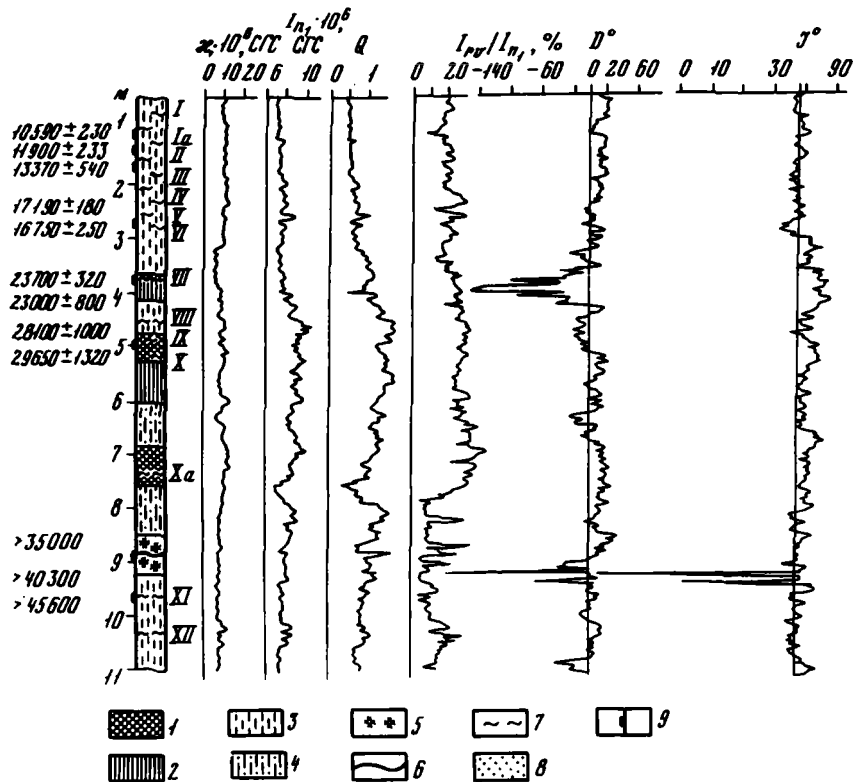
При стратиграфических исследованиях кайнозойских отложений большое значение придается палеомагнитному методу. Режим инверсий геомагнитного поля служит надежным маркером при крупномасштабном расчленении и корреляции осадочных толщ. Магнитным параметром, используемым для этих целей, является вектор первичной остаточной намагниченности (I_n^0) пород.

При детализации стратиграфического расчленения и датирования новейших отложений могут быть успешно применены результаты детальных палеомагнитных исследований. Характерные особенности тонкой структуры магнитного поля Земли (МПЗ), зафиксированные естественной остаточной намагниченностью осадочных пород, могут быть восстановлены детальными палеомагнитными исследованиями надежно датированных отложений. По совокупности же признаков поведения геомагнитного поля, характерных для определенных промежутков времени, можно определить время отложения осадков, а также провести расчленение и корреляцию сопоставляемых разрезов. В качестве основных магнитных маркеров в детальных исследованиях могут использоваться как плавные изменения геомагнитного поля — вековые вариации, так и кратковременные полные или неполные инверсии МПЗ — экскурсии.

Увеличение количества детальных палеомагнитных исследований привело в последние годы к обнаружению экскурсов на ряде временных интервалов в различных точках земного шара. Так, имеются сообщения об экскурсах ~11 500–13 500, ~17 000–18 000, ~24 000–25 000, 30 000–49 000 лет тому назад с продолжительностью от нескольких сотен до первых тысяч лет [Mörner, 1975; Поспелова, Ильев, 1977; Creer a.o., 1976; Dodson a.o., 1977; Freed, Healy, 1974; Liddicoat, 1975; Barbetti, McElhinny, 1976; Bucha, 1976; Opdyke, Shachleton, 1974; Куликова, Поспелова, 1976; Easterbrook, 1975; Nakajima a.o., 1973; и др.]. Однако обнаруженные экскурсы не всегда удовлетворяют основным требованиям внутренней сходимости в бассейнах седиментации, а также требованиям пространственной и временной сходимости в глобальном масштабе. Вероятность фиксации породами столь кратковременных изменений полярности и возможность их обнаружения зависят от скорости осадкообразования, перерывов в осадконакоплении, типа осадков, постседиментационных процессов и так далее. С другой стороны, возможно ошибочное выделение экскурсов по резким флуктуациям склонения (D) и наклонения (I), вызванным не изменениями геомагнитного поля, а тектоническими деформациями – резкими сбросами, складкообразованиями и др. [Verosub, 1975]. Наконец, идентификацию выделенных экскурсов затрудняют погрешности датирования отложений. Имеющиеся экспериментальные данные пока не позволяют однозначно ответить на вопрос о глобальном характере того или иного экскурса МПЗ, на возможность же использования экскурсов в качестве региональных стратиграфических реперов указывается большинством исследователей, многие из которых привлекают информацию об экскурсах, как дополнительную при датировании новейших отложений [Поспелова, 1971, 1973; Семаков, 1976; Creer a.o., 1976; Creer, 1977; Freed, Healy, 1974; Dodson a.o., 1977; и др.]. Имеется также некоторый опыт применения вековых вариаций МПЗ в качестве инструмента датирования. Так, детальное палеомагнитное изучение колонок оз. Виндермер (Англия) с радиоуглеродными датами показало, что вариации склонения могут быть использованы для определения возраста голоценовых отложений [Thompson, 1973, 1975] и на основе корреляции геомагнитных вариаций осуществлено магнитное датирование осадков в пещере Тито Бустилло (Испания) [Creer, Kopper, 1974].

Изучение вековых вариаций и экскурсов геомагнитного поля проводится в основном на материале донных колонок озерных и морских отложений. Знания о поведении МПЗ могут быть существенно дополнены и расширены путем исследования датированных осадочных пород в естественных обнажениях, более доступных для изучения и получения статистически значимого материала, повторного отбора образцов, контроля за тектоническими деформациями, корреляции одновозрастных разрезов.

Для детального палеомагнитного изучения были выбраны два опорных разреза многослойных палеолитических стоянок Молодова V



Р и с. 1. Литология и магнитные характеристики пород разреза Молодова V

1 - ископаемые почвы; 2 - глины желто-бурые алевритовые; 3 - суглинки желтоватые песчанистые и супеси; 4 - суглинки желтовато-сероватые алевритовые; 5 - суглинки пестрые ожелезненные и окрашенные в серый цвет (оглеенные); 6 - сажиный прослой; 7 - культурные слои; 8 - песок желтовато-серый, слегка глинистый; 9 - радиоуглеродные даты. Римские цифры - номера слоев

и Кормань IV, расположенных на правом берегу р. Днестр на расстоянии около 7 км один от другого. Разрезы представлены отложениями лёссовидных делювиальных образований, вмещающих серии уровней с разнообразными культурными находками от мустье до мезолита (Молодова V) и энеолита (Кормань IV). Разрезы стоянок изучены комплексом методов: археологическим, геологическим, палеогеографическим, геоморфологическим, палеонтологическим, литологическим, палеопедологическим, методом радиоуглеродного датирования. На основании многолетних геологических и археологических исследований проведено сопоставление условий залегания и материалов культурных горизонтов разрезов, хорошо дополняющих друг друга [Иванова, 1977; Черныш, 1977]. Полнота разрезов, хорошая их изученность, наличие радиоуглеродных дат, а также высокая палеомагнитная стабильность I_n большей части пород послужили прекрасной основой для постановки детального палеомагнитного изучения разрезов.

Отбор образцов был выполнен во время летнего полевого сезона 1975 г. Ориентированные образцы – кубики с ребром 2,4 см отбирались с шагом 3–3,5 см по вертикали по методике, разработанной ранее [Поспелова, 1971]. В разрезе Молодова V отобрано 930 образцов, представляющих отложения мощностью 10,5 м, в разрезе Кормань IV – 1190 образцов с общей мощностью представленных пород 13 м.

Многослойная стоянка Молодова V была открыта А.П. Чернышем в 1948 г. и в течение многих лет им проводились здесь работы по исследованию палеолита [Черныш, 1959, 1973, и др.]. Разрез стоянки описан И.К. Ивановой [Иванова, 1959, 1962, 1966, и др.]. Стоянка Молодова V, так же как и Кормань IV, приурочена к покровным отложениям II террасы Днестра и находится на мысу с выположенной поверхностью. В верхней части разрез сложен разнообразными желтоватыми, тонкими, плотными суглинками лёссовидного типа. На глубине около 4,75–5,25 м прослеживается горизонт погребенной почвы, отделяющий верхнюю часть разреза от лежащей ниже толщи, представленной более песчанистыми суглинками с многочисленными темными примазками и "санксистым" горизонтом (рис. 1). Имеются радиоуглеродные определения возраста ряда горизонтов разреза: 10 940 ± 150 (ГИН-150), 10 590 ± 230 (ГИН-7), 11 900 ± 233 (ГИН-8), 13 370 ± 540 (ГИН-9), 17 100 ± 180 (ГИН-52), 16 750 ± 250 (ГИН-105), 23 000 ± 800 (МО-11), 23 700 ± 320 (ГИН-10), 29 650 ± 1230 (ЛГ-15), > 35 000 (ЛГ-16), > 40 300 (GrN-4017), > 43 600 (ЛГ-17) лет назад (см. рис. 1).

Раскопки палеолитической стоянки Кормань IV проводились А.П. Чернышем начиная с 1969 г. [Черныш, 1972, 1973, 1977 и др.]. Раскоп приурочен к правому борту спускающегося к реке оврага "У млынов", протяженность раскопа составляет 38 м от устья оврага. Приустьевая часть раскопа длиной 18 м вскрывает

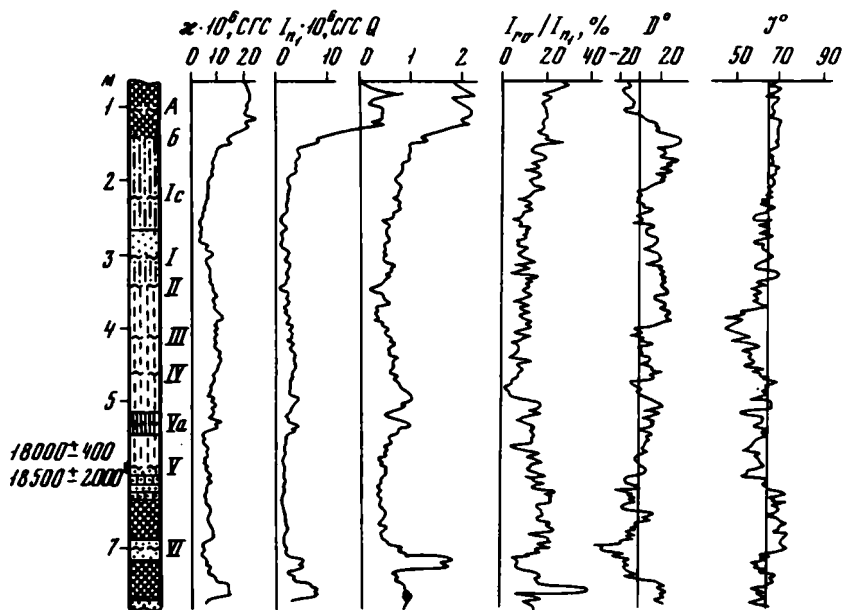


Рис. 2. Литология и магнитные характеристики пород разреза Кормань IV (верхняя часть)

Условные обозначения см. рис. 1

поселения позднего палеолита, в следующей части раскопа длиной 20 м вдоль оврага представлен полный разрез, но более перспективный для изучения более древних слоев. Для палеомагнитного изучения образцы отбирались из двух колонок, являющихся стратиграфическим продолжением друг друга: в квадрате 28 на глубине 0,65–7,80 м и в квадрате 10 на глубине 6,5–12,25 м от поверхности.

Геологию и палеогеографию стоянки исследовала И.К. Иванова [Иванова, 1977]. Отложения разреза представлены лёссовидными делювиальными суглинками и супесями с песчаными прослоями и горизонтами погребенных почв. Отложения приурочены к склону с понижением современной поверхности к реке под углом около 10° . В исследуемой нами части разреза почвы представлены (сверху вниз): часть голоценовой почвы (нижние 0,75 м), комплекс двух почвенных горизонтов на глубине около 6,30–7,75 м (рис. 2) и сдвоенная ископаемая почва на глубине 8,95–10,4 м (рис. 3). Три горизонта разреза датированы методом C^{14} : $18\,000 \pm 400$ (ГИН-719) и $18\,560 \pm 2000$ (СОАН-145), $24\,500 \pm 500$ (ГИН-1099) и $25\,140 \pm 350$ (ЛУ-586), $44\,400 \pm 2050$ (GrN-6807) лет назад (см. рис. 2 и 3).

Литологическое изучение разреза [Ренгартен, 1977] показало, что для всего разреза покровной серии удерживается однотипность

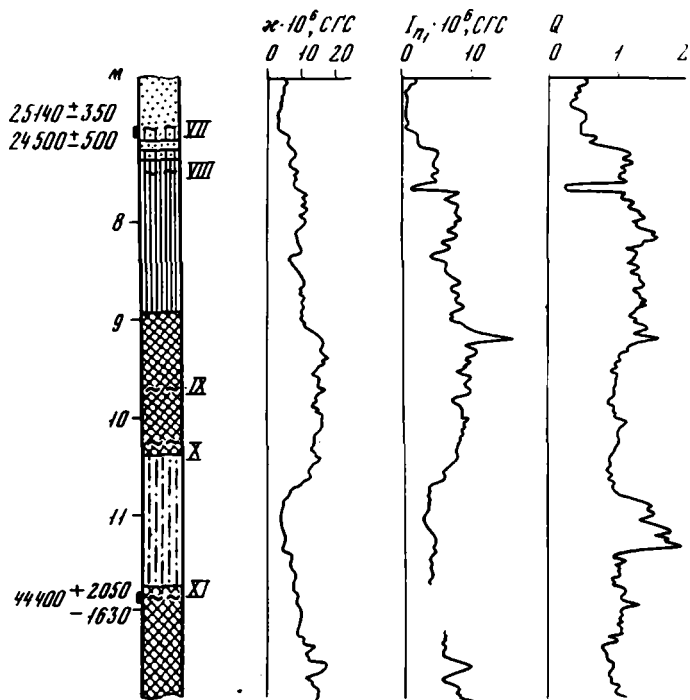
глинистого материала: полимиктовый состав глинистого вещества и пелитоморфная первичноосадочная структура глинистой массы. Глинистое вещество нигде не обнаруживает признаков постседиментационных изменений, что является необходимым условием пригодности отложений для палеомагнитного изучения.

Магнитные свойства пород изучались в лабораторных условиях по общепринятой методике [Храмов, Шолпо, 1967]. Были изучены основные магнитные характеристики представленных пород: величина и направление вектора I_n , восприимчивость (κ), вязкая намагниченность (I_{rv}), фактор $Q = I_n / 0,5\kappa$, а также магнитная стабильность I_n пород. Породы разрезов в основном слабомагнитны и довольно однородны по скалярным магнитным характеристикам: $\kappa_{ср.} = 10 \times 10^{-6}$ СГС, $I_{n,ср.} = 8 \times 10^{-6}$ СГС. Значения фактора Q , применяемого в палеомагнетизме для оценки напряженности палеомагнитного поля, изменяются от 0,2 до 2, показывая тенденцию к увеличению в средних частях разрезов и уменьшению в их верхних частях (см. рис. 1, 2, 3). Породы разрезов неоднородны по способности к приобретению вязкой намагниченности. Относительная магнитная вязкость (I_{rv}/I_n) различается по величине для разных частей разрезов: если $I_{rv}/I_n \approx 10-15\%$ для пород верхних и нижних частей разрезов, то для средних их частей характерны повышенные значения I_{rv}/I_n , составляющие в среднем $\sim 30\%$, в некоторых случаях до 40% .

Первичные измерения образцов после выдержки в положении *in situ* $\tau = 60-90$ суток показали, что на фоне основной прямой намагниченности пород разрезов отмечаются палеомагнитные аномалии — резкие скачки направления I_n с большими амплитудами. Аномальные изменения D и I наблюдаются в горизонталх: разреза Молодова V — на $\sim 0,5$ м ниже датированного $C14 > 35\ 000$ лет назад, разреза Кормань IV — выше датированного $C14\ 44\ 400 \pm 2050_{16\ 30}$ и близ горизонта с датировками $24\ 500 \pm 500$ и $25\ 400 \pm 350$ лет назад.

Для оценки палеомагнитной стабильности I_n образцов пород и выбора способа выделения первичного (стабильного) компонента остаточной намагниченности образцы подвергались различного вида воздействиям: земного магнитного поля при времени выдержки в положении "против поля" от $\tau = 60$ суток до $\tau = 2-2,5$ года; температуры (T) и переменного магнитного поля ($\tilde{H}$). Воздействию земным магнитным полем подвергались все образцы, для испытаний температурой и переменным магнитным полем брались по 2-3 образца с каждого уровня при равномерной выборке уровней. Кривые нагревов в скомпенсированном лабораторном магнитном поле снимались от $T = 50^\circ$ до $T = 250-300^\circ$ с шагом $\Delta T = 50^\circ$, $t = 2$ ч (75 кривых). Полные кривые размагничивания $\tilde{H}$ были сняты до $\tilde{H} = 600-700$ Э, $\Delta \tilde{H} = 50$ Э (69 кривых).

Лабораторные исследования показали, что породы со значениями $I_{rv}/I_n < 20\%$ обладают высокой магнитной стабильностью по

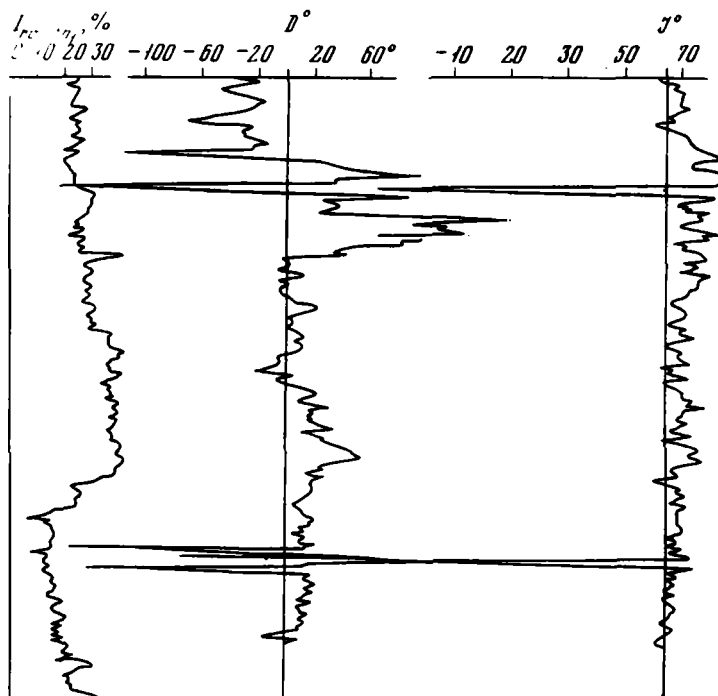


Р и с. 3. Литология и магнитные характеристики пород разреза Кормань IV (нижняя часть)

Условные обозначения см. рис. 1

отношению к различным воздействиям. После выдержки образцов "против поля" ($\tau = 2$ года для разреза Молодова V, $\tau = 2,5$ года для разреза Кормань IV) направления l образцов данной группы показали, в основном, небольшие изменения по сравнению с первичным измерением: $\Delta D = 5-8^\circ$, $\Delta l = 4-6^\circ$. Нагревы образцов показали устойчивость I_n к температурным воздействиям до $T = 250^\circ\text{C}$. При размагничивании до $\tilde{H} = 500$ Э значения D и l колеблются около некоторых средних, величина же I_n убывает до 30-40% от первоначального значения, что говорит о стабильности I_n по отношению к $\tilde{H}$.

Для большинства образцов пород с повышенными значениями магнитной вязкости ($I_{rv}/I_{n1} > 20\%$) характерен большой разброс направления векторов относительно первичных измерений после выдержки "против поля" ($\tau = 2-2,5$ года). Для образцов средней части разреза Молодова V (3,7-7,6 м) $\Delta D = 20^\circ \pm 12^\circ$, $\Delta l = 10^\circ \pm 15^\circ$; для образцов нижней части разреза Кормань IV $\Delta D = 5^\circ \pm 30^\circ$, $\Delta l = 3^\circ \pm 20^\circ$ на участке 6,5-9 м, на участке же 9-10,5 м наблюдаются большие изменения направления I_n , вплоть до полного



перемагничивания. Анализ кривых размагничивания $\tilde{H}$ и кривых шаговых нагревов показал, что образцы данной группы обладают двумя компонентами намагниченности, различными по магнитной стабильности. Вторичная вязкая намагниченность снимается в полях $\tilde{H} = 100$ Э для образцов разреза Молодова V, и $\tilde{H} = 50$ Э для образцов разреза Кормань IV, после чего остается стабильный компонент I_n .

К образцам с однокомпонентной стабильной намагниченностью выборочно применялась чистка переменным магнитным полем и температурная чистка, в качестве основной использовалась временная чистка. За направление I_n после временной чистки принималось направление геометрической суммы векторов I_n после выдержки "по полю" и "против поля". Образцы с повышенной способностью к приобретению вторичной вязкой намагниченности были подвергнуты чистке переменным магнитным полем $\tilde{H} = 100\text{Э} - 400\text{Э}$.

После проведения чисток I_n , как и по первичным измерениям, в обоих разрезах наблюдаются два режима изменения вектора I_n : спокойные для большей части разрезов осцилляции D и I относительно средних значений, соответствующих прямой полярности, и палеомагнитные аномалии. Для разреза Молодова V сохранилось аномальное поведение D и I ниже "сажистого" прослая до значений $D = -184,5^\circ$, $I = -70^\circ$ и дополнительно проявилось аномальное

Таблица 1

Модельные скорости осадконакопления сопоставляемых разрезов

Молодова V		Кормань IV	
культурные слои	см/год	культурные слои	см/год
		A-B	0,014
Ia-II	0,02	Ic-II	0,09
II-III	0,02	II-IV	0,08
III-VI	0,03	IV-V	0,026
VI-VII	0,016	V-VII	0,042
VII-IX, X	0,023	VII-IX	0,049
IX, X - "сажистый" прослой	0,025	IX-XI	0,018

изменение D до $D = -156,5^\circ$ ниже VII культурного слоя, датированного по C^{14} $23\ 000 \pm 800$, $23\ 700 \pm 320$ лет назад (см. рис. 1). Для разреза Кормань IV подтвердились и уточнились выделенные по первичным измерениям две палеомагнитные аномалии: значения склонения и наклонения достигают $D = -150^\circ$, $I = -31,9^\circ$ в горизонте над XI культурным слоем, датированным $44\ 400 + 2050$ лет $- 1630$ назад, склонение изменяется от $D = 180^\circ$ до $D = -118^\circ$ с изменением наклонения до обратных значений ($I = -68,3^\circ$) под VII культурным слоем с радиоуглеродными датировками $24\ 500 \pm 500$ и $25\ 140 \pm 350$ лет назад.

Сравнение аномально намагниченных горизонтов разрезов Молодова V и Кормань IV в основном показало согласованность их стратиграфического положения. Различие в фиксации в разрезах более ранней (первой) аномалии I_n составило $\sim 0,5$ м при условии сопоставления "сажистого" прослоя разреза Молодова V с горизонтом, вмещающим XI культурный слой разреза Кормань IV [Иванова, 1977]. Вторая аномалия I_n зафиксирована в обоих разрезах в отложениях около $24\ 000$ – $25\ 000$ лет назад, но в разрезе Кормань IV она проявилась полнее: склонение показывает резкое направленное изменение до $D = 125^\circ$, после чего следует резкий скачок наклонения до $I = -68,3^\circ$; затем склонение изменяется до $D = -78^\circ$ при повышенных значениях наклонения (до $I = 86^\circ$). Аналогичен характер изменений в разрезе Молодова V. Некоторые различия в стратиграфическом положении и степени проявления аномалии I_n обусловлены, по-видимому, несовершенством временной модели и различием в скоростях осадконакопления на соответствующих участках разрезов.

Сопоставимость палеомагнитных аномалий как по характеру, так и по времени их проявления в двух параллельных разрезах с независимым осадконакоплением указывает на геофизическую природу этого явления и дает основание интерпретировать аномалии I_n как экскурсы геомагнитного поля.

Для построения временных моделей изменения D и I за основные реперы были приняты радиоуглеродные даты. Дополнительные даты были перенесены из одного разреза на другой на основании детального сопоставления материалов культурных горизонтов и условий их залегания в разрезах, проведенного И.К. Ивановой и А.П. Чернышом. В табл. 1 представлены модельные средние скорости осадкообразования ($V_{ср}$) между сопоставляемыми в разрезах культурными слоями. Следует отметить неодинаковую обоснованность определения $V_{ср}$ для верхних и нижних частей разрезов. Для отложений последних 25 000 лет надежно датировано пять горизонтов разреза Молодова V и один горизонт разреза Кормань IV при уверенном сопоставлении культурных слоев разрезов. Для отложений старше 25 000 лет конечные радиоуглеродные датировки имеет один горизонт разреза Молодова V и два горизонта разреза Кормань IV, при наличии известных трудностей геологического и археологического сопоставления некоторых культурных слоев [Иванова, 1977; Черныш, 1977]. Представление скюнения и наклонения в едином для обоих разрезов временном масштабе осуществлено путем приведения скоростей осадкообразования к единой скорости $v = 0,03$ см/год с помощью линейной интерполяции.

На основе данной временной модели изменения $D(t)$ и $I(t)$ можно оценить время и длительность выделенных экскурсов геомагнитного поля. Первый экскурс зафиксирован ~ 47 100–46 500 лет назад по отложениям разреза Молодова V и ~ 44 000–43 300 лет назад для разреза Кормань IV; второй экскурс – ~ 24 500–23 500 лет назад по данным разреза Молодова V и ~ 26 500–23 500 лет назад по данным разреза Кормань IV. Более обоснованной оценкой времени проявления первого из двух выделенных экскурсов является ~ 44 000–43 300 лет назад, поскольку опирается она на радиоуглеродную датировку 44 400 лет. Нужно отметить несколько различный во время экскурсов характер изменения напряженности МПЗ, оцениваемый по величине Q . Экскурс ~ 44 000–43 300 лет назад протекает без заметного понижения значений Q , на фоне средних значений Q , близких к 1, после чего величина Q показывает тенденцию к резкому возрастанию (до $Q = 1,5$ в разрезе Молодова V и $Q = 2$ в разрезе Кормань IV, где скачок значений Q происходит уже при окончании экскурса). Экскурс ~ 26 500–23 500 лет назад протекает на фоне значений Q с общей тенденцией их уменьшения; во время максимального скачка геомагнитного поля наблюдается резкое уменьшение величины Q до $Q = 0,45$ в разрезе Молодова V и $Q = 0,2$ в разрезе Кормань IV.

Для временной модели плавных изменений $D(t)$, $I(t)$ резкие скачки D и I исключались, брались значения только с постепен-

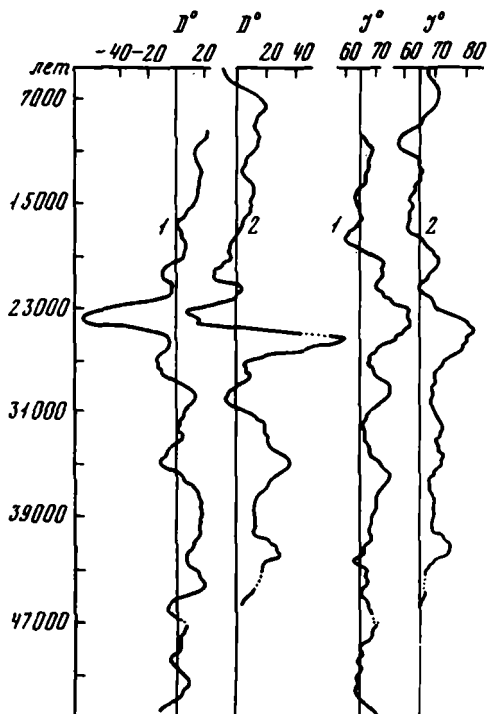


Рис. 4. Модель вековых вариаций $D(t)$, $I(t)$ 5000–53 000 лет назад (1 – по данным разреза Молодова V, 2 – по данным разреза Кормань IV)

Точками обозначены исключенные из анализа резкие скачки значений D и I

ным изменением, включая изменения D с большими амплитудами во время второго экскурса. На рис. 4 показаны модельные изменения сглаженных 15-точечным скользящим осреднением значений $D(t)$, $I(t)$ для интервалов времени - 10 000–53 000 лет назад для разреза Молодова V и - 5000–46 000 лет назад для разреза Кормань IV. Можно видеть, что изменения $D(t)$, $I(t)$ носят коле-

бательный характер: на фоне тренда с периодом, соизмеримым с длиной изучаемого временного интервала, наблюдаются более высокочастотные осцилляции. Сравнение временных моделей склонения и наклонения по обоим разрезам показало их сопоставимость на отрезке времени - 11 000–25 000 лет назад. Тенденция изменения как $D(t)$, так и $I(t)$ здесь в основном сохраняется, по данным обоих разрезов, при наличии небольших фазовых сдвигов значений D и I относительно средних ($\Delta D = 10^\circ$, $\Delta I = 6^\circ$) при спокойном поведении поля. Во время заключительной стадии экскурса (~24 000 лет назад) разница в значениях D по разрезам достигает 31° .

Сопоставимость по разрезам поведения $D(t)$ и $I(t)$ - 11 000–25 000 лет назад, при независимости в них осадкообразования, дает основание считать причиной плавного изменения $D(t)$ и $I(t)$ на указанном временном интервале изменение геомагнитного поля. Хорошая сходимость по обоим разрезам палеомагнитных результатов в рамках принятой временной модели подтверждает правильность сопоставления культурных слоев разрезов на указанном временном интервале, проведенного И.К. Ивановой и А.П. Чернышом.

Для промежутка времени - 25 000–46 000 лет назад значения как $D(t)$, так и $I(t)$ для обоих разрезов показывают изменение в противофазе при спокойном режиме поля и различное поведение в начальной стадии второго экскурса. Столь различная сопостави-

мость $D(t)$ и $I(t)$ на временных интервалах ~ 11 000–25 000 лет и ~ 25 000–46 000 лет назад возможна по ряду причин: во-первых, модельные скорости осадконакопления нижних частей разрезов менее соответствуют реальным по сравнению со скоростями накопления верхних их частей; во-вторых, возможны перерывы в осадконакоплении нижней части того или другого разреза, не учтенные в модели; в-третьих, возможны погрешности в определении параметров геомагнитного поля за счет слабой фиксации их породами, а также вследствие недостаточной чистки I_n от вторичных намагниченностей.

Для выявления периодичности изменения направления I_n был проведен спектральный анализ значений $D(t)$, $I(t)$, показанных на рис. 4 (табл. 2). Как видно из табл. 2, выделяемые как по склонению, так и по наклонению периоды хорошо согласуются для обоих разрезов на трех выбранных временных интервалах. Средние по разрезам (для всех анализируемых промежутков времени) значения периодов составили: для D – ~ 1800, ~ 2300, ~ 3200, ~ 5200, ~ 8600 лет; для I – ~ 1900, ~ 2500, ~ 3200, ~ 5200, ~ 9800 лет. Следует отметить, что во всех спектрах доминирует низкочастотная гармоника с периодом ~ 18 000–25 000 лет, который, однако, нельзя считать значимым, так как величина его соизмерима с длинами анализируемых временных интервалов.

Сопоставимость по обоим разрезам результатов спектрального анализа $D(t)$ и $I(t)$ указывает на то, что причиной плавных изменений склонения и наклонения 60 000–52 000 лет назад были вековые вариации геомагнитного поля. Для отрезка времени 11 000–25 000 лет назад можно считать установленной морфологию вариаций $D(t)$, $I(t)$, которая может служить дополнительным критерием при стратификации осадочных пород. Определение морфологии вариаций $D(t)$, $I(t)$ ~ 25 000–52 000 лет назад на данном этапе затруднительно. Одна из причин этого, по нашему мнению, – недостатки временной модели. Принятие в качестве магнитохронологического репера экскурса геомагнитного поля ~ 44 000–43 300 лет назад и пересчет на основании этого средних скоростей осадкообразования нижней части разреза Молодова V приведет, вероятно, к лучшей сопоставимости по обоим разрезам изменения $D(t)$ и $I(t)$ ~ 25 000–46 000 лет назад. Морфология вариаций $D(t)$ и $I(t)$ после 25 000 лет назад должна быть уточнена как дополнительными модельными исследованиями, так и дальнейшей работой по палеомагнитному изучению разрезов соответствующего возраста.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Детальные палеомагнитные исследования позднеплейстоценовых покровных отложений в опорных разрезах можно успешно использовать для изучения тонкой структуры геомагнитного поля за последние ~ 50 000 лет.

2. Обнаруженные экскурсы геомагнитного поля приблизительно в интервалах 44 000–43 300 и 26 500–23 500 лет назад могут

Таблица 2

Периоды изменения $D(t)$, $I(t)$ по разрезам Молодова V (MV) и Кормань IV (K IV)

Интервалы времени, лет назад	Периоды, T (лет)					
	склонения					
11000-36000 MV	1920	2270	3125			
6000-31000 KIV	1920	2500	3125	5000	10400	
20000-45000 MV	1785	2270	3125	5000	8333	
18000-46000 KIV	1866	2162	3110	4666	8170	
26000-52000 MV	1795	2360	3250		7580	
25000-46000 KIV	1615	2333	3500	6125		
по разрезу MV	1833	2300	3167	5000	7956	
$T_{\text{ср}}$ по разрезу KIV	1800	2332	3245	5264	9285	
по обоим разрезам	1817	2316	3206	5198	8621	
$\Delta T(D)$						
Разброс значений периодов по разрезам	33	32	78	264	1329	
$\Delta T/T_{\text{ср}}, \%$	1,8	1,4	2,4	5,1	15,4	

Таблица 2 (окончание)

Интервалы времени, лет назад	Периоды, T (лет)					
	наклонения					
11000-36000 MV	1785	2270	3125	4580	10415	
6000-31000 KIV	2000	2780	3570	5000	10400	
20000-45000 MV	1920	2640		5140		
18000-46000 KIV	1750	2330	2955	6300		
26000-52000 MV	2166	2600	3250	5200	8660	
25000-46000 KIV	1750	2333		5000		
по разрезу MV	1957	2503	3188	4973	9540	
$T_{\text{ср}}$ по разрезу KIV	1833	2481	3262	5433	10400	
по обоим разрезам	1895	2492	3225	5203	9827	
$\Delta T(I)$						
Разброс значений периодов по разрезам	124	22	74	460	860	
$\Delta T/T_{\text{ср}}, \%$	6,5	0,9	2,3	8,8	8,8	

служить магнитохронологическими реперами при стратификации и датировании позднеплейстоценовых отложений исследуемого региона.

3. По моделям вековых вариаций $D(t)$, $I(t)$ в интервале 6000–52 000 лет назад выделены периоды изменения $D(t)$: ~1800, ~2300, ~3200, ~5200, ~8600 лет назад; периоды изменения $I(t)$: ~1900, ~2500, ~3200, ~5200, ~9800 лет назад.

4. Согласно данным по разрезам Молодова V и Кормань IV изменения $D(t)$ и $I(t)$ ~11 000–25 000 лет назад выявляют морфологию вековых вариаций геомагнитного поля, что может быть использовано в качестве дополнительного критерия при расчленении и корреляции осадочных пород.

5. Необходимо продолжить детальные палеомагнитные исследования надежно датированных разрезов позднеплейстоценовых осадочных пород для строгого определения критериев магнитного датирования отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова И.К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1959, т. 15.
- Иванова И.К. Вопросы геологии палеолита и истории ископаемого человека на VI конгрессе Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA) в Польше. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 5.
- Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. – В кн.: Верхний плейстоцен: Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966.
- Иванова И.К. Геология и палеогеография стоянки Кормань IV на общем фоне геологической истории каменного века Среднего Приднестровья. – В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977.
- Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Вековые вариации геомагнитного поля в позднем плейстоцене по аллювиальным отложениям р. Оби. – В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.
- Поспелова Г.А. Палеомагнитные исследования и стратиграфия плиоцен-плейстоценовых толщ Приобского плато. – В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971, вып. 2, ч. II.
- Поспелова Г.А. Об особенностях поведения геомагнитного поля в плиоцен-четвертичное время. – Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 6.
- Поспелова Г.А., Ильев А.Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля по палеомагнитным данным "новейших" отложений Охотского моря. – В кн.: Геология дна дальневосточных морей. Владивосток, 1977.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Опорный магнитобистратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.

- Ренгартен Н.В. Литологические критерии реконструкции палеоклимата и история формирования отложений стоянки Кормань IV. – В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань. IV. М.: Наука, 1977.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967.
- Семаков Н.Н. Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря. – В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.
- Черныш А.П. Поздний палеолит Среднего Приднестровья. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1959, т. 15.
- Черныш А.П. Стоянка Кормань IV на Днестре. – В кн.: АО 1971 г. М.: Наука, 1972.
- Черныш А.П. Палеолит и мезолит Приднестровья. М.: Наука, 1973.
- Черныш А.П. Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV и ее место в палеолите. – В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977.
- Barbetti M.F., McElhinny M.W. The Lake Mungo geomagnetic excursion. – Phil. Trans. Roy. Soc. London. Math. and Phys. Sci., 1976, v. 281.
- Bucha V. Variations of the geomagnetic field, the climate and weather. – Stud. Geophys. et Geod., 1976, v. 2.
- Creer K.M., Kopper J.S. Paleomagnetic dating of cave paintings in Tito Bustillo Cave, Asturias, Spain. – Science, 1974, v. 186.
- Creer K.M., Anderson T.W., Lewis C.F.M. Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in lake Erie sediments. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31.
- Creer K.M. Geomagnetic secular variations during the last 25000 years: an interpretation of data obtained from rapidly deposited sediments. – Geophys. J.R. Astron. Soc., 1977, v. 48.
- Dodson R.E., Fuller M.D., Kean W.F. Paleomagnetic records of secular variation from lake Michigan sediment core. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34.
- Easterbrook D.J. Excursions of the geomagnetic field during the Brunhes epoch: Program and abstracts for the XVI IUGG General Assembly. Grenoble, 1975.
- Freed W.K., Healy N. Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 24.
- Liddicoat J. Mono Lake 24000 year B.P. geomagnetic excursion: additional data. – EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1975, v. 56.
- Mackereth F.J.H. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetisation in lake sediments. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12.
- Molyneux L., Thompson R., Oldfield F., McCallan M.E. Rapid measurement of the remanent magnetisation of long cores of sediment. – Nature, 1972, v. 237, p. 42–43.
- Mörner N.-A. The Gothenburg excursion and reversed "flip" and subsequent magnetic fluctuations: Program and abstract for the XVI IUGG General Assembly. Grenoble, 1975.
- Nakajima J.K., Nobuyoshi N., Shigi H. Paleomagnetism of a core from Lake Biwa. – J. Geomagn. and Geoelec., 1973, v. 25.
- Opdyke N.D., Shachleton N.J. The details of a magnetic excursion as seen in a piston core from the southern Indian ocean. – EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1974, v. 55.
- Thompson R. Paleomagnetism and paleolimnology. – Nature, 1973, v. 242. p.182–184.
- Thompson R. Long period european geomagnetic secular variation confirmed. – Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1975, v. 43.
- Verosub K.L. Paleomagnetic excursions as magnetostratigraphic horizons: a cautionary note. – Science, 1975, v. 190.

Х.А. Арсланов, Н.А. Гей, В.В. Лядов,
Т.В. Тертычная

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХРОНОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СРЕДНЕГО ВЮРМА АБХАЗИИ

За последние годы проведены значительные климато-геохронологические исследования длительного безледного интервала между ранне- и поздневалдайскими ледниковыми стадиями в ледниковых и перигляциальных районах Европейской части СССР [Арсланов, 1975]. Для восстановления палеогеографических условий этого времени необходимо провести геохронологические и палеоботанические исследования органогенных отложений и в более южных районах Европейской части СССР. Наиболее подходящий объект для подобных исследований – мощный торфяник средневалдайского возраста, вскрывающийся в обнажении у западной окраины с. Ахали Сопели в 5 км к юго-востоку от Сухуми, в пределах зоны холмистых предгорий Большого Кавказа. Зона предгорий в этом районе протягивается в направлении с северо-запада на юго-восток и имеет ширину 6–7 км [Куфтырева и др., 1961]. Погребенный торфяник залегает в русле небольшого ручья на поверхности выработанной р. Дзигута в плиоценовых конгломератах эрозионной террасы высотой 47–50 м (около 80 м над ур. моря) [Соловьев, 1975]. Верховья этого ручья дренируют северные склоны массива Аныха Апара, который имеет высоту 324 м над ур. моря и образует водораздел между р. Дзигута и протекающей в нескольких километрах к югу р. Келасури. Верхний слой этого торфяника мощностью 1,2 м нами был изучен в 1973 г. [Арсланов и др., 1976]. В 1975 г. были проведены дополнительные исследования этой органогенной толщи.

Рядом с расчисткой 1973 г. в двух метрах выше по склону был заложен шурф глубиной 6,3 м, в котором вскрыта органогенная толща мощностью 4,9 м. Следует отметить, что этот торфяник – наиболее мощный из геохронологически и палинологически изученных торфяников средневалдайского возраста в Европейской части СССР.

Шурфом вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

	Глубина, м
1. Суглинок палевого цвета, сильно опесчаненный, с включением гравия и гальки ...	0–1,0
2. Плотный ожелезненный суглинок, серовато-коричневый, с гравием и хорошо окатанными валунами диаметром 0,25–0,30 м	1,0–1,4
3. Гиттия буровато-коричневая, глинистая, пластичная, увлажненная	1,4–1,75

4. Торф коричневый, плотный, увлажненный, содержащий большое количество обломков веток и стволов древесины	1,75-2,45
5. Гиттия коричневая, пластичная, уплотненная, содержащая большое количество древесных остатков	2,45-3,05
6. Торф коричневый, плотный, переполненный ветками и обломками древесных стволов ..	3,05-4,60
7. Супесь голубовато-серая с гравием и плохо окатанной галькой, водоносная, содержащая обломки веток	4,60-4,7
8. Торф коричневый, плотный, с гнездами голубовато-серой супеси, содержит большое количество обломков веток и древесных стволов с диаметром до 0,3 м	4,7-5,3
9. Супесь голубовато-серая, с обильным включением гравия и хорошо окатанной гальки, неслоистая, водоносная, содержащая рассеянный детрит и обломки древесных стволов	5,3-5,85
10. Торф коричневый, плотный, увлажненный	5,85-6,10
11. Супесь голубовато-серая, с включением гальки и гравия, сильно водоносная - пылуи	6,10-6,30

Из 5-метровой толщи осадков, вскрытых шурфом, в Палинологической лаборатории НИИГ ЛГУ Н.А. Гей исследован 51 образец (образцы отобраны с интервалом 5-20 см). Все пробы содержат большое количество микрофоссилий хорошей сохранности. Следует отметить, что для всех выделенных спорово-пыльцевых спектров характерно единичное присутствие пыльцы травянистых растений и абсолютное господство среди споровых - папоротников. На диаграмме (рисунок), построенной по результатам палинологического анализа, можно выделить 9 спорово-пыльцевых комплексов (снизу вверх):
I спорово-пыльцевой комплекс (6,3-4,5 м).

В общем составе преобладают споровые - 49,0-85,0%; пыльцы древесных пород - 14,0-43,0%; пыльцы травянистых растений - до 50%. В пыльце древесных пород доминирует пыльца *Abies* - 39,0-84,0%. Пыльца других хвойных пород - *Picea* и *Pinus s/g Diploxylon* - присутствует в незначительном количестве (не более 10%). Второстепенную роль играет пыльца *Alnus*, содержание которой колеблется в пределах 8,0-41,0%. Пыльца широколиственных пород - *Carpinus*, *Ulmus*, *Tilia* - встречается спорадически, только пыльца *Fagus* образует плавную кривую.

II спорово-пыльцевой комплекс (4,5-4,05 м).

В общем составе доминирует пыльца древесных пород - 44,0-62,0%; пыльцы травянистых растений - 1,0-6,0%; споровых - 34,0-

53,0%; среди древесной пыли резко возрастает количество пыли *Picea* (31,0–61,0%). Высоко по-прежнему содержание пыли *Abies* (15,0–42,0%) и *Alnus* (12,0–35,0%). Единично в спектрах присутствует пыль широколиственных пород – *Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Castanea* (до 0,5%).

III спорово-пыльцевой комплекс (4,05–2,95 м).

В общем составе господствует пыль древесных пород – 48,0–91,0%; пыли травянистых растений до 7,0%; споровых – 3,0–23,0%. В группе древесных пород сокращается количество пыли темнохвойных: количество пыли *Abies* не превышает 11%, пыль *Picea* встречается спорадически. Господствующее положение в спектрах занимает пыль *Alnus* (74,0–94,0%). В этом спорово-пыльцевом комплексе отмечается максимум широколиственных пород (16,0%). Среди широколиственных преобладает пыль *Fagus* (0,6–11,0%). Кроме того, встречена пыль *Carpinus* (0,4–1,0%), *Quercus* (0,3–1,6%), *Ulmus* (0,4–1,4%), *Tilia* (0,5%).

IV спорово-пыльцевой комплекс (2,95–2,75 м).

В общем составе преобладают споровые – 46–57%; пыли древесных пород – 39,0–48,0%; пыли травянистых растений – 3–5%. Среди древесной пыли возрастает роль пыли *Abies* (24,0–27,0%), хотя по-прежнему доминирует пыль *Alnus*. Пыль *Picea* отсутствует, пыль *Pinus s/g Diploxylon* встречена единично. Из широколиственных пород присутствует пыль *Fagus* (0,8–5,0%), *Carpinus* (0,4–1,7%), *Ulmus* (0,4%), *Quercus* (0,8%).

V спорово-пыльцевой комплекс (2,75–2,65 м).

В общем составе господствуют споровые – 51,0–68,0%; пыли древесных пород – 29,0–47,0%; пыли травянистых растений – 1,0–2,5%. В составе древесной пыли продолжает возрастать количество пыли *Abies* – до 54,0–60,0%. Значительна и роль пыли *Alnus* – 33,0–41,0%. Сумма пыли широколиственных пород не превышает 3,0% и представлена единичными пыльцевыми зернами *Fagus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Tilia*.

VI спорово-пыльцевой комплекс (2,65–2,30 м).

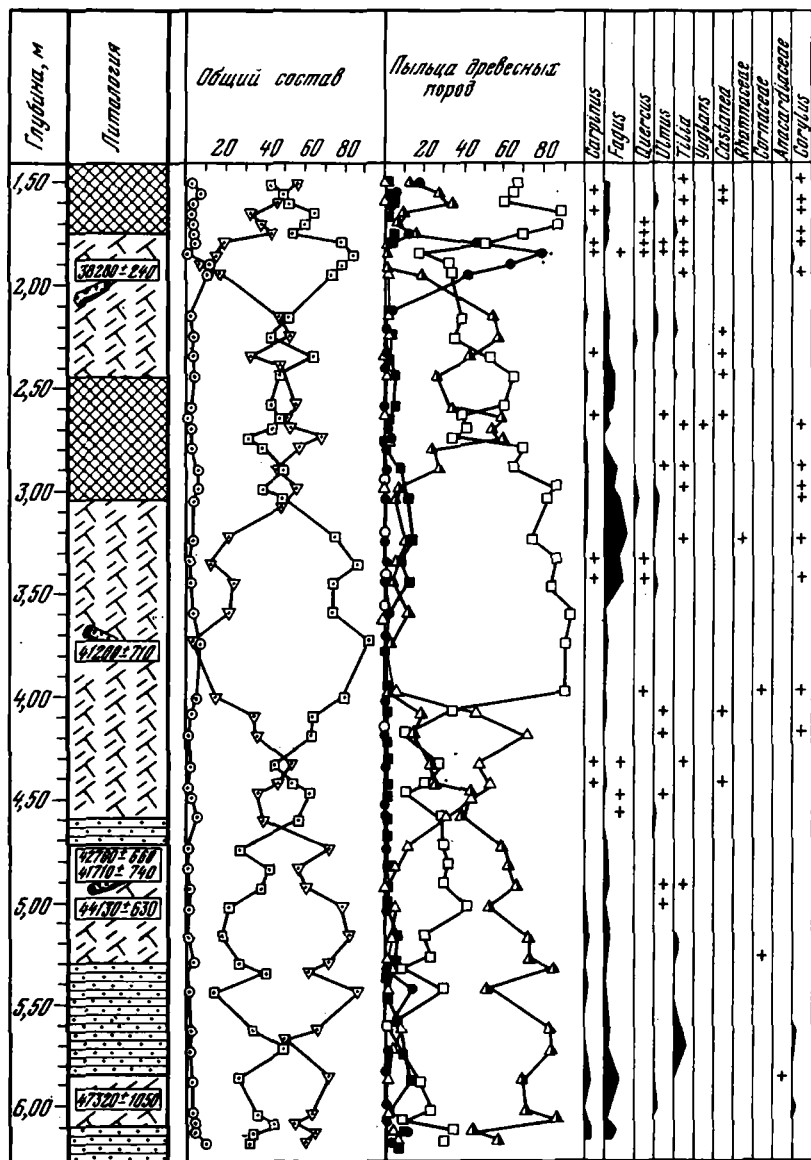
В общем составе пыль древесных пород составляет 41–64,0%; пыли травянистых растений – 3–5%; споровых – 32–55%. Аналогично спектрам спорово-пыльцевого комплекса IV в древесной пыли господствует пыль *Alnus* (52–64%), а второстепенное значение имеет пыль *Abies* (26–43%). Пыль *Picea* и *Pinus* встречена единично. Суммарная кривая пыли широколиственных пород (*Fagus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Tilia*) не превышает 6%.

VII спорово-пыльцевой комплекс (2,30–1,95 м).

Спектры спорово-пыльцевых комплексов V и VII идентичны (содержание доминантов варьирует в пределах 5%).

VIII спорово-пыльцевой комплекс (1,95–1,75 м).

В общем составе доминирует пыль древесных пород – 72–84,0%, пыли травянистых растений – 4–13%; споровых – 15–19%. По соотношению компонентов в группе древесных пород этот комплекс резко отличается от всех описанных выше: господствуют



□ 1 ○ 2 ▽ 3 ▲ 4 △ 5 ● 6 □ 7 ○ 8 ■ 9

Спорово-пыльцевая диаграмма Дзигутского торфяника. Анализы Н.А. Гей

1 - пыльца древесных пород; 2 - пыльца травянистых растений; 3 - споры; 4 - Abies; 5 - Picea; 6 - Pinus; 7 - Alnus; 8 - Betula;

135

щее положение занимает пыльца *Pinus s/g Diploxylon* - 42-80%, при довольно высоком значении пыльцы *Alnus* (16-50%). Пыльца *Picea*, *Abies* и широколиственных пород представлена единичными пыльцевыми зернами.

IX спорово-пыльцевой комплекс (1,75-1,40 м).

В общем составе доминирует пыльца древесных пород - 42-65%; пыльцы травянистых растений - 2-7%; споровых - 32-46%. Среди древесной пыльцы сокращается количество пыльцы *Pinus s/g Diploxylon* до 2-17%; содержание пыльцы *Alnus* и *Abies* увеличивается соответственно до 58-87 и 15-33%; пыльца *Picea* встречена единично. Постоянно присутствует пыльца *Fagus* - (0,7-1,8%), спорадически - *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*.

Полученный палинологический материал фиксирует ритмические изменения природных условий, дает возможность проследить последовательные изменения растительности.

В изменении растительного покрова и климата района четко прослеживаются следующие этапы:

I этап (6,3-4,5 м) - господствуют лесные формации - пихтовые леса с примесью бука и ольшаники (в низинах). Климат умеренно холодный, влажный. Согласно полученным датировкам, длительность этого этапа составляет около 4,5 тыс. лет (от $47\,320 \pm 1050$ до $42\,760 \pm 660$ лет назад, (см. таблицу и рисунок).

II этап (4,5-4,05 м) - сокращаются площади, занятые пихтовыми лесами, в древостое увеличивается роль ели. Широкое распространение получают темнохвойные пихтово-еловые леса. Широколиственные породы представлены единичными экземплярами. По-прежнему влажный климат становится несколько прохладнее.

III этап (4,05-2,95 м) - доминирующими становятся ольшаники. Небольшие площади заняты пихтово-буковыми и буково-пихтовыми лесами. Столь резкая смена растительного покрова фиксирует, по-видимому, перерыв в осадконакоплении. Климат влажный, умеренно теплый. Начало данного этапа фиксируется датировкой $41\,200 \pm 710$ лет назад.

IV этап (2,95-2,75 м) знаменует собой переход от III к V этапу. Увеличиваются площади, занятые буково-пихтовыми лесами. Доминирующую роль в ландшафте продолжают играть ольшаники. Климатические условия IV и III этапов близки.

V этап (2,75-1,95 м). Спорово-пыльцевые комплексы V-VII можно рассматривать как единый этап развития растительности. В это время господствуют пихтовые леса с участием бука и ольшаники. Увеличение площадей, занятых ольшаниками (VI спорово-пыльцевой комплекс), связано, скорее всего, с изменениями режима грунтового питания. Климатические условия умеренно холодные, влажные.

VI этап (1,95-1,75 м) - резкое изменение климатических условий в сторону похолодания и увеличение сухости приводит почти к полному исчезновению темнохвойных лесов: господствуют

№ п.п.	Глубина отбора, м	Лабораторный номер	Абсолютный возраст, тыс. лет назад	Датируемый материал
1	1,75-1,90	ЛУ-599	38 280±240	Древесная кора
2	3,70-3,90	ЛУ-648	41 200±710	Древесина
3	4,70-4,85	ЛУ-647А	42 760±660	"
4		ЛУ-647В	41 710±740	Торф
5	5,0-5,10	ЛУ-606	44 130±630	Древесина
6	5,85-5,95	ЛУ-601	47 320±1050	"

сосновые леса и ольшанники. Начало этапа соответствует возрасту $38\,280 \pm 240$ лет назад.

VII этап (1,75-1,40 м) – господствуют ольшанники по низинам, значительна роль в ландшафте пихтовых лесов с примесью бука. Резко сокращаются площади, занятые сосновыми лесами. Климат умеренно теплый, влажный.

Таким образом, установлено, что формирование мощного Дзигутского торфяника происходило приблизительно в течение 9 тыс. лет (от $47\,320 \pm 1050$ до $38\,280 \pm 240$ лет назад, таблица). В этом временном интервале в данном районе произрастали преимущественно темнохвойные пихтовые и пихтово-еловые леса с примесью бука и ольшанники. В течение наиболее теплого интервала, начало которого фиксировано датировкой $41\,200 \pm 710$ лет назад, были распространены пихтово-буковые и буково-пихтовые леса, а также ольшанники. Следует отметить, что в Европейской части СССР и Сибири оптимум среднего вюрма имел место $40\,000-42\,000$ лет назад [Арсланов, 1975; Кинд, 1975]. С $38\,000$ лет назад происходит довольно резкое похолодание и аридизация климата, в результате чего темнохвойные леса замещаются сосновыми. После этого похолодания наблюдается некоторое улучшение климатических условий. Появляются пихтовые леса с примесью бука.

Таким образом, палинологические и геохронологические данные показывают, что во время среднего вюрма климат этого района был холоднее современного. Как известно, здесь в настоящее время произрастают леса колхидского типа с лианами и вечнозеленым подлеском. На Кавказе пока еще неизвестны аналоги Дзигутского торфяника. Он может быть сопоставлен с двумя хорошо изученными разрезами Средиземноморья. В разрезе Тенаги Филиппон (Восточная Македония) один из вюрмских межстадиалов в интервале $45\,000-35\,000$ лет назад по данным спорово-пыльцевого анализа характеризуется преобладанием пыльцы трав с участием пыльцы сосны и дуба [Vogel, Waterbolk, 1972]. В другом разрезе на юге Испании вблизи Падула средневалдайский интерстадиал (при-

близительно 46 400–34 000 лет назад) в оптимуме выражен господством пыльцы сосны (60–70%) при участии пыльцы дуба (до 5%) [Vogel, Waterbolk, 1972]. Приведенные климато-геохронологические данные хорошо согласуются с обобщенной палеотемпературной кривой Эмилиани [Emiliani, 1972], показывающей, что температура поверхностной воды в центральной части Карибского моря во время длительного среднеевропейского межстадиала (от 55 000–50 000 до 23 000 лет назад) даже в оптимуме была на несколько градусов ниже, чем в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 43.
- Арсланов Х.А., Гей Н.А., Соловьев Б.Л. К палеогеографии и геохронологии позднего плейстоцена Абхазии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6.
- Киנד Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1975.
- Куфтырева Н.С., Лашхия Ш.В., Мгеладзе К.Г. Природа Абхазии. Сухуми: Абгосиздат, 1961.
- Соловьев Б.Л. Позднеплейстоценовый погребенный торфяник окрестностей Сухуми. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1975, т. 10, вып. 2.
- Emiliani C. Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. – Science, 1972, v. 178, N 4059.
- Vogel J.C., Waterbolk H.T. Groningen radiocarbon dates X. – Radiocarbon, 1972, v. 14, N 1.

УДК 551.89+550.838

Л.В. Векуа, Г.М. Майсурадзе, Е.Ш. Павленишвили,
Дж. З. Сологашвили

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА АЛЬПИЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Южно-Грузинское вулканическое нагорье занимает центральную часть в кавказском сегменте альпийского пояса. В формировании современных морфологических черт области ведущую роль сыграли тектонические движения и вулканизм, проявившиеся в позднеорогенном этапе альпийского геотектонического цикла. Неотектонические проявления на Южно-Грузинском нагорье определяются Транскавказским поперечным поднятием. Меридиональные трансзональные глубинные (вдоль Самсарского и Джавахетского хребтов) и много-

численные разнонаправленные разломы контролировали магматические циклы мио-плиоцена, позднего плиоцена и плейстоцена. В результате в области накопился эффузивно-пирокластический материал огромной мощности, преимущественно среднего и основного состава.

Таким образом, геологически это - сложнопостроенная область, сформировавшаяся в результате аккумуляции вулканогенного материала годердзской (мио-плиоцен), ахалкалакской (поздний плиоцен-ранний, средний плейстоцен ?) свит и более молодых образований.

Имеется обширный материал о геологии и геоморфологии Южно-Грузинского нагорья [Абих, 1902; Гамкрелидзе, 1949, 1954; Схиртладзе, 1958; Астахов, 1952; Маруашвили, 1955; Церетели, 1966; Клопотовский, 1949; и др.]. Несмотря на это, затруднено решение ряда вопросов, связанных, в частности, с уточнением стратиграфических границ свит, отдельных лавовых покровов и их комплексов. Причина этого - в скудности палеонтологического материала, малочисленности маркирующих горизонтов, с одной стороны, и отсутствии комплексного подхода в осуществленных здесь исследованиях, с другой.

Для уточнения стратиграфии молодых вулканитов Южно-Грузинского нагорья и решения региональных стратиграфических вопросов, а также воссоздания геомагнитного поля в неоген-четвертичный период и характера миграции виртуальных полюсов, при изучении ранее известных геологических разрезов области использованы палеомагнитный, радиологический и морфостратиграфический методы.

В строении Южно-Грузинского нагорья доминирует базальтовая формация так называемой ахалкалакской свиты (ранее - цалка-ахалкалакской свиты), возрастом которой принято считать поздний плиоцен-ранний плейстоцен, а возможно, и средний плейстоцен. Под этой свитой понимается мощная толща покровов долеритовых, базальтовых, андезитов-базальтовых и андезитовых лав, чередующихся как между собой, так и с озерно-аллювиальными отложениями. Какой-либо закономерности в этом чередовании не наблюдается, что указывает на ареальный вулканизм того времени. Исключение составляет лишь покров оливиновых долеритов, образующий поверхность Ахалкалакского плато и представляющий верхнюю часть лавового комплекса ахалкалакской свиты.

Наиболее спорный вопрос - вопрос о возрасте этих оливиновых долеритов, который фактически определяет "отсчет" времени образования более поздних эффузивов Днавахетского нагорья и начала крупных эрозионных циклов.

Под цалка-ахалкалакской свитой раньше понимали так называемые "нижние" и "верхние" долериты, между которыми располагались озерные отложения. Они и легли в основу датировки этой свиты. В районе Цалка (бассейн р. Храми) в озерных отложениях Иденского хребта найдены остатки весьма архаичной формы *Elephas*.,

Equus *sf. stenonis* Cocchi [Заридзе, Татришвили, 1948]. Эта фауна и вмещающие ее отложения отнесены к позднему плиоцену.

Позднее цалкинские и ахалкалакские эффузивы были признаны одновозрастными [Гамкрелидзе, 1954; Схиртладзе, 1958], что и определило нижний возрастной предел ахалкалакской свиты.

Сложность представляло уяснение верхнего возрастного предела ахалкалакской свиты. До последнего времени распространено мнение, что "верхние" долериты и залегающие на них аллювиально-озерные отложения имеют раннеплейстоценовый возраст. Нужно здесь же отметить, что аллювиально-озерные отложения, широко развитые на Джавахетском плоскогорье, занимают обширные пространства в пределах лавового плато, распространяясь и на территории Армении.

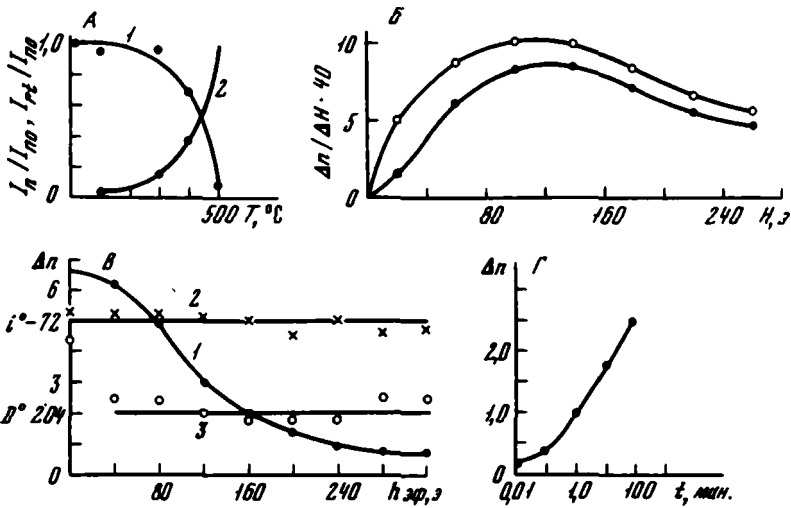
На юго-западном склоне г. Амиранисгора у пос. Ахалкалаки А.К. Векуа [1959, 1961] в рыхлых отложениях определена фауна млекопитающих. В ее составе: юссенборнская лошадь, гиппопотам, трогонтериевый слон, архидискодон, этрусский носорог, другие млекопитающие. Как отдельные представители ахалкалакской териофауны, так и весь фаунистический комплекс в целом датируются ранним плейстоценом.

Вмещающие фауну озерно-делювиальные отложения объединялись с аллювиально-озерными, покрывающими "верхние" долериты, а потому "верхние" долериты считались синхронными раннеплейстоценовым озерно-делювиальным отложениям.

В восточных районах Южно-Грузинского вулканического нагорья, в частности на Цалка-Триалетском плоскогорье, выделяются три разновозрастных эффузивных комплекса [Схиртладзе, 1958; Рубинштейн, Адамия и др., 1972; Адамия и др., 1961]. Наиболее молодой из них представлен андезитами и андезито-дацитами вулканов Тавкветили-Шавнабада; его возраст - верхний плейстоцен-голоцен, или верхний плейстоцен. Второй, более древний комплекс представлен в основном долеритовыми лавами Беденского потока, Дманисско-Гомаретского плато и Машаверского потока. Верхнюю часть этого комплекса датируют средним плейстоценом по ископаемой фауне в межлазовых озерных отложениях (Земо-Орозмани, Карабулаки, Аха), нижнюю - поздним плиоценом. И здесь в основе датировки лежит фауна из озерных межлазовых отложений Беденского потока и у с. Гомарети. Третий лавовый комплекс, представленный андезитами и андезито-базальтами, определяется как позднеплиоценовый вследствие его залегания под эффузивами второго комплекса.

Из приведенного выше материала следует, что он недостаточен для детального стратиграфического расчленения позднекайнозойских вулканитов Южной Грузии и корреляции территориально разбросанных разрезов.

Для уяснения стратиграфии молодых вулканитов исследуемой области были изучены 10 разрезов, которые, дополняя и продолжая друг друга, охватывают всю ахалкалакскую свиту и более молодые образования.



Р и с. 1. Результаты палеомагнитного изучения пород

А – кривые размагничивания естественной остаточной намагниченности и термонамагничивания в лабораторном поле, обр. Т-ХІХ-І, 1 – J_n ; 2 – J_{nT} лаб. В – характерная кривая коэрцитивных спектров, обр. Т=24=І, С, $N_T=0,33$, $\gamma=23$, $\Delta m=19$, 1 – ЕС; 2 – НС. В – размагничивание переменным полем естественной остаточной намагниченности, обр. Т=25=І=С, 1 – J_n ; 2 – i ; 3 – D. Г – кривая вязкой намагниченности в поле, $H=5,6$ э. $S_v=11$ э

В опорных разрезах Южной Грузии, из каждого лавового потока в отдельности, из зон контакта и межлавовых озерных отложений, нами отобраны образцы *in situ*, ориентированные относительно астрономического меридиана. На горизонтальную поверхность шtuфов с помощью теодолита наносились направления как астрономического, так и магнитного меридианов. Всего было отобрано 156 шtuфов и выпилено 543 лабораторных образца.

Петрографическое и магнитные исследования показали, что образцы содержат ферромагнитные минералы, в частности магнетит, пиротин, ильменит, титаномagnetит и гематит. Для снятия паразитной и вязкой намагниченности произведена временная чистка, результаты которой показали, что мера стабильности пород колеблется в пределах 0,7–0,98. Проведена температурная чистка и чистка в переменном магнитном поле, построены коэрцитивные спектры и определены коэффициенты вязкости. В результате установлено, что почти все образцы, за редким исключением, имеют термоостаточную намагниченность, и выделенная первичная намагниченность I_n^0 синхронна породе. На основании проведенных экспериментов данные по направлению I_n^0 позволили вычислить виртуальные полюса для коррелируемых групп вулканогенно-континентальных толщ (рис. 1).

Палеомагнитное изучение пород показало, что самыми древними вулканическими образованиями являются нормально намагниченные сферические базальты ущелья р. Паравани (разрез Токи). Они несогласно залегают на слабодислоцированной туфогенной толще годердзской свиты. Лежащие выше 12 потоков сферических базальтов характеризуются прямой намагниченностью и относятся к переходной зоне. Что касается лавовых потоков, залегающих выше 10 потоков сферических базальтов и 16 потоков массивных долеритов, в том числе самых верхних долеритов плато в районе Токи, то они обратно намагничены. Последние по палеомагнитным параметрам хорошо совмещаются с долеритами и андезито-базальтами из разрезов Аппия, Сарфисгеле (Сарфадара) и с датированными по K/Ar эффузивами Цалка-Триалетского плоскогорья (разрез Триалети - 2,36 млн. лет назад), что дает возможность отнести лавовые образования в данных разрезах к верхам эпохи Гаусс и низам эпохи Матуйма. К инверсии этих эпох мы приурочиваем переходную NR-зону, выявленную в сферических базальтах.

Нормальная намагниченность характерна для "нижних" долеритов в разрезах Ахалкалаки-Дилиска. Мелтапловые озерные отложения и "верхние" долериты в этих разрезах характеризуются переходной NR-полярностью. Сопоставление этих данных со шкалой Кокса позволяет увязать долеритовые лавы и мелтапловые озерные отложения с эпизодом Гилса.

В основе этого вывода лежат следующие данные:

1. В разрезе Корхи "верхние" долериты обратно намагничены, их палеомагнитные параметры сходны с таковыми долеритов Самшвиде и андезито-базальтов Дашбаши. Абсолютный возраст последних 1 млн. лет назад.

2. Аналоги аллювиально-озерных отложений, залегающих на "верхних" долеритах Ахалкалакского плато, широко развиты на Закавказском нагорье. По данным армянских исследователей [Асланян, 1958; Габриелян, 1958; Саядян, 1968; и др.], аллювиально-озерные отложения в Ленинканском районе уходят под озерные отложения Ширакской котловины 400-метровой мощности, датируемые баку - нижним хазаром.

3. Озерно-делювиальные отложения Амиранисгора, залегающие на аллювиально-озерных отложениях Ахалкалакского плато, содержат нижнеплейстоценовую фауну млекопитающих. Небезынтересно отметить, что ахалкалакская фауна сопоставляется Л.К. Габуния [1972] с таманским фаунистическим комплексом (эпивиллафранк).

4. По нашим данным [Майсурадзе и др., 1977], андезитовая толща Кумурдо, располагающаяся на Ахалкалакском плато и покрывающая "верхние" долериты, представляет собой молодое образование. Возраст лав 1,1-1,2 млн. лет назад. Поскольку андезиты Кумурдо нормально намагничены, они должны соответствовать эпизоду Харамийо.

5. В межлаговых отложениях Беденского хребта, как уже упоминалось, обнаружена стеноновая лошадь и архайный слон.

Исходя из сказанного, акачгыл-апшеронский возраст вулканитов ахалкалакской свиты можно считать выясненным.

К позднему апшерону и низам плейстоцена относится ряд андезито-базальтовых и долеритовых потоков Сарфисгеле (Сарфадара), Зуртакети, Земо Орозмани, Каклиани. Эти лавы обратно намагничены и по своим палеомагнитным параметрам близки друг к другу. На Гомаретском плато радиологически датированные аналоги этих лав имеют возраст $0,57 \pm 0,20$ млн лет назад [Рубинштейн и др., 1972].

Более молодые образования в области представлены лавами Куринского долеритового потока и Гомаретскими лавами. Куринский долеритовый поток, центр излияния которого расположен в самом ущелье у слияния рек Кура и Паравани, в настоящее время разобщен эрозией. Лавы бронируют цокольные террасы Куры и заполняют ущелье в диапазоне высот 150–330 м над современным урезом реки.

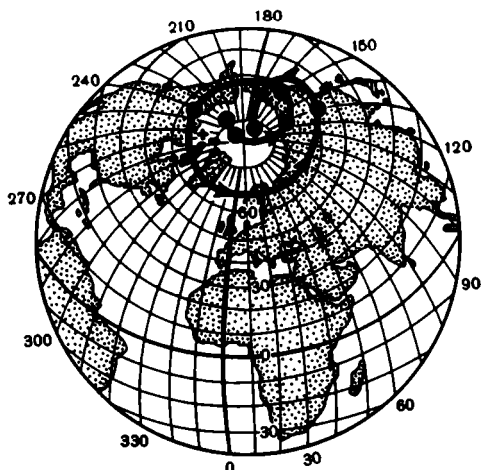
Наиболее низкие уровни, куда распространилась лава, соответствуют датированным VII (раннехазарская) и VIII (позднебакинская) террасам [Майсурадзе, 1970]. Обратная намагниченность лав куринского потока представляется нам весьма закономерной. Ведь влияние лав происходило на границе раннего хазара – позднего баку, что по шкале Кокса соответствует эпизоду обратной намагниченности эпохи Брюнеса, определяемому в $0,375$ млн. лет назад. Долериты у с. Гомарети также обратно намагничены и имеют возраст по K/Ar $0,39 \pm 0,20$ млн. лет назад. Палеомагнитные параметры этих лавовых комплексов близки, что позволяет допустить их разновозрастность.

Среди вулканитов Южной Грузии самыми молодыми оказались андезито-дацитовые и дацитовые лавы вулкана Тавкветили и долеритовые лавы, венчающие разрез Зуртакети (Земо Карабулахи). Исходя из геоморфологического, биостратиграфического, палеомагнитного и радиологического анализов, лавы Тавкветили, вероятнее всего, имеют среднеплейстоценовый возраст, возраст по K/Ar $0,37$ млн. лет назад и нормальную намагниченность. Что касается лав Зуртакети, то они несогласно залегают на нижнеплейстоценовых базальтовых лавах. Прямая намагниченность лав Зуртакети и их положение среди других комплексов в разрезе свидетельствуют об их среднеплейстоценовом возрасте.

* * *

В процессе палеомагнитных исследований вулканогенных образований Южной Грузии получены новые данные о режиме геомагнитного поля в позднем плиоцене – плейстоцене, прослежена траектория миграции виртуальных полюсов (рис. 2).

Использование палеомагнитного метода позволило определить границы вулканогенно-континентальных образований ахалкалакской



Р и с. 2. Миграция виртуальных полос по сводному разрезу неоген-четвертичных вулканогенно-континентальных отложений Южной Грузии

свиты, уточнить стратиграфические уровни отдельных лавовых комплексов и составить сводный палеомагнитный разрез для Южной Грузии (рис. 3, разрез XII см. вкл.).

Изученные вулканические образования Южно-Грузинского нагорья объединяются в три возрастные группы: позднеплиоценовые, раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые. Долеритовая формация и межластовые озерные отложения ахалкалакской свиты имеют возраст акчагыл-апшерон, точнее средний акчагыл - нижний апшерон. Входящие в эту же свиту верхние долериты Корки, андезиты Кумурдо и покровные аллювиально-озерные отложения - средне- и позднеапшеронского возраста. Синхронные ахалкалакской свите вулканогенно-континентальные образования выделяются в бассейне р. Храми- Сарфисгеле, Самшвилде, Цалка. Раннеплейстоценовый лавовый комплекс образуют долеритовые потоки Сарфисгеле (верхние), Зуртакети (средние) и Дманиси. Самую молодую возрастную группу образуют долеритовые лавы Куринского потока, Зуртакети (верхние), Гомарети и дациты Тавкветили.

Палеомагнитные данные показали, что "верхние" долериты Ахалкалакского плато не представляют собой разновозрастный покров. Излияние этих лав происходило в разное время и было разнонаправленным, но не выходило за пределы позднего плиоцена.

Л И Т Е Р А Т У Р А

А б и х Г.В. Геология Армянского нагорья: Восточная часть. Зап. Кавказ, отд. Рус. геогр. о-ва, 1902, кн. XXIII.

- Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Хуцишвили О.Д. Геологический постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии. - Тр. ГИН АН СССР. Сер. мин.-петр., 1961, т. VI.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
- Астахов Н.Е. О древнем оледенении и молодом вулканизме в Джавахетии. - Сообщ. АН СССР, 1952, т. XIII, № 1.
- Векуа А.К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). - Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
- Векуа А.К. Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна млекопитающих: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Тбилиси, 1961.
- Габриелли А.А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. - Докл. АН АрмССР, 1958, т. XXVII, № 2.
- Габуния Л.К. К вопросу о границе неогеновой и четвертичной систем в Европе (по данным фауны млекопитающих). - В кн.: Международный colloquium по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой": Сборник докладов. М., 1972, т. 2.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. - Тр. ГИН АН СССР, 1949.
- Гамкрелидзе П.Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. - Тр. ГПИ, 1954, № 32.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте цалкинского лавового комплекса. - Докл. АН СССР, 1948, т. 9, № 1.
- Клопотовский Б.А. Реликтовые гипсовые солончаки ("гаджевые" почвы) Южной Грузии. - Почвоведение, 1949, № 2.
- Майсурадзе Г.М. Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцхской котловины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук, Тбилиси, 1970.
- Майсурадзе Г.М., Комиава А.П., Беридзе Т.Ш., Цхварадзе В.Г. О возрастном соотношении молодых эффузивных образований Джавахетского плоскогорья (Южная Грузия). - В кн.: Природа и хозяйство Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
- Маруашвили Л.И. Обсидиановая галька Клеидисского ущелья (Южная Грузия) как палеогеографический памятник. - Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН СССР. Физ.-геогр. сер., 1955, т. 6.
- Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Девнзашвили Д.И., Добрынин В.Н., Розентур Л.И. Датирование некоторых верхнеогеновых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. Ереван, 1972.
- Саядян Ю.В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук, 1968.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. - ГИН АН СССР, 1958, № 8.
- Черетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.

А.Е. Додонов, В.А. Ранов, В.Н. Шелкоплас

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ВОЗРАСТ ВНОВЬ ОТКРЫТЫХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ КУЛЬТУР В ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВАХ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Возможности детального стратиграфического изучения мощных лёссово-почвенных разрезов Южного Таджикистана в комплексе с вновь открытыми в погребенных почвах находками палеолита превратили эти геологические объекты в опорные точки антропогена Евразии. Субазральные покровы широко представлены на юге Таджикистана. Лёссово-почвенные образования развиты здесь как на водоразделах средневысотных хребтов, так и в долинах крупных рек, слагая их борта и образуя покровы аллювиальных террас. Мощность наиболее полных лёссово-почвенных разрезов достигает 150–200 м, а их стратиграфический диапазон – от эоплейстоцена до плейстоцена включительно. Есть основания считать, что почвы и сильно переработанные почвенными процессами лёссы имеются и в верхнем плиоцене. Выявление крупных стратиграфических подразделений, таких, как верхний плиоцен, эоплейстоцен и плейстоцен, осуществлено на основании комплекса геологических, палеонтологических и физических методов исследования. Можно констатировать, что эти три стратиграфических подразделения расчленены крупными геологическими рубежами, которые регионально прослеживаются в разрезах субазральных и субаквальных толщ Таджикистана. Их рубежи в обнажениях представлены в виде геологических границ (угловое несогласие, размыв, смена литологии пород). Палеомагнитные и палеонтологические данные позволяют оценить возраст этих границ [Пеньков и др., 1976, Додонов, Пеньков, 1977]. Так, рубеж в основании верхнего плиоцена может быть датирован 3,3–3,5 млн. лет назад, граница верхнего плиоцена и эоплейстоцена примерно 2 млн. и, наконец, эоплейстоцен–плейстоценовая граница около 0,7 млн. лет назад.

Остановимся более детально на геохронологии плейстоцена Южного Таджикистана и характеристике палеолитических находок из погребенных почв. Всего в объеме плейстоцена выделено 10 уровней почвообразования, разделенных горизонтами лёссов. Мощность плейстоценовой толщи в лёссово-почвенных разрезах около 100 м. Нижняя граница плейстоцена проводится по угловому несогласию в основании X педокомплекса. Инверсия Матуяма–Брюнес проходит в 1–2 м над этим же педокомплексом, т.е. практически совпадает с геологической границей. Возраст девяти лежащих выше почвенных комплексов сейчас более или менее расшифрован, хотя необходимы дальнейшие уточнения. Геохронологические построения опираются на термолуминесцентные даты, палеомагнитные данные, а также геохронологические и археологические материалы (палеомагнитные данные А.В. Пенькова).

Известно, что датирование лёссовых пород, в которых, как правило, отсутствует органическое вещество, пригодное для радиологического датирования, всегда вызывало значительные трудности. Попытка решить эти вопросы – изучение термолуминесцентных (ТЛ) свойств кварцевых зерен, содержащихся в лёссах, и оценка по этим характеристикам геологического возраста пород.

Термолуминесценция как физическое явление представляет собой избыточный суммарный энергетический запас реального кристалла, возникающий как в процессе кристаллизации, так и в последующий период геологической истории, под действием ряда факторов и главным образом различного рода жестких излучений. В процессе термовысвечивания, вследствие существования различных по природе и энергетической глубине ловушек, их опустошение происходит дискретно и полученная светосумма в определенной мере отвечает полной энергии ТЛ. Общая светосумма ТЛ, безотносительно к природе ловушек, складывается из кристаллизационной и радиационной светосуммы. Однако главная составляющая – это светосумма, сформировавшаяся за счет природной радиации, что дает основание для определения геологического возраста.

Для того чтобы применить ТЛ-метод для определения относительного и абсолютного возраста, необходимо установить какова длительность образования радиационных центров захвата при фоновых дозах облучения элементами уран-ториевого ряда, которые содержатся в породах. Необходимо также установить, какова длительность существования этих центров, могли ли они сохраняться на протяжении сотен тысяч лет.

Определение длительности существования в природном минерале центров захвата или светосуммы основывается на отношении времени пребывания электронов на уровнях захвата с частотным фактором и температурой, при которой существует этот уровень захвата. Для кварца с размером зерен 0,01–0,05 мм, выделенного из субэдральных отложений, характерна четкая кривая термовысвечивания с максимумом при температуре 230°C. По кривой термовысвечивания кварца были рассчитаны необходимые параметры ТЛ: энергия уровней захвата, частотный фактор, определяющие хронологический диапазон метода.

Используя кинетические уравнения В.В. Антонова–Романовского и Ч.Б. Луцка, для пылеватого кварца с пиком при температуре 230°C энергия уровней захвата составляет 1,27–1,37 эВ, частотный фактор, отражающий тепловые колебания кристаллической решетки, имеет величину $10^{10} - 10^8 \text{ с}^{-1}$, что дает основание производить определение возраста в пределах до 1 млн. лет.

Важный момент при ТЛ-датировании – выбор геологического объекта, установление нулевого значения отсчета возраста и поглощенной дозы как в природных, так и в лабораторных условиях.

Изучение термолуминесцентных свойств кварца из лёссовых пород показало, что лёссы – наиболее пригодный объект для ТЛ-датирования. Это обусловлено сравнительно постоянным гранулометри-

ческим составом, с преобладанием пылеватой фракции кварца с размером зерен 0,01–0,005 мм, наличием в лёссовой породе значительного количества кварца (до 60%) – породообразующего минерала, что позволяет его легко выделить, способностью лёссовых пород адсорбировать в процессе диагенеза радиоактивное вещество, что создает стабильные условия для формирования в кварце возрастной светосуммы и тем, что кварц лёссовых пород на протяжении своей геологической истории не подвергался заметным влияниям температуры, давления, истирания и другим факторам, которые могли бы уничтожить или сократить возрастную светосумму.

Важно подчеркнуть, что лёссы в изученных разрезах Южного Таджикистана следует, по всей вероятности, относить к числу преимущественно моногенетических пород, сформировавшихся главным образом за счет эолового фактора. Это обстоятельство обеспечивает относительную стабильность результатов при определении ТЛ-свойств тонких фракций кварца. Пробы лёссовых пород для ТЛ-датирования отобраны из наиболее полных лёссово-почвенных разрезов, корреляция которых между собой проводилась разными методами (разрезы: Лахути, Кайрубак, Хонако, Чашманигар и др.) (см. Путеводитель экскурсий, 1977).

Для ТЛ-датирования пригодна только пылеватая фракция кварца с размером зерен 0,01–0,005 мм, песчаная фракция не пригодна для ТЛ-датирования, так как она еще сохраняет кристаллизационную ТЛ, для которой характерны высокотемпературные пики при 280, 320 и 360°C.

Пылеватый кварц из пород лёссовой формации характеризуется четким пиком ТЛ с максимумом при 230°C. Большинство исследователей полагает, что образование этого пика происходит в результате замещения иона кремния ионом алюминия с компенсацией заряда водородом.

Для определения геологического возраста ТЛ-методом необходимо установить зависимость запасаения светосуммы от поглощенной дозы облучения в природных условиях. Для этого необходимо установить скорость запасаения светосуммы в кварце за время его пребывания в составе лёссовой породы. Эти значения рассчитывались исходя из общего количества урана, тория и K^{40} , находящихся в породе. Радиохимическим методом для эталонов лёссовых пород рассчитано количество поглощенной дозы в радах. В целом эти значения колебались от 0,15 до 0,30 рад в год. После дренирования кварца нагреванием искусственно гамма-излучением восстанавливалась светосумма, эквивалентная природной. Активизация образцов производилась на установке ГУТ-400 гамма-излучением. Возраст образцов рассчитывался из отношения поглощенной дозы за год к общей поглощенной дозе.

Было получено около 70 ТЛ-дат. Анализ ТЛ-датировок показал, что результаты ТЛ-датирования наиболее стабильны в интервале от 100 000 до 300 000 – 350 000 лет назад. В этом интервале наблюдалось многократное повторение дат по многим образцам, а

также относительно хорошая корреляция ТЛ-дат между разными геологическими объектами. Следует подчеркнуть, что корреляция лёссово-почвенных разрезов, независимо от ТЛ-характеристик, осуществлялась также палеомагнитным и геологическим методами. Так, например, важным корреляционным признаком ископаемых почв плейстоцена служит их магнитная восприимчивость (материалы А.В. Пенькова), а также положение в разрезе узких палеомагнитных эпизодов, выявляемых в палеомагнитной эпохе Брунес.

Согласно термолуминесцентным датам, с привлечением материалов по палеомагнетизму, установлено, что IX и VIII педокомплексы находятся в интервале от 300 000–350 000 до 700 000 лет назад, они отнесены к нижнему плейстоцену. Причем нижний возрастной предел контролируется положением инверсии Матуяма-Брунес. Педокомплексы VII и VI заключены в интервале примерно от 120 000 – 130 000 до 300 000–350 000 лет назад, что соответствует среднему плейстоцену. Наконец, лежащие выше V, IV, III, II и I педокомплексы датируются в пределах 120 000–130 000 лет назад и входят в верхний плейстоцен.

Археологические находки связаны с VI и V педокомплексами. В настоящее время известно девять пунктов с находками (Каратау, Лахути, Кайрубак, Хонако, Чашманигар). Палеолитический материал, сосредоточенный в почвенных горизонтах, не выходит в пределы лёссовых толщ. Как показали археологические раскопки в Каратау I и Лахути I, каменные изделия имеют значительную концентрацию по вертикали и в плане, что указывает, по-видимому, на малую степень их переотложения.

По термолуминесцентным данным, возраст V и VI педокомплексов оценивается соответственно около 130 000 и 200 000 лет назад. Важно отметить, что геохронология V педокомплекса контролируется положением палеомагнитного эпизода, идентифицируемого с эпизодом Блейк (110 000 лет назад). Так, во многих разрезах при детальном отборе палеомагнитных образцов этот эпизод был зафиксирован непосредственно над V педокомплексом. Геологическая корреляция и анализ геохронологических данных позволяют предварительно рассматривать V и VI педокомплексы как возрастные аналоги миклулинского и одинцовского межледниковий или ресс-вюрма и риса I-II.

Каменные изделия вновь открытой в ископаемых почвах каратауской культуры обладают рядом специфических особенностей, трудно поддающихся типологическому определению и сравнению. Нельзя не обратить внимание на заметный архаизм каменных орудий из Каратау I, Лахути I и других пунктов, приуроченных к V и VI педокомплексам [Додонов, Ранов, 1976; Лазаренко, Ранов, 1977]. Вместе с тем среди инвентаря каратауской культуры, хотя и в небольшом объеме, но вполне явственно прослеживаются элементы леваллуазской техники, свойственной уже специализированным высокоразвитым приемам раскалывания камня [Любин, 1975].

Согласно Ф. Борду, в Европе леваллуазская техника появляется на начальных этапах среднего ашеля, что предшествует началу отложения древнего (рисского) лёсса северной Франции [Bordes, 1952]. В целом же в наиболее хорошо изученных в археологическом отношении в Европе лёссовых местонахождениях Франции рисскому времени соответствует средний и отчасти верхний ашель в классическом своем выражении – с бифасами [Иванова, 1972; Tuffreau, 1976].

В соответствующих рисскому времени пещерных памятниках Франции, согласно А. де Люмлею, имеется хорошо выраженная средне-верхнеашельская индустрия (верхний ашель появляется в промежутке рисс I-II) и культуры другого типа, в которых бифасы не играют заметной роли (эванозиан, тайяк, премустье) [Lumley, 1975]. Для этой последней группы сравнение с каратауской культурой более перспективно, чем с ашельскими коллекциями. В частности, в материалах стоянки Лахути I можно проследить некоторые "тайякские" элементы.

Для рисса Италии также характерен верхний ашель [Gábori, 1970]. В Центральной Европе ашельские бифасы сменяют галечные культуры эпохи миндель-рисса, в большой степени определенные условно. Несмотря на то, что рисская эпоха представлена небольшим числом стоянок, отмечено наличие настоящего ашеля, а также следы клетонских и леваллуазских индустрий, приуроченных к лёссовым отложениям [Valoch, 1971].

На Ближнем Востоке стратиграфический возраст палеолитических памятников, относимых к риссу, охарактеризован слабо. В нижних слоях пещерных стоянок встречен тайяк и ашель [Ronen, 1976]; в хорошо изученных разрезах района Киссуфим верхний ашель соответствует тирренской ингрессии (рисс) [Ronen, Gilead, Shaehnai, Sauli, 1972].

Таким образом, можно говорить о том, что в Европе и на Ближнем Востоке времени формирования V и VI педокомплексов Южного Таджикистана с каратауской культурой соответствуют средне-верхнеашельские культуры (с бифасами), а также культуры без бифасов, типа ранних вариантов тайяка и клетона. В первом случае достаточно широко представлена и леваллуазская техника. Однако по своему общему облику, техническим и типологическим показателям европейские индустрии трудно сопоставить с индустрией каратауской культуры.

Среди памятников Азии стратиграфическое положение палеолитических памятников наиболее полно определено в Китае [Aigner, 1972, 1974]. Работы этого плана ведутся в последнее время и в Индии, однако детальных стратиграфических характеристик ашельской и соанской культур здесь пока не получено.

В Китае памятники рисского времени приурочены к пещерам и геологически трудно сопоставимы с южнотаджикскими памятниками. До сегодняшнего дня мы не располагаем достаточным количеством опубликованного материала (пещерная стоянка Чжоукоудянь и Чис-

хси в провинции Квейшоу). Но даже данные, которые сейчас можно использовать, бесспорно говорят о большом техническом сходстве индустрии каратауской культуры и рисских памятников Китая.

В небольшой коллекции из локуса 15 Чжоукоудяня, помимо упомянутого выше сходства технических приемов (и в том, и в другом случае превалирует галечная техника), имеется и четкое сходство и в формах орудий (чоперы, грубые скребла с нерегулярной ретушью и "рваным краем", плохо выраженные выемчатые формы), одинаковы мелкие нерегулярные отщепы с маленьким ударным бугорком, отщепы с узкой площадкой и широким основанием, часто сохраняющие галечную корку на спинке. Как в Каратау I и Лахути I, в локусе 15 Чжоукоудяня найден единственный превосходно выраженный леваллуазский треугольный отщеп. Отличием является присутствие группы орудий – "острый", в том числе одного очень плохо выраженного бифаса (?) [Aigner, 1969]. Совершенно сходные с каратаускими по технике и общему облику отщепы имеются в пещере Чиенхси [Aigner, 1974].

Более развитый характер имеет каменный материал в Динцуне, относимый большинством авторов к рисс-вюрмскому времени. В инвентаре этого памятника ощущается сходство с европейскими коллекциями [Ларичев, 1977]. Но и здесь можно найти определенные аналоги с каратаускими памятниками.

Присутствие леваллуазских приемов раскалывания камня дает нам хотя и шаткое, но определенное право сопоставлять инвентарь каратауской культуры с инвентарем локуса 15 Чжоукоудяня. Возраст последнего на основании палинологических, фаунистических, палеоклиматических данных определяется рисским временем [Aigner, 1969].

Следовательно, при всей условности приведенных выше доказательств археологический материал может быть привлечен для подтверждения приведенных выше геохронологических данных, полученных для палеолитических стоянок, найденных в V и VI педокомплексах лёссовых разрезов Южного Таджикистана.

ЛИТЕРАТУРА

- Додонов А.Е., Ранов В.А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.
- Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Иванова И.К. О следах деятельности ископаемых гоминид в отложениях эоплейстоцена и раннего плейстоцена Европы. – В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., 1972.
- Лазаренко А.А., Ранов В.А. Каратау I – древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.

- Ларичев В.Е. Открытие рубил на территории Восточной Азии и проблема локальных культур нижнего палеолита. — В кн.: Проблемы археологии Евразии и Северной Америки. М., 1977.
- Любин В.П. К вопросу о методике изучения нижнепалеолитических каменных орудий. — В кн.: МИА, М., Л.: Наука, 1975, № 131.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.
- Путеводитель экскурсий: Международный симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977.
- Aigner J. The Archaeology of Pleistocene China: Ph. d. Diss. Madison: Univ. Wisconsin, 1969.
- Aigner J. Relative dating of North Chinese faunal and cultural complexes. — *Arct Anthropol.*, 1972, v. 9, N 2.
- Aigner J. Pleistocene Archaeological Remains from South China. — *Asian Pers.*, 1974, v. 16, N 1.
- Bordes F. Stratigraphie du loess et évolution des industries Paléolithique dans l'ouest du bassin de Paris. — *Anthropologie*, 1952, t. 56, N 5/6.
- Gábori M. Les civilisation du Paléolithique Moyen entre les Alpes et l'Oural. Budapest, 1970.
- Lumley de H. Cultural Evolution in France in its Paleocological Setting during the Middle Pleistocene. After the Australopithecines. Paris; The Hague: Mouton Publ., 1975.
- Ronen A., Gilead D., Shaehnai E., Saull A. Upper Acheulean in the Kisufim region. — *Amer. Phil. Soc.*, 1972, v. 116, N 1.
- Ronen A. The Paleolithic Archaeology and Chronology of Israel. Problems in Prehistory: North Africa and the Levant. Dallas, 1975.
- Tuffreau A. Les Civilisations du Paléolithique inférieur en Artois et dans le Cambresis. — *Préhist. franc.*, 1976, t. I, N 1.
- Valoch K. Les Paléolithique Inférieur et Moyen en Europe Centrale. — In: Actes du VII-e Congrès International des Sciences Préhist. et Protohist. Beograd, 1971, t. 1.

УДК 551.89:550.838

А.В. Пеньков

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Корреляция разрезов антропогенных толщ и оценка возраста выделяемых в них подразделений обрели в Таджикистане реальную почву с применением палеомагнитного метода [Пеньков, 1971, Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; Путеводитель экскурсий..., 1977].

Становление магнитостратиграфии неразрывно связано с изучением верхнего кайнозоя Средней Азии. В Западной Туркмении еще в середине 50-х годов проводил свои первые палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных толщ А.Н. Храмов [Храмов, 1958]; неогеновые и антропогенные отложения Узбекистана, Таджи-

кистана и Туркмении в конце 50 – начале 60-х годов стали объектами палеомагнитных исследований П.Г.Ахматова, В.Д.Босова, В.И.Высоцкого, А.А. Валиева, Л.Н. Гамова и А.В. Пенькова, А.Ф. Ерошкина, М. Мамедова и Х. Назарова и др. Не случайно магнитостратиграфическое подразделение, отвечающее кайнозой общей шкалы, названо Среднеазиатской гиперзоной по предложению ряда палеомагнитологов [Молостовский и др., 1976], которые справедливо указали, что впервые наиболее представительные разрезы палеогена и неогена изучены именно в Средней Азии.

Систематическое и детальное палеомагнитное изучение антропогенных толщ Южного Таджикистана проводится в Южной геофизической экспедиции Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР с 1968 г. Некоторые аспекты этих работ, по-видимому, не имеют прецедента в практике магнитостратиграфических исследований. Имеется в виду чрезвычайно высокая "плотность" палеомагнитных определений как по площади (свыше 50 разрезов по естественным обнажениям и керну буровых скважин), так и по разрезу (изучено свыше 17 тыс. образцов, отобранных через 0,2–0,4 м по истинной мощности слоев).

Южный Таджикистан стал в последние годы одним из опорных регионов для решения вопросов стратиграфии и геохронологии антропогенных образований всей Средней Азии. Это определяется наличием в данном регионе уникальных по полноте и представительности разрезов плиоцен–четвертичных отложений, многочисленных захоронений ископаемых животных и растений, древнейших стоянок человека каменного века, ярких и многообразных проявлений тектонических, климатических, палеогеофизических и палеогеографических феноменов в геологической истории.

Вопросы геологии верхнего кайнозоя имеют в Южном Таджикистане непреходящее прикладное значение: для инженерно-геологического обеспечения строительства гидротехнических и ирригационных сооружений, поиска нефтегазоносных структур, подземных вод, сырья для промышленности стройматериалов и россыпных месторождений металлов, сейсмостектонического районирования и т.д.

Геологи, занимающиеся антропогенном Таджикистана, как и их коллеги из некоторых других регионов, ныне относятся к палеомагнитному методу как к достаточно эффективному инструменту для решения повседневных производственных задач в области стратиграфии и геохронологии.

К настоящему времени в палеомагнитном отношении изучены практически все опорные разрезы верхнеплиоцен–четвертичных отложений Южного Таджикистана – разрезы наиболее полные и содержащие какие-либо биостратиграфические и прочие аргументы, имеющие значение для датирования. На основе детальной палеомагнитной корреляции опорных разрезов составлена региональная магнитостратиграфическая шкала, основные элементы которой – магнитозоны прямой и обратной полярности и границы между ними. Выявление этих реперов позволило систематизировать в геохроно-

логическом плане всю совокупность данных, полученных в последние годы в ходе детального и комплексного изучения плиоцен-четвертичных толщ Южного Таджикистана: находки фауны и палеолитических орудий, спорово-пыльцевые спектры, определения физического ("абсолютного") возраста, горизонты погребенных почв и лёссов, границы седиментационных циклов, угловые несогласия и т.д. Установление четких временных отношений (отношений типа "раньше-позже", "между" и "одновременно") между геологическими телами и вмещаемыми ими палеонтологическими остатками, палинокомплексами и т.д., — главный вклад палеомагнетизма в геохронологию антропогена Таджикистана (таблица).

Региональная палеомагнитная шкала верхнеплиоцен-плейстоценовых образований Таджикской депрессии создана методом последовательного наращивания макетов корреляционных схем [Пеньков, 1971; Пенькова, Пеньков, 1973; Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; Путеводитель..., 1977]. Этот метод, испытанный ранее при магнитостратиграфических исследованиях олигоцен-миоценовых толщ [Пеньков, 1970], практически лишенных стратиграфически значимых фаунистических остатков, включает следующие основные моменты.

1. Использование для корреляции факта заметного преобладания одного из знаков полярности геомагнитного поля (прямого или обратного) в течение достаточно длительных промежутков времени, благодаря чему многочисленные, не диагностируемые индивидуально, "элементарные" магнитостратиграфические единицы группируются по разрезам в характерные совокупности — магнитогоризонты (суперзоны). Хороший пример единиц этого ранга — эпоха Матуюмы. Именно магнитогоризонты (суперзоны) приняты нами за основу корреляционных построений по кайнозойским моласам Таджикистана [Пеньков, 1970; Пенькова, Пеньков, 1973; и др.].

2. Привлечение комплекса взаимоконтролирующих методов, среди которых для миоцена ведущими стали палинологический и литофа-циальный [Пенькова, Пеньков, 1973], для верхнего плиоцена — палеонтологический, для плейстоцена — геоморфологический, палеопедологический и термолюминесцентный [Лазаренко и др., 1977; Додонов и др., 1978].

3. Выявление корреляционной значимости скалярных магнитных параметров (в первую очередь — графиков магнитной восприимчивости) и ряда других вспомогательных магнитных критериев (в том числе, характерные особенности "поведения" вектора остаточной намагниченности: "всплески", переходные слои и др.). Наиболее эффективной оказалась методика, использующая синфазность изменений магнитной восприимчивости пород [Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; и др.].

В последнее время применительно к плиоцен-четвертичным толщам Таджикистана оказался весьма действенным метод средних направлений намагниченности пород чередующихся магнитозон,

предложенный А.Н. Храмовым [Храмов, 1958]. Соответствующие данные приведены в более ранней работе [Пеньков и др., 1976] и здесь в таблице.

Магнитохронологическая оценка абсолютного возраста верхне-кайнозойских образований выполняется путем идентификации местных магнитозон с подразделениями планетарной шкалы А. Кокса и др. Эта процедура, в общем случае, дает весьма проблематичные результаты. Приятное исключение составляет такой палеомагнитный "суперкоррелятив", как инверсия Матуяма-Брюнес (690 000 лет назад). И в этом случае встречаются затруднения в связи с неполнотой разрезов и сложностью тонкой структуры магнитного поля, тем не менее указанный магнитохронологический репер часто устанавливается вполне однозначно. И значение этого достижения палеомагнитологии для геохронологии антропогена трудно переоценить.

В ходе магнитохронологической интерпретации обычно возникает дилемма: например, та или иная магнитозона может быть сопоставлена с одним из двух эпизодов шкалы Кокса - Харамильо или Гилса и т.д. На современном этапе исследований и такую постановку вопроса следует считать достаточно ценным результатом палеомагнитных работ.

Большинство исследователей уже вполне осознало, что планетарный характер геомагнитных инверсий сам по себе никоим образом не избавляет нас в области магнитостратиграфии и магнитохронологии от необходимости следовать общим методологическим принципам. При отсутствии радиометрических датировок критерием идентификации магнитозон (и суперзон) логично считать комплекс палеонтологических аргументов, не противоречащих магнитостратиграфическим построениям. Последние же, в конечном счете, сводятся к анализу и сравнению общей структуры колонок полярности, создаваемой чередованием магнитозон разного знака. От полноты сравниваемых колонок не в последнюю очередь зависят шансы на успех в предпринимаемом сопоставлении. Учет и восполнение возможных пробелов в стратотипических разрезах, отвлечение от локальных вариаций мощностей магнитозон обеспечиваются лишь разработкой сводных палеомагнитных разрезов, базирующихся на уверенной внутрирегиональной корреляции полных и детально изученных разрезов.

Поиску местных эквивалентов дробным единицам магнитохронологической шкалы способствует использование следующих критериев:

1. Позиция магнитозоны (например N_2 и N_3) внутри суперзоны в сравнении с последовательностью геомагнитных эпизодов (например, Харамильо и Гилса) в рамках соответствующей геомагнитной эпохи.

2. Соотношение мощностей магнитозон в сравнении с соотношением продолжительности эпизодов и промежутков между ними.

Некоторые магнитозоны антропогена Южного Таджикистана

Местные стратиграфические подразделения		Местная магнитозона	Средние значения углов		Палеомагнитная широта, °с.ш.	Количество "коротких эписодов"	Мощность, м	№ погребенной почвы (сверху-вниз)
Серия	Свита, комплекс		скло-нения (D)	накло-нения (J)				
Кызыл-суйская	Душанбинский	N ₁	5	57	38	6 (из них три - сдвоенные)	80-200	1-9
	Илякский		5	55,5	36			
	Вахшский							
Кулябская	Кайрубакская	R ₁	190	-54	35	2	17-40	10-14
		N ₂	10	52	33	1	7-22	15-17
		R ₂	175	-49	30	3	35-105	18-30
		N ₃	350	45	27	2	8-80	31-33
		R ₃	170	-42	24	3	35-165	34-46
	Куркусайская	N ₄				1?	~50	
		R ₄				1?	~30	
		N ₅				2?	~40	
		R ₅						

Характеристика отложений	Возраст, млн. лет (по сопоставлению с планетарной шка- лой)
Орудия неолитической, позднепалеолитической и му- стьерской культур в покровах террас Древняя галечная культура в 5-м и 6-м педокомплек- сах (ПК) семи разрезов Более 100 ТЛ-дат: от 17 000 лет до 650 000 лет назад	0-0,69 Брюнес
Фауна Лахути II: поздний эоплейстоцен (переходный тип от таманского комплекса к тираспольскому). Более 10 ТЛ-дат: от 580 000 лет до 840 000 лет назад Под ПК 10 - региональное несогласие.	0,69-0,89 Матуюма
Макроостатки флоры (Лахути) Под ПК 17 - несогласие	0,89-0,95 (Харамильо)
Фауны Лахути I и Куруксай III: поздний эоплейстоцен	0,95-1,61
Под ПК 33, возможно, несогласие	1,61-1,79 (Гизса)
Фауны Куруксай I (Наврухо) и Куруксай II: поздний плиоцен (примерный аналог халпровского комплекса). Фауны Карамайджана и др.	1,79-2,43 Матуюма
Палинологические спектры, характеризующие теплый и влажный климат. Судя по палинологическим данным, палеоклимат изменялся от плиоцена к плейстоцену в сторону повышения аридности. Региональное несогласие	2,43-2,80
	2,80-3,06
	3,06-3,32
	Гильберт?

Комплексное использование методов и различных методических примеров для обоснования возраста региональных палеомагнитных реперов пока неизбежно и необходимо. Строгая и независимая диагностика магнитозон – кардинальная задача магнитохронологии, скорого и легкого решения которой ожидать не приходится. Можно полагать, что для установления "паспортных данных" (или хотя бы "особых примет") конкретных магнитозон будет полезен растущий опыт диагностики этих единиц при локальной и региональной корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамов Л.Н., Пеньков А.В. Магнитостратиграфические исследования новейших отложений Южного Таджикистана и проблема идентификации "геомагнитных эпизодов". – В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, III. Баку, 1973.
- Гамов Л.Н., Пеньков А.В. О геомагнитных эпизодах в эпоху Брунса. – В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тезисы докладов съезда. М., 1976, ч. III.
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В., Шелкопляс В.Н., Гитерман Р.Е., Минина Е.А., Ранов В.А. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии. – В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977.
- Молостовский Э.А., Певзнер М.А., Печорский Д.М., Родионов В.П., Храмов А.Н. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля. – Геомагнитные исследования, 1976, № 17.
- Пеньков А.В. Некоторые принципы палеомагнитной корреляции, применявшиеся при исследованиях неогеновых толщ Южного Таджикистана. – В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наук. думка, 1970, ч. II.
- Пеньков А.В. К палеомагнитной стратификации плиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии. – В кн.: Хронология ледникового века. Л.: ВГО СССР, 1971.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н. Магнитостратиграфия ископаемых почв (Южный Таджикистан). – В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тезисы докладов съезда. М., 1976, ч. III.
- Пенькова А.М., Пеньков А.В. Опыт комплексной характеристики палиологических и палеомагнитных реперов в неогеновых толщах Юго-Западного Таджикистана. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониги, 1973, сб. 5.
- Путеводитель экскурсий международного симпозиума по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977.
- Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостоптехиздат, 1958.

А.В. Шнитников, Г.Н. Бердовская,
Л.А. Земляничина, А.А. Лийва, Д.В. Севастьянов

ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОЗЕР ТЯНЬ-ШАНЯ ПО НОВЕЙШИМ ДАННЫМ

В течение 1971–1977 гг. экспедиция Института озераведения АН СССР проводила изучение истории развития ряда высокогорных озер Тянь-Шаня, в том числе таких крупных водоемов, как Чатыркель и Сонкель. Наряду с широкими геоморфологическими исследованиями в бассейнах озер изучались состав и строение озерных отложений с применением радиоуглеродного датирования, палинологического, геохимического, гранулометрического, литологического, диатомового и других видов анализов.

Полученные материалы по истории высокогорных озер позволили авторам реконструировать ход развития природной обстановки на территории Тянь-Шаня, детализировать геохронологическую шкалу позднего плейстоцена и голоцена указанного региона и получить новые материалы по абсолютному датированию некоторых археологических памятников.

Наиболее полный материал (в том числе около 30 радиоуглеродных датировок) получен по району оз. Чатыркель. Этот водоем расположен на высоте более 3580 м в юго-западной части Внутреннего Тянь-Шаня в межгорной котловине, ограниченной с севера хребтом Албаша, с юга – хребтом Торугарт. В настоящее время оз. Чатыркель бессточное, площадь его не превышает 160 км².

За время полевых исследований в бассейне оз. Чатыркель изучено более 20 обнажений и шурфов, вскрывающих отложения различного генезиса. Насыщенность озерных отложений большим количеством остатков погребенной водной растительности позволила получить около 30 радиоуглеродных датировок этих отложений. Для территории Тянь-Шаня – это пока единственный в своем роде комплекс датировок плейстоценовых и голоценовых отложений. На основании имеющихся радиоуглеродных датировок погребенной водной растительности по бассейну оз. Чатыркель нами построена геохронологическая таблица, в которую включены основные датировки (исключены радиоуглеродные датировки, лишь незначительно отличающиеся от приведенных).

По озерным осадкам, вскрытым вне его современной акватории, можно выделить две эпохи аккумуляции: а) отложения, сформировавшиеся в верхнем плейстоцене, – интервал датировок от $22\,060 \pm 500$ до $16\,300 \pm 420$ лет назад (последняя дата приведена по данным Алешинской и др. [1974]); б) отложения голоцена, интервал датировок от $10\,460 \pm 400$ до 580 ± 70 лет назад.

Таким образом, отчетливо выявляется период между 16 000 и 11 000 лет назад, в течение которого в бассейне оз. Чатыркель накапливались осадки, не содержащие органических остатков. От-

Геохронология оз. Чатыркель (Внутренний Тянь-Шань)

Стратиграфические подразделения	Хронология стадий горного оледенения [по Шнитникову, 1975], лет назад	Датировка отложений по C^{14} , лет назад
Поздний голоцен $H1_4$	VII 100-300	580 $\pm$ 10
		810 $\pm$ 80
		1010 $\pm$ 70
		1150 $\pm$ 80
	VI 2000	3450 $\pm$ 150
	V 3900	4060 $\pm$ 200
Средний голоцен $H1_3$	IV 5700	4450 $\pm$ 150
		4950 $\pm$ 160
		5300 $\pm$ 150
		5440 $\pm$ 200
		5800 $\pm$ 200
Ранний голоцен $H1_2$	III 7600	6550 $\pm$ 150
	II 9400	
		9500 $\pm$ 500
		9540 $\pm$ 150
		10460 $\pm$ 400
Верхний плейстоцен		1630 $\pm$ 420
		19300 $\pm$ 800
		19850 $\pm$ 400
		20000 $\pm$ 500
		20220 $\pm$ 500
		21140 $\pm$ 600
		21500 $\pm$ 400
		22060 $\pm$ 500
		22080 $\pm$ 250

ложения этого времени представлены флювиогляциальными и моренными разностями, перекрытыми озерными суглинками голоценового времени, что, например, хорошо прослеживается в разрезе обнажения 15, расположенного в восточной части котловины озера. Сделовательно, период с 16 000 по 11 000 лет может рассматриваться как эпоха максимума трансгрессии верхнеплейстоценового оледенения.

№ анализа	Материал	Место отбора, № обнажения
ТА-625	Гиттия	Вост. берег, 7
ТА-742	"	Там же, 12
ТА-741	"	"
ТА-770	"	"
ТА-619	"	Южн. берег, 1
ТА-624	"	Вост. берег, 6
ТА-620	"	Южн. берег, 1
ТА-1041	"	Там же, 17
ТА-622	"	" 3
ТА-628	"	" 1
ТА-621	"	" 4
ТА-1040	"	" 17
ТА-946	"	" 17
ТА-1034	"	" 17
ТА-947	"	" 17
МГУ-350		Вост. берег
[по Алешиной, Бондареву и др. 1976]		
ТА-892	Гиттия	Зап. берег, Кара-бугак
ТА-825	"	Вост. берег, 15
ТА-735	"	Сев. берег, 11
ТА-734	"	Там же, 11
ТА-731	"	Зап. берег, 10
ТА-627	"	Там же, 9
ТА-826	"	Вост. берег, 15
МГУ-351		Там же
[по Алешиной, Бондареву и др. 1976]		

В голоцене происходит ритмическое сокращение ледников. Фазы их стабилизации на фоне общего отступления зафиксированы конечноморенными грядами, залегающими в долинах горного обрамления котловины. В различных долинах насчитывается от одной до семи конечных морен [Шнитников, 1974; Севастьянов, 1976].

Отложения верхнеплейстоценового возраста вскрыты в основа-

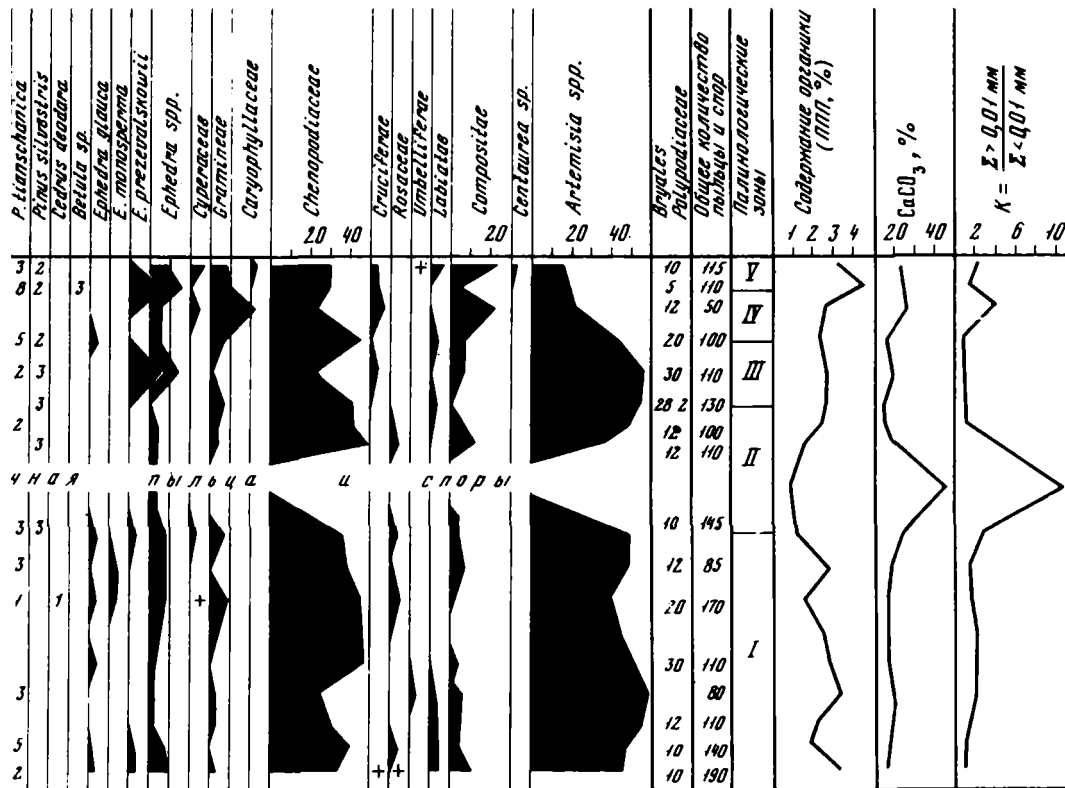
нии сбнажений 9, 10, 11, 15 и др. [Бердовская, 1978]. На спорово-пыльцевой диаграмме разреза 15 (рис. 1) выявлено 5 палинологических зон. I палинологическая зона характеризует отложения верхнеплейстоценового возраста - $22\,060 \pm 500$ (ТА-826) и $19\,850 \pm 400$ (ТА-825) лет назад. Для этой зоны характерно преобладание пыльцы травянистых и кустарниковых растений, в основном пыльцы полыни (до 50%) и пыльцы маревых (от 25 до 45%), пыльцы эфедры до 10%, а также встречается пыльца осоковых, крестоцветных, розоцветных и губоцветных. В составе спор встречаются лишь споры зеленых мхов. Присутствие пыльцы древесных и кустарниковых пород в спектрах объясняется приносом ветровыми потоками из нижнего пояса гор и из долин. В составе древесно-кустарниковой группы определена единично пыльца ели европейской, ели тянь-шанской, сосны обыкновенной, кедра, березы.

Таким образом, по результатам палинологического анализа можно сделать вывод о распространении в Чатыркельской котловине в верхнем плейстоцене преимущественно разнотравно-полынных ассоциаций, что указывает на существование в это время климата более теплого и влажного, чем современный. Время максимального распространения верхнеплейстоценового оледенения в Чатыркельской котловине зафиксировано моренными и флювиогляциальными отложениями, содержащими единичные микрофоссилии.

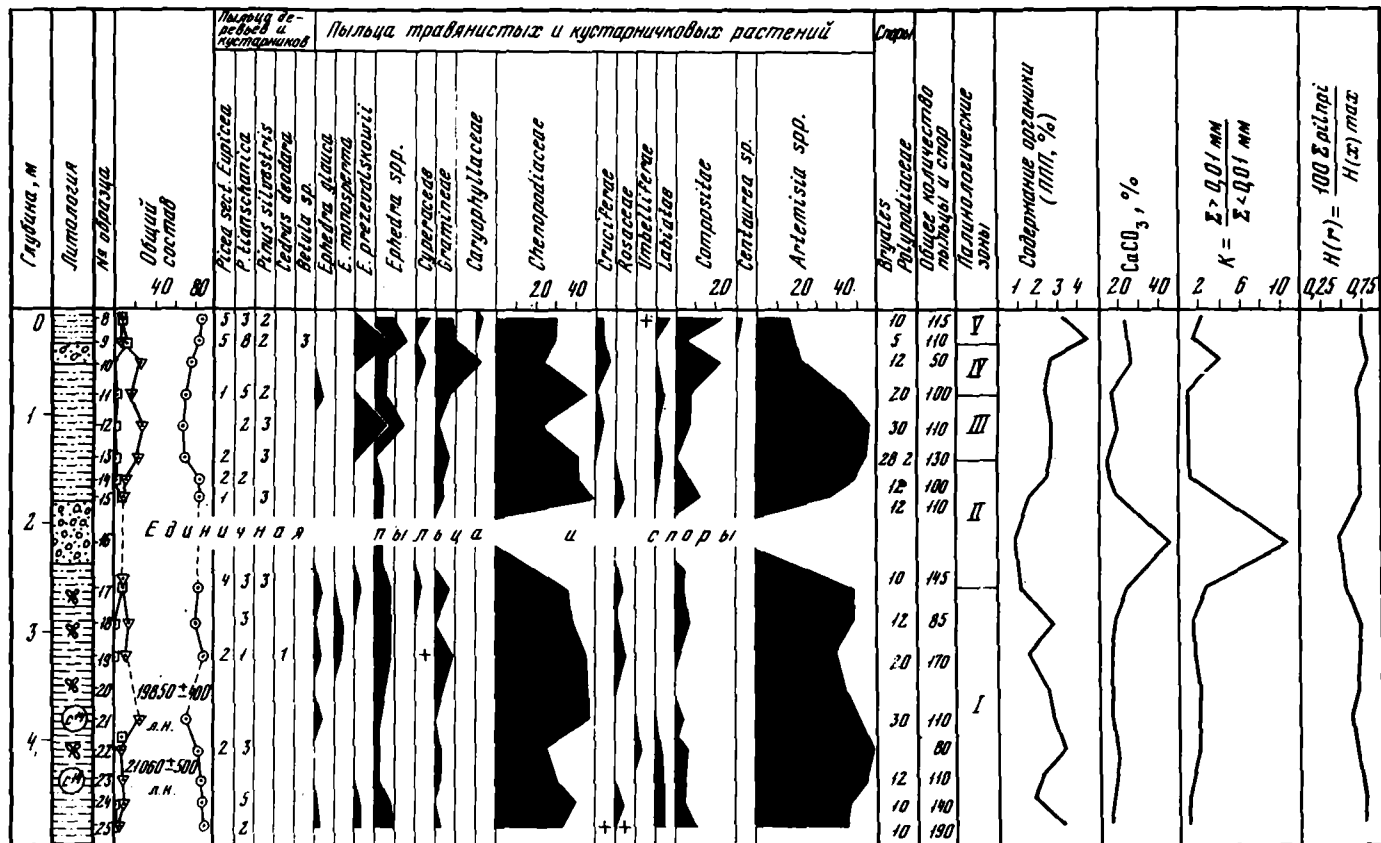
Результаты спорово-пыльцевого анализа 14 разрезов донных отложений оз. Чатыркель позволяют выявить три периода, отражающие изменения комплекса природных условий в голоцене. Голоценовый возраст отложений подтвержден данными радиоуглеродного анализа по C^{14} .

I период - HI_2 (даты от 10 460 до 6550 лет назад). На смену относительно прохладному и влажному климату, что фиксируется повышением в составе растительности роли мезофильного разнотравья и уменьшением значения ксерофитов, приходит теплый и сухой климат. В растительном покрове котловины увеличивается роль эфедры и ксерофитного разнотравья, велико значение маревых и полыни. Наличие значительного количества пыльцы деревьев и кустарниковых в палинологических спектрах этого времени свидетельствует о повышении границы леса в горах и об увеличении площадей, занятых тугаями в долинах.

II период - HI_3 (даты от 5800 до 3450 лет назад). Увеличение мезофитного разнотравья при уменьшении содержания эфедры позволяет говорить о наступлении более влажных условий. Теплые и влажные климатические условия способствовали массовому развитию на мелководьях водорослей рода *Vaucheria* sp. Именно для этого периода получено наибольшее количество датировок спрессованных водорослей указанного рода. Граница леса в горах, по видимому, мало изменяется, поскольку в палинологических спектрах отмечен примерно такой же процент заносной пыльцы деревьев и кустарников, какой присущ I периоду.



Р и с. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма обн. 15 (оз. Чатыркёль)



Р и с. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма обн. 15 (оз. Чатыркель)

III период — H_4 (даты от 1150 до 580 лет назад). Характеризуется прохладными и аридными условиями, поскольку в растительности котловины возрастает значение ксерофитов, в том числе эфедры. Резкое уменьшение заносной пыли деревьев и кустарников в палинологических спектрах этого времени позволяет предполагать отступление границы леса в горах. Тщательный палинологический анализ как озерных обнажений, так и донных колонок позволил выявить 7 этапов, характерных для позднего голоцена. Смены этапов отражают незначительные изменения климатических условий то в сторону большей сухости и сокращения площади озера, то большей увлажненности и некоторого увеличения его акватории. В целом следует отметить направленную тенденцию к аридизации климатических условий в позднем голоцене в районе оз. Чатыркель. В настоящее время можно вполне обоснованно утверждать, что в верхнем плейстоцене оз. Чатыркель представляло собой водоем площадью около 800 км^2 , который имел сток на восток в бассейн Арала. В эпоху верхнеплейстоценового похолодания при максимальном развитии оледенения в Чатыркельской котловине прекращается накопление озерных осадков [Шнитников, Лийва и др., 1975; Севастьянов, 1976]. В это время котловина с востока и с запада была отгорожена мощными толщами ледниковых отложений. Озерные отложения верхнеплейстоценового возраста перекрываются моренными и флювиогляциальными отложениями. Долинные ледники хребтов Атбаш и Торугарт, выходя на поверхность котловины, сливаются и образуют ледники подножий, которые, вероятно, заполиняли котловину, перекрывая полностью промерзшее озеро. В это же время Чатыркельская котловина с востока и с запада была отгорожена мощными толщами моренных отложений [Шнитников, 1975; Севастьянов, 1977].

Эпоха голоцена в бассейне оз. Чатыркель характеризовалась потеплением и стадийным отступанием ледников в долинах горного обрамления озера, что отмечено сериями конечных морен. В котловине возобновился озерный режим и резко изменился характер осадконакопления. В начальный период таяния ледников в котловине озеро имело сток на восток в бассейн Лобнора. Однако можно отметить, что уже с раннего голоцена оз. Чатыркель существует как бессточный водоем. Около 8000 лет назад площадь озера не превышала 600 км^2 , а его уровень был на 12 м выше современного. На этой отметке вдоль всего побережья прослеживается наиболее характерный террасовый уровень. На протяжении голоцена по всем данным происходит направленное уменьшение общей увлажненности в бассейне озера. Это явление ярко выражено в отступании ледников, постепенном усыхании озера, падении его уровня, а также проявляется соответствующими изменениями в спорово-пыльцевых спектрах исследованных отложений.

Не менее интересной представляется голоценовая история оз. Сонкель. Оно расположено на высоте 3016 м, в центре Внутреннего Тянь-Шаня, имеет площадь 273 км^2 . Котловина озера огра-

ничена с севера хребтами Сонкуль-тоо и Байдула, а с юга — хребтами Бауралбас и Ительги-уя. В юго-восточной части из озера вытекает р. Кекджерты, впадающая в р. Нарын.

Изучение геоморфологии и новейших отложений Сонкельской котловины позволило установить, что в эпоху максимального развития последнего оледенения в восточной части котловины образовался ледник, запрудивший сток из озера. Уровень в это время был выше современного не менее чем на 30 м, что зафиксировано абразионной террасой на скалистом северо-западном берегу. При этом его площадь могла достигать 500–600 км². В голоцене отступление ледника в бассейне оз. Сонкель происходило в несколько стадий, в результате чего к настоящему времени ледники в горном обрамлении озера полностью исчезли. Следы стадильности сокращения оледенения выражены сериями конечных морен (до 5–6). Сокращение размеров оледенения и колебания общей увлажненности бассейна происходили при постепенном врезе озера и формировании на его берегах до семи аккумулятивных и абразионных террас.

Изучение строения береговых обнажений позволило получить представление о характере изменчивости природных процессов на протяжении верхнего голоцена. Два обнажения мощностью около 2 м, расположенные на юго-восточном побережье, были детально исследованы нами. Радиоуглеродным методом датированы слои, насыщенные остатками водной растительности и раковинами моллюсков. Возраст погребенной органики в обнажении 1 с глубины 1,6 и 0,6 м от поверхности оказался равен соответственно 2980 ± 80 (ТА-945) и 1540 ± 70 (ТА-944) лет назад. В обнажении 2 слои, насыщенные органикой, имеют датировки практически того же возраста, что и в обнажении 1.

Спорово-пыльцевой анализ обнажений подтвердил их полную идентичность. Результаты палинологического и гранулометрического анализа наглядно демонстрирует диаграмма [рис. 2], на которой прослеживается смена четырех палинологических зон.

I з о н а (интервал 200–150 см) характеризуется преобладанием пыльцы травянистых и кустарниковых растений, среди которой доминирует пыльца полыни (до 60%) и маревых (до 20%), пыльца злаковых составляет в среднем 10%, пыльца эфедры — 2%, пыльца сложноцветных — 5%. Встречена единичная пыльца ели.

II з о н а (интервал 150–70 см). Существенная черта этой зоны — полное отсутствие пыльцы эфедры и наличие пыльцы разнотравья, хотя по-прежнему господствует пыльца полыни (40–50%) и пыльца маревых (до 40%). Среди пыльцы деревьев и кустарников отмечена пыльца ели разных видов, сосны обыкновенной и березы, пыльца жимолости и облепихи.

III з о н а (интервал 70–20 см). Характерно увеличение в общем составе содержания пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 20%) и спор зеленых мхов (до 40%) при доминирующей роли пыльцы травянистых и кустарниковых растений. В составе последних по

сравнению с предыдущими зонами увеличивается значение пыльцы злаков (до 30%) и эфедры (до 50%).

IV зона (интервал 20–0 см) характеризует современный состав растительности Сонкельской котловины и прилегающего района, в котором возрастает роль злаков эфедры.

Таким образом, палинологические данные свидетельствуют о направленном увеличении в верхнем голоцене процентного содержания пыльцы эфедры и злаков при некотором уменьшении содержания пыльцы полыни. Это позволяет говорить о существовании тенденции к аридизации климатических условий в Сонкельской котловине на протяжении последних 3000 лет. При этом климатические условия в течение указанного отрезка времени не были однообразными, как это видно из анализа полученного материала. Относительно засушливые климатические условия (I палинозона, около 3000 лет назад) сменились более влажными (II палинозона, около 2000 лет назад), а затем вновь фиксируются потепление и иссушение климата (III палинозона, от 1500 лет назад и до современности). О тенденции к потеплению и аридизации климата свидетельствуют также направленное изменение показателя относительной энтропии гранулометрического состава отложений, что хорошо иллюстрируется диаграммой (см. рис. 2). Изменение величины относительной энтропии в данном случае связано с повышением степени сортированности озерных отложений, что может быть обусловлено направленным уменьшением общей увлажненности бассейна, с сокращением, а затем и полным исчезновением ледникового стока в озеро, с которым вносилось большое количество частиц различных фракций. Таким образом, на основании имеющегося материала можно заключить, что климатические условия в бассейне оз. Сонкель на протяжении верхнего голоцена изменялись в сторону аридизации. Увлажненность территории уменьшалась, что нашло свое проявление в деградации оледенения, постепенном понижении уровня озера и сокращении его площади, а также в соответствующем изменении характера растительности в котловине.

Подводя итог изложенному, на основании изучения озерных отложений на территории Внутреннего Тянь-Шаня можно отметить, что с верхнего плейстоцена до современности наблюдается изменчивость природной обстановки, которая выражается в циклической смене седиментации. Чередование тонкодисперсных отложений, насыщенных органическими остатками, с отложениями более грубыми, бедными органикой, соответствует смене эпох теплых и сухих эпохами относительного похолодания и увеличения увлажненности. Отмеченная цикличность в строении осадков в значительной степени определена изменчивостью состояния ледников в горном обрамлении озер и колебаниями стока. Использование различных видов анализов, взаимно дополняющих друг друга (в том числе радиоуглеродного, спорово-пыльцевого, гранулометрического и др.), позволило с достаточной достоверностью установить наиболее существенные изменения природной обстановки и их хронологию. Один

из наиболее важных результатов исследований – определение времени максимального развития последнего оледенения на территории Внутреннего Тянь-Шаня, а также хронологических рубежей голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З.А., Бондарев Л.Г., Шумова Т.М. О тектонике, климате и оледенении Тянь-Шаня в голоцене. – В кн.: Проблемы физической географии и палеогеографии. М.: Наука, 1976.
- Бердовская Г.Н. Палинологическая характеристика верхнелейстоценовых отложений оз. Чатыркель. – Изв. ВГО, 1978, т. 110, вып. 2.
- Севастьянов Д.В. Современное и древнее оледенение хребта Атбаш. – Изв. ВГО, 1976, т. 108.
- Севастьянов Д.В. История последнего оледенения в бассейне озера Чатыркель (Тянь-Шань). – В кн.: Динамика природных процессов горных стран. Л.: ГО СССР, 1977.
- Шнитников А.В. Из истории озер Внутреннего Тянь-Шаня. – В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л.: Наука, 1975.
- Шнитников А.В. Деградация последнего оледенения в котловине оз. Чатыркель (Тянь-Шань). – В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. 1974, вып. 23.
- Шнитников А.В., Лийва А.А., Бердовская Г.Н., Тарновский А.А. О голоценовой истории озера Чатыркель (Тянь-Шань). – В кн.: История озер и внутренних морей. ... Л.: Наука, 1975.

УДК 551.89+550.93

Х.А. Арсланов, В.М. Макаев, О.Ф. Барановская,
Д.Б. Малаховский, Т.В. Тертычная

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

К настоящему времени в Лаборатории геохронологии НИИ географии Ленинградского университета датировано 12 образцов (таблица) из отложений верхнего плейстоцена острова Октябрьской Революции (древесина, торф, раковины моллюсков, а также бивни, зубы, кости животных). Кроме того, в Упсальской лаборатории (Швеция) по образцам, предоставленным Л.С. Говорухой, получены три датировки.

Следует отметить, что достоверность результатов датирования древних образцов древесины, торфа, бивней, зубов, костей и т.п. значительно выше, чем таковая для образцов раковин моллюсков.

Нами было проведено параллельное датирование образцов раковин моллюсков радиоуглеродным и урано-йониевым методами. Сравнение результатов убедительно показывает, что в большинстве случаев для образца раковин с возрастом более 25 000–30 000 лет из-за их загрязнения более молодым углеродом карбонатов грунтовых вод радиоуглеродный метод дает заниженный возраст [Арсланов и др., 1978]. Поэтому в данной работе мы основываемся главным образом на датировках, полученных по образцам древесины, торфа, костей, зубов, бивней.

Среди отложений второй половины позднего плейстоцена наиболее широко развиты отложения каргинского горизонта. В их составе выделяется несколько фаций: прибрежно-морская, лагунная, пляжевая (шtrandовая), представленные преимущественно слоистыми песчано-алевритовыми и песчано-галечными отложениями мощностью до 20 м. Максимальные мощности каргинских отложений приурочены к крупным речным долинам, например Ледниковой, Большой, Озерной, Матусевича и др. На междуречьях их мощность не превышает 5–7 м, чаще 1–1,5 м, как правило, они слагают верхнюю часть цокольных террас с абсолютными отметками 15–85 м.

Каргинские отложения залегают на коренных породах или на моренах зырянского возраста, иногда в виде террас причленяются к казанцевским отложениям. Возраст каргинских отложений установлен по 3 образцам древесины, бивню нарвала (~32 000–43 000 лет) и по 7 образцам раковин моллюсков (~24 000–38 000 лет), отобранных из обнажений, расположенных в различных районах о-ва Октябрьской Революции.

Каргинские отложения содержат богатый комплекс органических остатков: кости кита, моржа, тюленя, кости и рога северного оленя, плавник, растительный детрит и особенно много раковин моллюсков. Среди малакофауны, по сборам В.М. Макеева, в обнажениях, датированных радиоуглеродным методом, установлены: *Niatella arctica* (L.), *N. arctica pholadis* (L.), *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* (Shum.), *A. (Tridonta) borealis placenta* (Morch), *A. (Tridonta) montagui* (Dillw.), *A. (Astarte) compressa* (L.), *A. (Astarte) elliptica* (Brown.), *Mya truncata* L., *M. truncata uddavalensis* Forbes., *Macoma callarea* (Gmel.), *Portlandia arctica* (Gray), *Clinocardium ciliatum* (Fabr.), *Chlamys islandicus* (Müll.).

Наиболее многочисленны и встречаются практически на всех уровнях *Niatella arctica*, разнообразны *Astartidae* и *Mya truncata*. В отложениях прибрежной и пляжевой фаций, как правило, преобладают крупные толстостенные раковины, нередко отмечаются уродливые формы. В лагунных осадках створки и целые раковины имеют тонкие стенки и меньшие размеры. Они зачастую захоронены в прижизненном положении, что указывает на залегание *in situ*.

По заключению И.М. Рюминой, практически все указанные виды принадлежат к типичным арктическим, обитающим в холодных мелководных морях. Исключением является бореальный вид *Chlamys islandicus*.

dicus, живущий в настоящее время в более тепловодных, чем Карское, западных районах Баренцева моря. На о-ве Октябрьской Революции он широко распространен в каргинских отложениях до абсолютной высоты 60 м на берегу пролива Красной Армии, к северу от ледника Альбанова, в других районах этот вид встречается гораздо реже.

Из морских животных, обнаруженных в каргинских отложениях, особый интерес представляет крупное захоронение китов-нарвалов, приуроченное к обнажению по правому берегу р. Озерная, в 1 км ниже устья р. Кружилиха. Здесь, в алевроитах, слагающих террасу на абсолютной высоте 40–45 м, встречено 7 практически полностью сохранившихся скелетов и множество разнообразных костей и бивней.

В обнажении 29А на р. Озерная, где по костям нарвалов установлен абсолютный возраст ($43\,000 \pm 1\,000$ лет назад), обнаружен довольно разнообразный и обильный по числу особей ряд видов комплекса фораминифер. В нем количественно преобладает вид *Cassidulina barbara* Buz. (до 2000 экз.), многочисленны *Astrononion gallo-way* Loeblich et Tappan (до 500 экз.), *Elphidium clavatum* Cushm. (до 200 экз.), *Protelphidium parvum* Gud. (до 160 экз.). Менее обильны, но представлены десятками форм на пробу – *Discorbis crassa*, *Rosalina columbiensis* (Cushm.), *Buccella frigida* (Cushm.), *Cibicides lobatulus* (Walk et Jac.), *Alabaminoides mitis* (Gud.), *Asterigerinella pulchella* (Phleg.), *Cribrononion inertus* (Will.), *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *C. subarcticum* (Cushm.), *Islandiella norcrossi* (Cushm.), *I. teretis* (Tapp.). Единично и редко встречены *Quinqueloculina* sp., *Triloculina trichedra* Loeblich et Tapp., *Oolina melo* Orb., *Fissurina danica* Madsen, *F. cf. marginata* (Walk. et Boys), *F. cucurbitesema* Loeblich et Tapp., *Parafissurina tectulastoma* Loeblich et Tapp., *Discorbis* sp., *Buccella hannai arctica* Volosh., *B. troitzkii* Gud., *Patellina corrugata* Will., *Nonionellina labrodorica* (Daws.), *Melonis zaandamae* Voorth., *Elphidium exavatum* (Terquem), *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *Protelphidium ustulatum* (Todd), *Elphidiella arctica* (Park. et Jon.), *Bolivina variabilis* (Will.), *Stainforthia loeblichi* Teil.-Hanss., *Trifarina fluens* (Todd), *Islandiella islandica* (Nord.) и др.

Сходные группировки фораминифер встречаются также в обнажениях 10 – р. Ушакова (низы разреза), 12 – на р. Ледниковая и 17 – на р. Озерная, не имеющих датировок по C^{14} . Помимо перечисленных выше комплексов, из этих местонахождений встречены такие виды, как *Quinqueloculina deplanata* Gud., *Q. longa* Gud., *Elphidiella gorbunovi* (Stschedr.), ряд видов родов *Lagena*, *Oolina*, *Fissurina* и др. Разнообразие комплекса, значительное количественное развитие ряда арктическо-бореальных форм, присутствие в комплексе бореальных видов: *Buccella troitzkii* Gud., *Alabaminoides mitis* Gud., *Asterigerinella pulchella* (Phleg.), *Protelphidium asterotuberculatum* (Voorth.), *Elphidium boreale* Nuzd. и др., а также бореально-лузитанского *Elphidium exavatum* (Terq.), свидетельствуют о благоприятных условиях обитания для сравнительно тепловодной части комплекса.

Арктические виды, в том числе *Buccella hannai arctica* Volosh., *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella norcrossi* (Cushm.), *I. teretis* (Tapp.) и др., большого развития в этот период не имели. Некоторые теплолюбивые виды комплекса, такие, как *Asterigerinella pulchella* (Phleg.), *Elphidium exovatum* (Terq.) и некоторые другие для плейстоценового разреза севера Сибири в литературе до сих пор не отмечались. Не исключено, что рассматриваемый комплекс сформировался в один из самых теплых периодов в истории сибирского плейстоценового моря. В целом он имеет общие черты с позднелейстоценовыми комплексами Северного Тимана, бассейна р. Северная Двина, Кольского п-ова.

В осадках из обнажения 6 на р. Подъемная, датированных по древесине ($32\,480 \pm 250$ лет назад), встречен качественно иной комплекс фораминифер, отличающийся также своей количественной характеристикой. Здесь обнаружены фораминиферы 18 видов с общей численностью от 15 до 750 раковин в пробе. Во всех образцах без исключения преобладает арктический вид *Criboelphidium orbiculare* (Brady) (до 450 экз.), довольно многочисленны (десятки особей в пробе) *Criboelphidium subarcticum* (Cushm.) и *Islandiella limbata* (Cushm. et Hugnes). Помимо них встречены виды, число особей которых колеблется от полного отсутствия до десятков раковин. К ним относятся: *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Buccella depressa* Anders., *Cribrononion incertus* Will., *Elphidium elevatum* Cushm., *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *Protelphidium ustulatum* (Todd), *P. parvum* Gud., *P. sp.*, *Elphidiella arctica* (Park. et Jon.), *Trifarina fluens* (Todd), *Cassidulina barbara* Bur., *Islandiella islandica* (Norvang), *I. norcrossi* (Cushm.).

В комплексе преобладают арктические и бореально-арктические виды, арктическо-бореальные малочисленны и редки, а более теплолюбивые отсутствуют совсем.

Сходный комплекс фауны обнаружен в обнажениях 10 — на р. Ледниковая (верхняя часть разреза, датированная по древесине $39\,420 \pm 490$ лет назад и 29А на р. Озерная (верхняя часть разреза, выше прослоя, имеющего датировку $43\,000 \pm 1000$ лет назад и содержащего фауну первого комплекса фораминифер).

Второй комплекс в целом напоминает среднеюрмские комплексы фораминифер Канады, Норвегии, стрельнинские Кольского п-ова и харси омские Западно-Сибирской равнины.

Таким образом, зоогеографический состав второго комплекса, а также его сравнительная обедненность и малочисленность могут свидетельствовать о формировании его в условиях более сурового температурного режима придонных вод палеобассейна, чем в период формирования первого комплекса. Решение вопроса о формировании этих комплексов в течение одного или разных трансгрессивных циклов осадконакопления представляется нам пока преждевременным.

Захороненные в отложениях спорово-пыльцевые комплексы Г.Н. Бердовская и В.В. Нукзарова исследовали в четырех разрезах. В 35 образцах, взятые из трех разрезов, обнаружены лишь единичные зерна пыльцы и спор.

Наиболее богаты в количественном и видовом отношении спорово-пыльцевые комплексы, установленные в обнажении 12 на левом берегу р. Ледниковая, где отмечен также и наиболее теплолюбивый комплекс фораминифер. Из 20 образцов, отобранных в этом обнажении с интервалом 0,5 м, пыльца и споры в количестве, достаточном для подсчета процентных соотношений, содержались лишь в 10 образцах. В 10 других образцах, чередовавшихся с первыми, пыльца и споры присутствовали единично. Во всех образцах, содержащих комплексы, преобладали споры зеленых мхов. В двух образцах было отмечено содержание пыльцы древесных пород до 50%. Из древесно-кустарниковой группы присутствовала пыльца ольхи, ольховника, берез, сосны, единично ели. Среди травянистых растений доминировала пыльца злаковых, в несколько меньшем количестве отмечена пыльца маревых, полыни, осоковых. В образцах встречены также споры и пыльца дочетвертичного (кайнозойского, мезозойского и палеозойского) возраста.

В настоящее время материалы палинологического анализа не позволяют сделать обоснованные палеогеографические выводы, так как изучение спорово-пыльцевых спектров в поверхностных пробах, взятых в разных частях острова, в том числе и на куполе ледника Вавилова, свидетельствует о том, что они по составу близки погребенным и в значительной степени представлены пылью и спорами растений, не произрастающих на Северной Земле, а попавших туда в результате дальнего ветрового заноса.

Каргинские отложения кроются ледниковыми или водно-ледниковыми отложениями мощностью до 10 м. Они распространены вплоть до современной береговой линии, залегают непосредственно с поверхности и только в ряде мест перекрыты более молодыми осадками. Так, например, у южного края ледника Вавилова основная морена видимой мощностью около 3 м перекрыта супесчано-суглинистыми озерно-болотными отложениями, среди которых отмечены линзы мохово-разнотравного торфа с многочисленными обломками веток кустарников и кустарничков. Возраст торфа по радиоуглероду 9950 ± 110 лет назад (ЛУ-665). Важно отметить, что из-за неблагоприятных климатических условий в настоящее время кустарники или кустарнички в этом районе не произрастают.

Таким образом, время образования верхней (сартанской) морены ограничено временным интервалом между 28 000–30 000 лет и 10 000 лет. Более точный ее возраст удалось установить после датирования остатков мамонта, обнаруженных в различных частях о-ва Октябрьской Революции, на разных абсолютных отметках, среди разнообразных по генезису отложений. К настоящему времени только на этом острове зарегистрировано 5 местонахождений, при этом в двух случаях остатки (бивни) залежали в непосредственной близости от краев ледников Альбанова и Русанова на абсолютной высоте 80–100 м, в трех других – на значительном удалении от краев современных ледников. Среди последних наибольший интерес представляют находки второго заднекоренного зуба М² и

Радиоуглеродные датировки отложений верхнего плейстоцена
о-ва Октябрьской Революции

№ п.п.	Описание образца	Лабор. номер	Возраст, лет назад
1	Бивень нарвала хорошей сохранности из отложений морской террасы (высоты 41-45 м), в долине р. Озерная, обн. 29А	ЛУ-592	43000 $\pm$ 1000
2	Древесина из отложений морской террасы (высота 45-50 м) в долине р. Ледниковая, обн. 10	ЛУ-558	39420 $\pm$ 490
3	Древесина плавника из отложений морской террасы (высота 60 м) в нижнем течении р. Ушакова	-	37300 $\pm$ 1675 1385*
4	Раковины моллюсков из отложений морской террасы (высота 80 м) у горы Встречная	-	35530 $\pm$ 2310 1795*
5	Раковины моллюсков из отложений морской террасы (высота 80 м) на правом берегу р. Подъемная	-	34015 $\pm$ 1515 1285*
6	Древесина из отложений морской террасы (высота 85 м) в долине р. Подъемная, обн. 6	ЛУ-557	32480 $\pm$ 250
7	Раковины моллюсков из отложений морской террасы (высота 25-27 м), обн. 43А	ЛУ-630	31450 $\pm$ 440
8	Раковины моллюсков из отложений морской террасы (высота 30-35 м) в долине р. Большая, обн. 38	ЛУ-665	244490 $\pm$ 810
9	Раковины моллюсков из отложений морской террасы (высота 15 м), п-ов Жилой	ЛУ-613	28200 $\pm$ 440
10	Большая берцовая кость мамонта хорошей сохранности из отложений современного аллювия в долине р. Книжная	ЛУ-749А	24910 $\pm$ 200
11	Тот же образец, комбинированная обработка	ЛУ-749В	25030 $\pm$ 210
12	Зуб мамонта хорошей сохранности из отложений современного аллювия в долине р. Ушакова (среднее течение)	ЛУ-688	19970 $\pm$ 110

№ п.п.	Описание образца	Лабор. номер	Возраст, лет назад
13	Бивень мамонта хорошей сохранности, найденный на поверхности морской террасы (высота 70–80 м) у северо-западной оконечности ледника Альбанова. Внешний слой бивня	ЛУ-654А	19640±330
14	Внутренний слой того же бивня	ЛУ-654В	19270±130
15	Бивень мамонта хорошей сохранности с пляжевой осушки	ЛУ-610	11500±60
16	Мохово-разнотравный торф с обломками веток в обнажении у южного края ледника Вавилова	ЛУ-655	9950±100

* Образцы датированы в радиоуглеродной лаборатории в Упсале (Швеция).

большой берцовой кости, обнаруженных за пределами граница максимального распространения позднеплейстоценовых морских отложений, на дне долин р. Ушакова и р. Книжная, среди современного аллювия. По заключению В.Е.Гарутта, зуб принадлежит геологически поздней форме *Mammuthus primigenius* (Blum.), характерной для второй половины вюрма или его аналогов.

Все находки остатков мамонта с о-ва Октябрьской Революции имеют хорошую сохранность и слабую окатанность, что в сочетании с особенностями их залегания свидетельствует о принадлежности животным, некогда обитавшим на данной территории.

Абсолютный возраст остатков мамонтов исследовался по четырем образцам и оказался равным: 11 500±60 лет назад (ЛУ-610, бивень), 19 640±330 (ЛУ-654А, внешняя часть бивня); 19 270±130 (ЛУ-654В, внутренняя часть бивня), 19 970±110 (ЛУ-668, зуб), 24 910±200 (ЛУ-749А, берцовая кость), 24 960±210 лет назад (ЛУ-749В, берцовая кость). Анализ производился в следующей последовательности: из образцов извлекался коллаген путем растворения минеральной части образца в растворе 0,5 НСl, затем коллаген выдерживался в течение суток в растворе 0,1 NaOH при комнатной температуре для удаления гумусовых веществ, адсорбированных костной тканью; после повторной обработки раствором 0,5 НСl и промывания водой коллаген высушивался, подвергался нагреванию без доступа воздуха, и из полученного угля синтезировался бензол по стандартной методике [Арсланов, Громова, 1971].

По такому методу обработаны все образцы, за исключением образца ЛУ-749В, коллаген которого подвергался дополнительной очистке от труднорастворимых гумусовых веществ экстракцией по методу Лонжина [Longin, 1971]. При такой комбинированной обработке была достигнута наиболее полная очистка образца от гумусовых веществ.

Хорошее согласие датировок ЛУ-749А и ЛУ-749В, выполненных этими двумя методами, свидетельствует о том, что образец не был существенно загрязнен гумусовыми веществами. Об этом же говорит сравнение датировок ЛУ-654А и ЛУ-654В, выполненных по периферическим и внутренним частям бивня.

Таким образом, полученные датировки позволяют считать, что последнее позднеплейстоценовое (сартанское) оледенение на Северной Земле могло развиваться только в интервале 19 000 - 12 000 лет назад.

Приведенный фактический материал дает основание сделать ряд палеогеографических выводов:

1. В среднеюрмское время имела место продолжительная морская трансгрессия. По имеющимся геохронологическим материалам она приходилась на интервал между 43 000 и 28 000 лет назад.

2. Залегание осадков этой трансгрессии на абсолютных отметках около 15 м в конце трансгрессии указывает на отсутствие значительных гляциоизостатических движений в последующее время.

3. Сартанское оледенение, наступившее после регрессии морского бассейна, начало развиваться не ранее 19 000 лет назад, а закончилось не позднее 12 000 лет, т.е. оно началось значительно позже, а закончилось раньше североευропейского оледенения. Острова архипелага были перекрыты ледниками, не представлявшими, однако, единого покрова, о чем свидетельствует отсутствие ледниковых форм рельефа на дне омывающих архипелаг морей. Ледники того времени, вероятно, имели мощность, не намного превышающую мощность современных ледников этого района. Только учитывая это обстоятельство, можно допустить их значительное сокращение уже в аллерёде (время вторичного проникновения мамонтов на Северную Землю 11 500 лет назад), а затем еще большее сокращение в раннем голоцене (время развития кустарниковой тундры) - около 10 000 лет назад.

4. Высокоширотное географическое положение Северной Земли в сочетании со значительными абсолютными отметками благоприятствовало развитию здесь оледенения в прошлом, как благоприятствует этому и в настоящее время. Материалы, свидетельствующие о незначительности сартанского оледенения в этом районе, вызывают сомнения о возможности существования мощного ледникового покрова на карском шельфе и северной части Западной Сибири.

- Арсланов Х.А., Громова Л.И. Увеличение надежности определения возраста ископаемых костей радиоуглеродным методом. – Геохимия, 1971, № 2.
- Арсланов Х.А., Тertyчный Н.И., Локшин Н.В., Герасимова С.А., Тertyчная Т.В., Филонов Б.А., Чернов С.Б. Изучение вариаций радиоуглерода в поверхностной морской воде путем датирования морских раковин моллюсков радиоуглеродным и урано-иониевым методами. – В кн.: Труды 6-го Всесоюзного совещания по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси: Изд-во Тбиль. ун-та, 1978.
- Longin R. New method of collagen extraction for radiocarbon dating. – Nature, 1971, v. 230, N 5291.

УДК 551.89+561

М.В. Никольская, Н.В. Кинд, Л.Д. Сулержицкий,
М.Н. Черкасова

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОФИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОЛОЦЕНА ТАЙМЫРА

Исследования в бассейне р. Хатанга и Бол. Балахня позволили получить в 35 разрезах более 40 радиоуглеродных дат для толщ голоцена, слагающих аллювий I надпойменной и пойменных террас, озерно-болотные и болотные отложения. Почти все разрезы изучены палинологически; в 10 выделены макроостатки растений (анализы Е.П. Метельцевой, В.Т. Соколовской – БИН АН СССР), в 8 определена флора диатомей (М.Н. Черкасова).

Обнажения ХХ-13, ХХ-38, ХХ-44 расположены в современной лесотундре, остальные – в тундре и обнажение И-96 – в арктической тундре.

Исследуемый регион охватывает восточную часть левобережья Хатанги – до широты оз. Таймыр и располагается севернее границы распространения *Larix dahurica* Turcz. Основные пространства заняты кустарниковой, мохово-лишайниковой и пушицево-кочкарной тундрой. "Древесный ярус" состоит только из низкорослых полярных ив. В защищенных местах селятся мелкие кустарники *Betula exilis* Sukacz. и *Betula pana* L., ареалы которых достигают предгорий Бырранги. Северная граница ольховника [*Alnaster fruticosa* (Rupr.) Ldb.] в общих чертах совпадает с пределами распространения лиственницы, так что долина Хатанги служит границей продвижения обеих пород к северу. Западнее урочища Ары-Мас ольховника почти нет [Мироненко, Славина, 1975].

Близ устья р. Новая (левобережье Хатанги), в урочище Ары-Мас, расположен реликтовый лесной остров, самый северный в Советском Союзе. Растительность представлена здесь лиственным

редколесьем и рединами из даурской лиственницы [Норин и др., 1971; Мироненко, Славина, 1975].

На правобережье Хатанги по долинам рек развиты предтундровые лиственничные редколесья (лесотундра). В подлеске – березка, ольховник, ивы. На водоразделах – тундры моховые, лишайниковые, кустарниковые, часто заболоченные.

Отсутствие палиностратотипов и "показательных" видов для четвертичных флор Сибири потребовало проведения серии методических работ, предварявших интерпретации ископаемого материала. Изучались поверхностные пробы из почв (5), наилка (4), собирались воздушные пробы (17) и пыльца современных растений (88 видов)¹. Диатомовая флора изучена в современных осадках рек (8 проб), озер старичного типа (4 пробы), термокарстовых озер (3 пробы).

Основу современных спорово-пыльцевых спектров тундры составляет пыльца (часто мелкая) кустарников (преобладает березка, немного ив, встречается ольховник-занесен?), споры мхов. Среди трав доминируют осоки с примесью злаков, разнотравье редко. Воздушные и поверхностные пробы в общих чертах отражают характер растительности, и только близ долины Хатанги содержат занесенные зерна сосны, лиственницы, ели, березы, папоротников.

В современной диатомовой флоре термокарстовых озер в значительном количестве развиты планктонные виды родов *Cyclotella* и *Melosira*, среди донных преобладают виды *Navicula* и *Pinnularia*. Для речных отложений характерно присутствие реофилов. В осадках старичных озер превалируют донные формы. Большинство видов являются бореальными и космополитами. Холодноводные формы (арктические, аркто-бореальные и североальпийские) составляют от 6 до 16%.

На территории современной кустарниковой тундры в спектрах из отложений датированного оптимума голоцена (ГИН-682 – 6120; ГИН-681 – 4420; ГИН-979 – 5500; ИМ СОАН-28 – 5180) [по Культиной и др., 1974] помимо кустарников, встречена пыльца "термофильных" древесных пород, отсутствующих сейчас в растительном покрове: ели, сосны, березы, лиственницы, кедрового стланика. В обн. И-10 встречена хвоя ели, а в обн. Г-119 – семена лиственницы. Очевидно, эти древесные породы в более благоприятных климатических условиях голоцена заходили на левобережье Хатанги, севернее их современного места обитания. Об этом же свидетельствуют и многочисленные находки в современной безлесной тундре пней лиственниц, содержащих голоценовые даты [Сулержицкий, 1976].

Распределение радиоуглеродных определений по разрезу голоцена² неравномерно. Наибольшее количество C^{14} -дат приходится

¹ Определения В.В. Украинцевой (БИН АН СССР).

² Используется схема Н.А. Хотинского [1977].

на интервал 9000-8000 и 6000-4000 лет. Здесь же отмечено и наибольшее количество палеофитологических материалов.

Предлагаемая Сводная палеофитологическая диаграмма, включающая результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов, построена так, что по вертикали, в масштабе, расположены C^{14} -даты. Каждой конкретной C^{14} -дате соответствует палеофитологическая характеристика, взятая в соответствующем разрезе. На диаграмме сначала приводятся компоненты таежных ассоциаций, а затем - тундровых.

I - позднеледниковье. В долине р. Хета ниже устья р. Боярка (обн. ХХ-38, обр. ГИН-674 - 10 860±80 лет назад) ведущая роль в ископаемых спектрах принадлежит пыльце осок, мхам с примесью злаков, полыней и единичных кустарников (березка, ивы). Состав находок обычен в тундре.

II - предбореал. В долине р. Бол. Романиха (обн. ХХ-44, низы разреза, обр. ГИН-679 - 9200±40 лет назад), получены спектры с участием кустарников и единичной лиственницы. Сходные результаты выявлены в обнажении БХ-26 (верховья р. Бол. Балахня, обр. ГИН-792 - 10 480±250, ГИН-791 - 9180±100 лет назад). На севере в бассейне р. Бол. Рассоха (обн. Р-139, обр. ГИН-1322 - 9300±100 лет назад) торф содержал листочки березки, шишки ольховника, чешуйки и орешки березки, семена осок, сложноцветных. Небогатая по составу (32 таксона) флора диатомей представлена пресноводными бентическими формами, характерными для пойменных отложений. Встречены озерно-болотные, почвенные виды и реофиты. Большинство видов относится к широко распространенным. Среди холодноводных - единичные створки *Pinnularia alpina* W. Sm., *P. borealis* Ehr., *Cymbella hebridica* (Greg.) Grun. Общий состав микрофоссилий близок современной растительности региона и отражает улучшение природной обстановки предбореала.

III - бореал. Обнажение ХХ-44 (обр. ГИН-680 9000±150 лет назад) содержал ствол лиственницы. Лежащие выше алевроиты криотурбированы.

Севернее, на р. Боганида (обн. БХ-68, обр. ГИН-820 - 8800±130 лет назад) встречена пыльца березки, споры мхов и таежных плаунов. В устье р. Боганида (обн. ХХ-13, обр. ГИН-665 - 8600±70 лет назад) наряду с кустарниками отмечены единичные зерна лиственницы, кедра, ели. Обильны осоки, злаки, мхи. Выше датированного торфяника содержание пыльцы лиственницы возрастает, постоянна ель, плауны таежных и тундровых видов, верескоцветные, разнотравье, единична пихта.

На р. Улуган-Юрях (обн. И-10) количество ели в спектрах достигает 10%, здесь же встречена хвоя *Picea obovata*, а также чешуйки и шишки *Alnaster fruticosa*. В диатомовой флоре (100 таксонов), свойственной старичным водоемам, холодноводные формы составляют 10%. В верховьях р. Бол. Балахня (обн. А-1) обнаружены семена *Pinus pumila* (Pall.) Rgl., ареал которого сейчас проходит значительно юго-восточнее, за р. Оленёк. Ниже по до-

лине (обн. БХ-9, обр. ГИН-774 - 8310 ± 70 лет назад) погребенный торфяник содержит пыльцу ольховника с примесью березки, лиственницы, осок, злаков, рдестов, разнотравья, верескоцветных, немногочисленных мхов. На северо-западе района (обн. И-96) пески, обогащенные детритом и древесиной (обр. ГИН-1198 - 8220 ± 120 лет назад), содержат обильную некрупную пыльцу березки с примесью ольховника, ив, сосны, ели, обильных мхов и осок. Определены шишки ольховника, листья березки, семена полярных ив, осок, листья дриады, грибы.

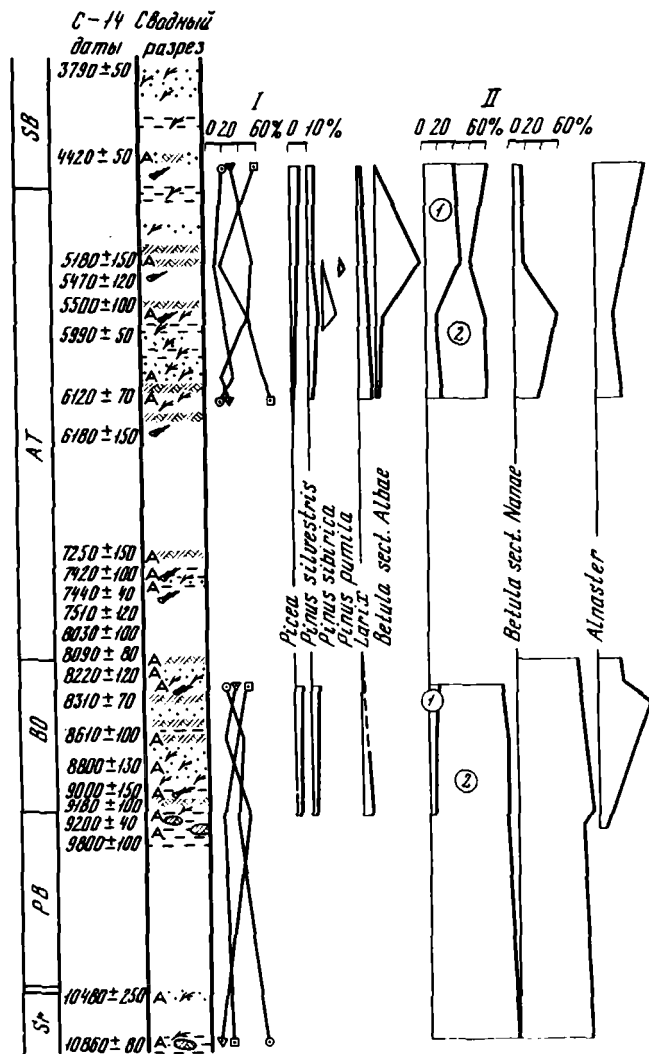
Ископаемые диатомеи (обн. И-96) насчитывают 51 таксон с оценками обилия "единично" - "в массе". Состав флоры указывает на формирование ее в условиях пресноводного озерного водоема. Преобладают планктонные; бентосные формы принадлежат донным и эпифитам. Реофиты свидетельствуют о проточном режиме озера. На долю холодноводных видов приходится 11%.

Вся сумма палеоботанических данных свидетельствует об их накоплении в более благоприятной обстановке, чем сейчас близ оз. Таймыр. Материалы, полученные для бореального времени, отражают природные условия, значительно более благоприятные, чем современные. Очевидно, таежные элементы проникли на левобережье рек Хета, Хатанга, достигая долины р. Бол. Балахны. Лиственница, ольховник доходили до побережья оз. Таймыр.

IV - первая половины атлантического века. Палеоботанические материалы для этого времени, к сожалению, очень малочисленны. В обн. БХ-9 торфяник с датами 8090 и 8030 лет назад пылцы и спор практически не содержит. Изучение диатомей песчаной толщи обнажения Г-119, подстилающей торфяный горизонт (вторая половина атлантического века), обнаружило присутствие 16 таксонов с оценками обилия "единично" - "редко". Преобладают планктонные формы. Из холодноводных присутствует *Melosira italica* var. *valida* (Grün.) Hust. Серия разрезов (ИЛ-25, БХ-3, БХ-11, ИЛ-31, А-318, ИЛ-68) почти не содержала ископаемых фоссилий, хотя растительный детрит из них всюду датирован, начиная с 7440 ± 40 лет назад (ГИН-1457) и кончая 6150 ± 60 лет назад (ГИН-1544).

V - вторая половина атлантического века (климатический оптимум). В обн. ХХ-44 (верхи разреза, обр. ГИН-682 - 6120 ± 70 лет назад) получены спектры с господством пыльцы кустарников, преимущественно ольховника, много лиственницы, встречена сосна, ель, береза. Обильны осоки, папоротники, мхи и плауны таежных и тундровых видов. К кровле разреза (обр. ГИН-681 - 4420 ± 50 лет назад) содержание "термофильных" ели, сосны, лиственницы и березы падает.

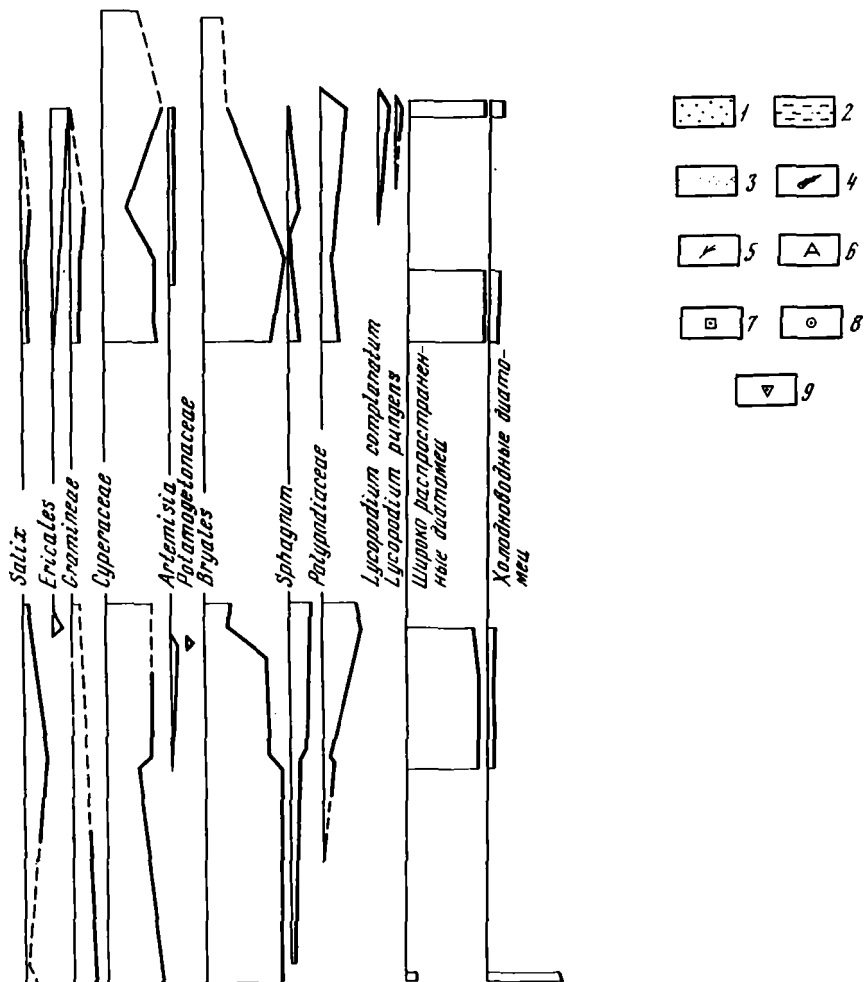
В бассейне р. Захарова Рассоха (обн. И-156, обр. ГИН-1460 - 5990 ± 50 лет назад) песчаная толща, обогащенная детритом, содержит линзы торфа. Ведущая роль в спектрах принадлежит пыльце кустарников, преимущественно ольховника с примесью лиственницы,



Сводная палеофитологическая диаграмма голоцена Таймыра

1 - пески; 2 - глины; 3 - торф; 4 - остатки древесины; 5 - растительные остатки; 6 - радиоуглеродные даты; 7 - пыльца дре-

единичной ели, сосны, березы. Трав и спор немного. Состав спектров близок к современному, но отличается присутствием лиственницы и ольховника, которых нет в современной долине р. Джеробуйдах. Во флоре диатомей (41 таксон) преобладают озерно-болотные формы с оценками обилия "единично" - "редко". На долю холодно-водных видов приходится 10%.



весных пород и кустарников; 8 - пыльца трав и кустарников; 9 - споры. I - общий состав пыльцы и спор; II - соотношение пыльцы древесных пород (1) и кустарников (2)

Значительно западнее, в истоках р. Ладаннах (обн. Г-119) торфяной горизонт (обр. ГИН-979 - 5500 ± 100 лет назад) содержал пыльцу кустарников с небольшой примесью ели, сосны, лиственницы, много осок, мхов. Определены семена лиственницы, осок, вахты. Состав растительных остатков обычен в лесотундре и отражает более благоприятную климатическую обстановку, чем в эпоху форми-

рования песков нижней части разреза, где встречены лишь единичные зерна кустарников, осок, мхов. В.В. Культина с соавторами [1974] приводят разрез у оз. Кокора, в нижней части которого ствол лиственницы датирован 5180 лет назад (ИМ СОАН-28). В спектре доминируют осоки, мхи; древесные составляют около 10% и принадлежат кустарникам, преимущественно березке, с примесью ольховника, кедрового стланика, ели, сосны, лиственницы. Отмечены плауны таежных и тундровых видов, плаунок. Выше датированного прослоя детрита содержание пыльцы кустарников и древесных падает.

Палеоботанические характеристики с C^{14} -датами второй половины атлантического века (климатический оптимум голоцена) обнаруживают, что всюду отмечается присутствие пыльцы "термофильных" древесных пород - березы, сосны, ели, лиственницы и даже пихты. Среди кустарников чаще доминирует более "термофильный" ольховник. Однако, макроостатки древесных, по нашим данным, ограничены лишь семенами даурской лиственницы³.

На сводной диаграмме все компоненты таежных "лесов" как в бореале, так и во второй половине атлантического века сходны количественно, кроме среза в 5180 лет, где возрастает содержание березы. То же можно сказать и о флоре диатомей.

VI - суббореал. Западнее оз. Лабаз (обн. В-9, обр. ГИН-1154 - 3790±50 лет назад) получены ископаемые спектры с единичными кустарниками, обильными осоками, злаками, мхами. Состав спектров практически совпадает со спектром современных проб и отражает существенное ухудшение климатической обстановки. В обнажении Г-119 отложения, залегающие на торфяном прослое с C^{14} -датой, содержат диатомовую флору, насчитывающую 74 таксона с оценками обилия "единично" - "нередко". Преобладают донные виды. На долю холодноводных приходится 10%.

Отложения с C^{14} -датами более поздних интервалов голоцена ископаемых находок не обнаружили (см. рисунок).

Итак, C^{14} -датирование позволило проследить ритмичные чередования "теплых" и "холодных" фаз голоцена, начиная с позднеледниковья. Несмотря на условность построения, диаграмма наглядно иллюстрирует особенность палеогеографии таймырского голоцена. Последняя состоит в том, что уже в бореальное время физико-географическая обстановка бассейна Хатанги существенно отличалась от позднеледниковой.

³ В литературе есть указания на находки коры березы (Культина и др., 1974), ели, лиственницы [Тюлина, 1937].

- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Кульпина В.В., Лавелиус Н.В., Костюкевич В.В. Палинологическое и геохронологическое исследование голоценовых отложений в бассейне р. Новой на Таймыре. – Ботан. журн., 1974, т. 59, № 9.
- Мироненко О.Н., Славина Л.Н. К истории лесной растительности Средней Сибири на ее северном пределе. – В кн.: История лесов Сибири в голоцене. Красноярск, 1975.
- Норин Б.Н., Игнатенко И.В., Кнорре А.В., Лавелиус Н.В. Растительность и почвы лесного массива Ары-мас (Таймыр). – Ботан. журн., 1971, т. 56, № 9.
- Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродный метод и динамика распространения голоценовых лесов в тундровой зоне. – В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
- Тюпина Л.Н. Лесная растительность Хатангского района и ее северного предела. – Тр. Аркт. ин-та, 1937, т. 63.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

УДК 551.89+550.93

С.М. Андреева

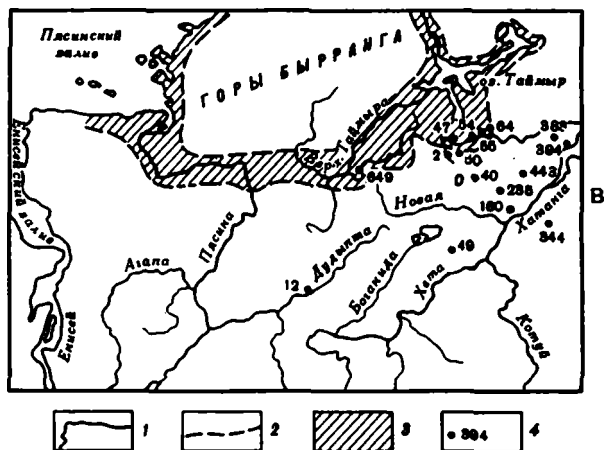
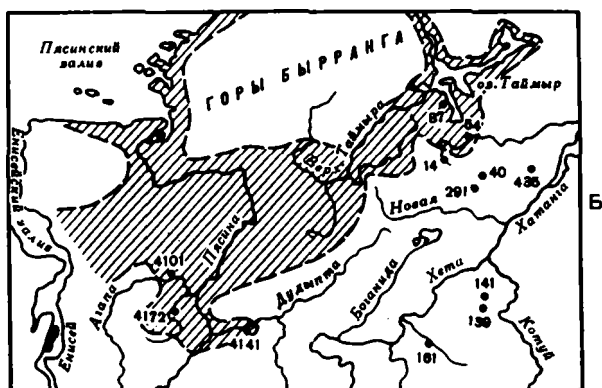
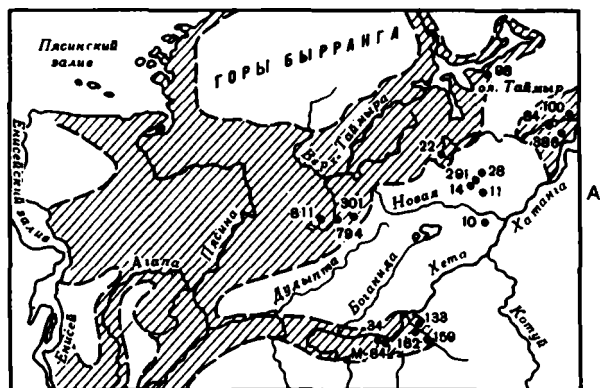
СЕВЕРО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

В КАРГИНСКОЕ ВРЕМЯ.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ

В последнее время проведены обширные геологосъемочные работы на Северо-Сибирской низменности. Обобщение этих исследований с данными спорово-пыльцевого, диатомового, карпологического анализов, изучением многочисленных сборов фауны морских моллюсков, фораминифер, а также детальное радиоуглеродное датирование отложений позволяет восстановить сложную и интересную историю палеогеографического развития Северо-Сибирской низменности в каргинское время (от 24 000 до 50 000 лет назад).

Условия осадконакопления на Северо-Сибирской низменности в каргинское время в значительной степени определялись предшествующим зырянским оледенением. Зырянский ледник оставил после себя систему краевых конечноморенных гряд и трещинно-камовых образований, имеющих обычно фестонобразную форму и разделяющих плоские обширные гляциодепрессии. Отложения каргинского времени залегают непосредственно на зырянских ледниковых образованиях, выполняя межгрядовые гляциодепрессии или мелкие термокарстовые западины в пределах гряд на разных гипсометрических уровнях. Среди образований каргинского времени выделяются как морские, так и континентальные отложения. Распределение этих отложений показано на рис. 1.



Морские каргинские отложения представлены обычно или мелководными фациями чередующихся глин, алевроитов и песков с мощностью прослоев и линз от 0,1 до 0,5 м или более глубоководными глинисто-алевровыми пачками, достигающими мощности 10–15 м. Общая мощность каргинских отложений, наблюдаемых в обнажениях, достигает 30 м.

Глины или не имеют слоистости, или горизонтальнослоисты. Для алевроитов характерна горизонтальная или волнистая вогнутая срезанная слоистость. Последняя часто встречается и в песках. Для каргинских отложений, как морских, так и континентальных, характерно большое количество растительных остатков.

Время формирования морских отложений можно разделить на три этапа: ранне-, средне- и позднекаргинское.

Отложения раннекаргинского этапа вскрываются (рис. 1А) по побережью Хатангского залива (точка наблюдения 386, 84), в бассейне р. Хета (т.н. М-84) и ее притоков Боярка, Мал. Романиха (т.н. 162, 159), а также в верховьях рек Лагата, Горбита (т.н. 811, 794) и Бол. Балахня (т.н. 22), по южному побережью оз. Таймыр (т.н. 98).

Фауна морских моллюсков (определения О.М. Петрова и Г.В. Иваненко) раннекаргинских отложений представлена комплексом аркто-бореальных, арктических и бореальных видов.

По побережью Хатангского залива она характеризует неглубокий, в пределах литорали – верхней сублиторали опресненный бассейн лагунного типа. Для комплекса характерны мелководные бореальные *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*, арктические *Portlandia arctica* и *P. arctica siliqua*.

В бассейне рек Мал. Романиха, Хета, Боярка, а также Лагата и Горбита, Бол. Балахня, по южному побережью оз. Таймыр морские отложения залегают в основании депрессий и представлены алевроитами и глинами. Они содержат комплекс моллюсков, характеризующий более глубокий бассейн в пределах низов верхней и верхов средней сублиторали. Преобладают астарты, портландии, часто встречаются относительно глубоководные *Bathyrca glacialis*, *Joidiella intermedia* наряду с *Mya truncata*, предпочитающей глубины не более 50 м. Морские отложения по бортам этих депрессий на абс. отм. 70–90 м представлены мелководными песчаными прибрежными фациями (т.н. 301, 811, 98), в комплексе фауны преобладают *Macoma balthica* и *Mytilus edulis*.

Рис. 1. Палеогеографические схемы распространения моря в раннекаргинский (А), среднекаргинский (Б) и позднекаргинский этапы (В)

1 – границы современных морских и крупных озерных бассейнов; 2 – границы морских бассейнов в различные этапы каргинского времени; 3 – участки современной суши, залитые в каргинское время морем; 4 – опорные разрезы

Среди диатомовых водорослей из морских раннекаргинских отложений на р. Хета (т.н. М-84) морские виды составляют 33%. Это в основном обитатели северных морей – арктические неретические планктонные виды, в меньшей степени – литоральные.

Среди пресноводных и пресноводно-соленатоводных диатомей холодноводные не превышают 10-12% (определения М.Н. Черкасовой).

В спорово-пыльцевых спектрах морских раннекаргинских отложений (т.н. 22, 386, 100, М-84) доминируют древесные и кустарниковые породы, составляющие 40-70%. Древесные достигают 25-30% (от суммы с кустарниковыми), представлены пылью ели, лиственницы, березы, сосны, единичными зернами кедра. Довольно высокий процент составляют споры папоротников, мхов, плаунов. Среди трав – пыльца осок, злаков, полыни и др. (определения Никольской М.В.). Из этих отложений по древесине и растительному детриту получены радиоуглеродные датировки: на р. Бол. Балахна, т.н. 84 – $44\,500 \pm 1000$ лет назад (ГИН-1004) [Кинд и др., 1976], на р. Малая, т.н. 386 – $42\,800 \pm 1300$ лет назад (ГИН-1530), на р. Бол. Романиха, т.н. 133 – $43\,100 \pm 1200$ (ГИН-1010), на р. Хета, близ устья р. Боярка, т.н. 34 – $42\,600 \pm 1500$ (ГИН-673) [Кинд и др., 1974], на южном побережье оз. Таймыр, т.н. 98 – $46\,600 \pm 1200$ лет назад (ГИН-1324).

Морские отложения, формировавшиеся в среднекаргинский этап, распространены на западе и севере территории (рис. 1Б) и наиболее представительно вскрываются в бассейне р. Пясины, на реках Агапа (т.н. 4101), Янгода (т.н. 4172), Кыстыктах (т.н. 4141), Буро. Разрезы этих отложений делятся на две части.

В нижней части обильна фауна морских моллюсков (определения С.Л. Троицкого), характеризующая неглубокий морской бассейн в пределах верхней сублиторали. Микрофауна из этих отложений (т.н. 4101) представлена аркто-бореальным комплексом фораминифер (35 видов) и также характеризует глубины верхней сублиторали и воды несколько пониженной солености. Доминируют эльфидиниды, встречаются испандиеллиды и кассидулиниды [Гудина, 1969]. Содержание морских диатомовых водорослей в нижней пачке составляет около 50-60% и уменьшается с низу вверх до 0 (т.н. 4101, 4172, 4141), что также связано с опреснением бассейна. Среди диатомовых присутствует значительное количество холодноводных (определения Е.М. Вишневской).

В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений преобладает пыльца древесных и кустарниковых пород (40-50%) и спор (30-40%). В группе древесной пыли господствуют ель, береза (20-40%) (определения Е.С. Малайской).

Для верхней части разрезов морских отложений характерно обеднение биоценозов, указывающее на дальнейшее обмеление и опреснение бассейнов. Из фауны морских моллюсков остается только *Portlandia arctica*, в комплексе фораминифер количество видов уменьшается до 12, исчезают стеногалинные формы испан-

диеллид и кассидулинид; доминируют эльфириди. В диатомовой флоре присутствуют в основном солоноватоводные и пресноводные виды, причем первые постепенно исчезают вверх по разрезу.

Из континентальных озерных отложений, согласно залегающих на морских, получены радиоуглеродные датировки в т.н. 4101-37 500±1000 лет назад (СО АН-834) и в т.н. 4141 - 36 420±700 лет назад (СО АН-1075).

Непосредственно из морских отложений среднекаргинского времени в отложениях по оз. Таймыр и в среднем течении р. Бол. Балахня получены даты из т.н. 87 - 42 000±1100 лет назад (ГИН-1198) и из т.н. 54 - 39 500±2000 лет назад (ГИН-794).

Морские отложения позднекаргинского этапа наиболее представительно изучены в среднем течении р. Бол. Балахня. Опорным для этих отложений является т.н. 47, где в основании залегают пачка ритмично чередующихся глин и алевроитов, сменяющаяся в средней части песками, а затем - снова глинисто-алевритовой толщей. Общая мощность разреза 26-27 м.

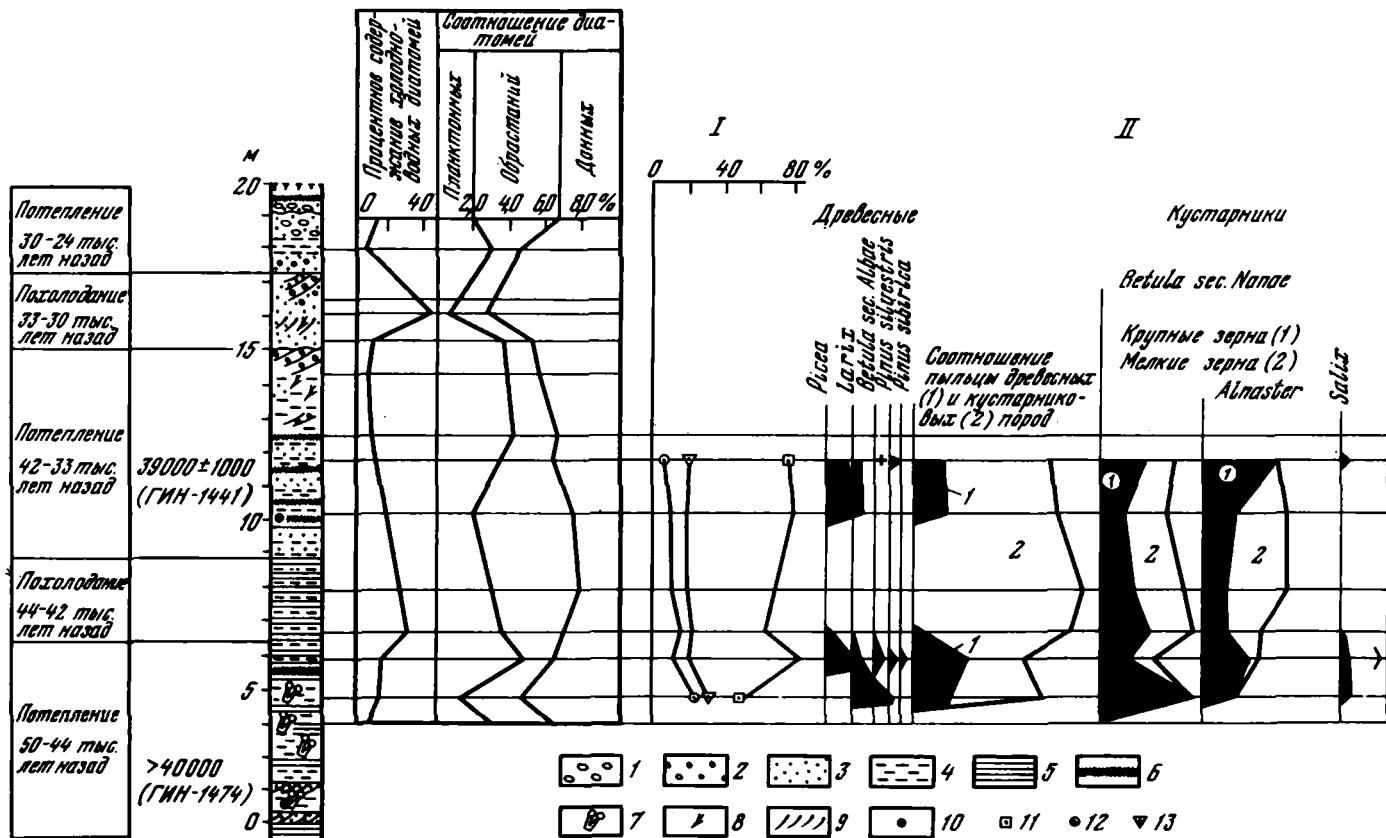
Фауна морских моллюсков из этих отложений характеризует неглубокий опресненный бассейн в пределах верхней сублиторали, причем фауна из средней песчаной пачки указывает на обмеление (доминируют *Macoma balthica* и *Mytilus edulis*).

Комплекс микрофауны из этих отложений, представленный 29 видами (определения Л.К. Левчук), - аркто-бореальный по своей зоогеографической природе. Доминируют эльфириди, присутствуют букцеллы, нонниониды, милиолиды. В комплексе отсутствуют стеногалинные формы исландиеллид и кассидулинид, что указывает на сильную опресненность бассейна. По комплексу микрофауны прослеживается некоторое потепление снизу вверх, так как увеличивается общее количество видов, в том числе бореальных и бореально-арктических, и появляется даже лузитанский вид.

В спорово-пыльцевом комплексе т.н. 47 доминирует пыльца древесных и кустарников, составляющих 70-80%, причем содержание древесных от общей суммы с кустарниковыми увеличивается снизу вверх от 24 до 50%, что говорит о потеплении. Абсолютный возраст из средней песчаной пачки по C^{14} равен 29 700±1000 лет назад (ГИН-693). Из аналогичных отложений в среднем течении р. Бол. Балахня получены радиоуглеродные даты из т.н. 55 - 3280±2000 лет назад (ГИН-1000₁), т.н. 64 - 31 800±400 (ГИН-796), т.н. 50 - 26 700±700 (ГИН-1216), т.н. 54 - 26 600±1000 лет назад (ГИН-999).

Перекрываются морские каргинские отложения в бассейне среднего течения р. Бол. Балахня озерными и озерно-речными сартанскими отложениями с сингенетичными ледяными клиньями. Радиоуглеродная дата по торфу из основания этих отложений равна 21 000±300 лет назад (ГИН-962, т.н. 50).

Таким образом, на территории Северо-Сибирской низменности в раннекаргинское время (50 000 - 42 000 лет назад) море было широко распространено на западе и двумя узкими заливами про-



никало на восток по северной и южной окраинам низменности, занимая некомпенсированные гляциоизостатические прогибы, прилегающие к горам Бырранга и плато Путорана. Современные отметки береговой линии на западе по приблизительным подсчетам достигают 95–110 м (бассейн р. Мал. Романиха, оз. Таймыр). В то же время существовала ингрессия и на востоке, по Хатангскому заливу, но абсолютные отметки береговой линии там значительно ниже – около 50–60 м. На востоке к началу среднекаргинского времени (42 000 – 33 000 лет назад – малохетский оптимум, по Н.В. Кинд) [Кинд и др., 1974] происходит регрессия, на западе морские условия сменяются континентальными в бассейне р. Мал. Романиха – к 39 000 лет назад, в бассейне р. Пясины – к 36 000 – 37 000 лет назад. На севере, в среднем течении р. Бол. Балахны, морские условия существуют и в позднекаргинское время (32 000–24 000 лет назад).

Континентальные каргинские отложения широко развиты по всей Северо-Сибирской низменности. В гляциодепрессиях р. Массонов, Захарова Рассоха, М. Балахны, Боганиды в течение всего каргинского времени существовали континентальные условия, происходило накопление озерных и озерно-речных толщ, слагающих в настоящее время обширные плоские террасовидные поверхности высотой 50–60 м. В области развития морских отложений после регрессии моря также происходит накопление континентальных толщ в остаточных замкнутых бассейнах.

Наиболее представительный разрез континентальных каргинских отложений, охватывающих все каргинское время, изучен в долине р. Бол. Баты-Сала (бассейн р. Новая). Здесь в т.н. 291 в 22-метровой толще озерно-речных отложений выделяются осадки, соответствующие трем потеплениям и двум похолоданиям, что хорошо согласуется с ранее предложенной схемой Н.В. Кинд [Кинд и др., 1974].

В отложениях, соответствующих эпохам потеплений, содержание холодноводных диатомовых водорослей колеблется от 0 до 12%, причем в отложениях оптимального малохетского потепления их процент наименьший. В отложениях, соответствующих эпохам похолоданий, их содержание увеличивается до 27–43%. С колебанием климата, очевидно, связаны и изменения уровня бассейна, хорошо

Р и с. 2. Опорный разрез континентальных каргинских отложений со спорово-пыльцевой и диатомовой диаграммами на р. Бол. Баты-Сале (т.н. 291)

1 – галька; 2 – гравий; 3 – песок; 4 – алевроит; 5 – глина; 6 – торф; 7 – древесина; 8 – растительный детрит; 9 – косая слоистость; 10 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование; 11 – деревья, кустарники; 12 – травы; 13 – споры

1 – общий состав пыльцы и спор; 11 – состав пыльцы древесных и кустарниковых пород

прослеживающиеся по соотношению планктонных и бентосных диатомей, в том числе и эпифитов (рис. 2), а также по чередованию более мелководных и более глубоководных литологических фаций (определения М.Н. Черкасовой).

В спорово-пыльцевых спектрах (заклчение М.В. Никольской) т.н. 291, 11, 14, 28 ранней и средней эпох потеплений доминирует пыльца древесных и кустарниковых пород, составляющая в сумме от 60 до 90%. Кустарники в основном преобладают над древесными и представлены березкой и ольховником, древесные от общей суммы с кустарниковыми не превышают 40%. Содержание пыльцы ели достигает 20–30%, незначительна примесь пыльцы сосны, лиственницы, березы, единична пыльца кедра. На втором месте – споры папоротников, мхов и плаунов. Травы немногочисленны.

Для эпох похолоданий характерно почти полное отсутствие древесных пород, преобладают кустарниковые березка и ольховник (т.н. 291). Макрофлора представлена тундровыми видами с элементами таежной, не произрастающей в долине р. Бол. Баты-Сала в настоящее время (вахта, уруть, рдесты). Из отложений, соответствующих эпохе раннего каргинского потепления, получены даты по C^{14} : в т.н. 291 и 14 – 40 000 лет назад (ГИН-1474, 1217), а из т.н. 11 – $46\,200 \pm 2000$ (ГИН-1152), из отложений оптимального малохетского потепления из т.н. 291 – $39\,000 \pm 1000$ (ГИН-1441) и в т.н. 40 – $35\,100 \pm 1000$ (ГИН-1458), из отложений липовско-новоселковского потепления в т.н. 40 – $27\,200 \pm 700$ лет назад (ГИН-1454).

Каргинские озерные отложения выполняют также мелкие локальные западины термокарстового происхождения на различных гипсометрических уровнях в пределах развития зырянских трещинно-камовых образований. Из этих отложений получено большое количество радиоуглеродных дат, соответствующих интервалу каргинского времени. Значительное количество изученных разрезов с датами охарактеризовано спорово-пыльцевыми спектрами, комплексами диатомовых водорослей, соответствующими климатическим условиям теплее современных. Среди карпоидов много термофильных элементов, не произрастающих ныне в тундре, в том числе и хвоя ели (т.н. 14, $39\,900 \pm 1500$ лет назад, ГИН-784; т.н. 443, $32\,700 \pm 2000$ лет назад, ГИН-1550).

Всего из континентальных каргинских отложений на территории Северо-Сибирской низменности получено более 100 конечных радиоуглеродных дат абсолютного возраста по древесине, торфу, детриту, костному веществу мамонта.

Подытоживая все сказанное выше, можно отметить следующие важные моменты палеогеографии на севере Средней Сибири.

1. На Северо-Сибирской низменности в каргинское время (от 50 000 до 24 000 лет назад) существовало море, проникавшее в остаточный некомпенсированный гляциоизостатический прогиб, оставшийся после зырянского оледенения.

2. Каргинское время на севере Средней Сибири было теплее современного и может рассматриваться как межледниковье.

3. По палеоботаническим данным, подтвержденным датами абсолютного возраста, в каргинское время намечаются три потепления и два похолодания.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева С.М., Кинд Н.В., Никольская М.В., Сулержицкий Л.Д. Четвертичные отложения долины р. Большая Балахня (стратиграфия и C^{14} -хронология). – В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976.
- Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин: Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Крауш М.А., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и строении краевых образований у северного подножья плато Путорана. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 45.
- Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л. О возрасте оледенений Таймырской депрессии: Первые радиоуглеродные данные. – Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42.
- Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л., Форова В.С. – Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР: Сообщение VIII. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.

УДК 551.89+550.93

Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд, С.М. Андреева,
Г.В. Иваненко, М.В. Никольская,
Л.Д. Сулержицкий, Э.Л. Фишер

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ

Северо-Сибирская низменность закрыта мощным чехлом четвертичных отложений, из которых вскрыты эрозией и наиболее полно изучены позднеплейстоценовые образования. При мелкомасштабных геологических съемках 40 – 50-х годов здесь выделялись: комплекс ранневюрмских (зырянских) ледниковых образований, подстилающие их морские отложения казанцевского (Q_{III}^1) и санчуговского (Q_{II}) горизонтов и в небольшом объеме континентальные озерные и аллювиальные отложения каргинского (Q_{III}^3) и сартанского (Q_{III}^4) горизонтов. Проведенные за последние годы (1970–1977) аэрофото-геологическое картирование и тематические работы сопровождались

массовым определением абсолютного возраста по C^{14} торфа, растительного детрита, древесины, раковин морских моллюсков. Это позволило пересмотреть возраст развитых в пределах низменности отложений и по-иному представить палеогеографию позднелейстоценового времени.

Большинство определений возраста по C^{14} производилось Лабораторией абсолютного возраста ГИН АН СССР, меньшая часть – Лабораторией ИГиГ СО АН СССР, несколько дат определено лабораторией географического факультета МГУ. Все определения по раковинам моллюсков произведены в лаборатории МГУ, одно – в лаборатории Вашингтонского университета (США).

В настоящее время для Северо-Сибирской низменности известно не менее двухсот радиоуглеродных дат, в том числе 12 – по раковинам морских моллюсков. Значения последних рассматриваются как максимальные из-за способности раковин ко вторичному загрязнению молодым углеродом. C^{14} -даты, полученные из одного слоя в обнажении выше устья р. Боярка по раковинам и древесине, показали расхождение в 6000 лет (раковины моложе). Исходя из общей суммы геологических данных, можно предполагать, что расхождение эти могут быть много больше.

Интересно распределение полученных радиоуглеродных дат по разрезу. Из отложений, относимых к казанцевскому горизонту, получено 25 дат. Из них 23 имеют запредельное значение (от $> 53\ 000$ до $> 36\ 000$ лет). Для отложений, относимых к зырянскому ледниковому комплексу, известны 3 даты (две из них конечные $41\ 200 \pm 2000$ и $40\ 600 \pm 800$ лет назад и одна – запредельная $> 48\ 000$ лет назад). Максимальное количество дат (до 120) приходится на осадки, относимые к каргинскому горизонту. 18 из них имеют запредельное значение, остальные распределены в интервале $46\ 000$ – $23\ 000$ лет назад. На отложения сарганского времени приходится 16 дат в интервале $17\ 000$ – $10\ 000$ лет назад. Широко охвачены радиоуглеродным датированием и голоценовые отложения: для них получена 51 дата от $10\ 000$ до 1000 лет назад.

Разрез позднелейстоценовых отложений в пределах Северо-Сибирской низменности начинается с морских и континентальных песков, алевроитов, глин, относимых к казанцевскому горизонту. Повсеместно они перекрыты отложениями ледникового генезиса – мореной, ленточными глинами, водно-ледниковыми валунниками с галечниками, немлыми камовыми песками.

Наиболее полные разрезы казанцевских отложений наблюдались в долинах рек Бол. и Мал. Романиха, Трофимова, Горелая (рис. 1 и 2) [Исаева и др., 1976], Бол. Рассоха (рис. 3). На р. Мал. Романиха в 20 км от устья по прямой сверху вниз вскрываются (обн. 159):

1. Пачка ледниковых отложений, слагающих холмисто-западинный рельеф. Верхняя часть пачки представлена песками с галькой и валунами (слой 1, мощность 15,0 м), нижняя – мореной (слой 2, мощность 0,5 м).

II. Пачка континентальных озерных горизонтально-слоистых алевроитов с прослоями торфов (слой 3, мощность 4,5 м) и аллювиальных косослоистых песков с прослоями галечников и гравийников (слой 4, мощность 2,5 м), содержащих битые раковины морских моллюсков. Из этой пачки в обнажениях, расположенных в 0,5–1,5 км выше и ниже по течению, получены радиоуглеродные даты $33\,300 \pm 400$ (ГИН-7526) и $39\,700 \pm 700$ (ГИН-735) лет назад.

III. Пачка алевроитов нечетко горизонтально-слоистых с банками раковин морских моллюсков прижизненного захоронения. Определены (О.М. Петров) *Astarte alascensis*, *A. borealis*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Margarites cinereus*, *Batharca glacialis*, *Joldiella intermedia*, *Portlandia arctica*. Абсолютный возраст раковин по C^{14} $31\,000 \pm 750$ лет назад (МГУ-486). Мощность пачки 0,8 м.

IV. Морена, переходящая по простираению в водно-ледниковые валуно-галечные отложения. Мощность от 3,0 до 5,0 м.

V. Пачка косослоистых песков плотных с послойными линзами намывного растительного детрита, веток, сучков ($>48\,000$ лет назад, ГИН-756). Пески местами дислоцированы, разбиты на блоки, смяты в складки. Видимая мощность 6,5 м.

Эта пачка косослоистых плотных песков регионально прослеживается вниз по течению рек Мал. и Бол. Романиха, где в них появляются раковины морских моллюсков (см. рис. 2). На р. Трофимова косослоистые плотные пески содержат спрессованную окисленную древесину ($>45\,000$ лет назад, СО АН-1078; $>40\,000$ лет назад, ГИН-1016). Залегают косослоистые пески под алевроитами с фауной морских моллюсков, в свою очередь, перекрытыми ленточными глинами. Неровная кровля ленточных глин фиксируется утопленными валунами и галькой. Из алевроитов известна C^{14} -дата $>48\,000$ лет назад (ГИН-1001). Положение пачки песков с растительными остатками (пачка V, обн. 159) ниже двух горизонтов морен и осадков, охарактеризованных радиоуглеродными датами в каргинском интервале, ниже пачки песков с древесиной и морских алевроитов на р. Горелая под ленточными глинами, коррелирующимися с горизонтом 2 морены обн. 159, разрешает предположительно относить эти нижние части разрезов рек Мал. и Бол. Романиха, Горелая и Трофимова к межледниковью, предшествовавшему каргинскому, т.е. к казанцевскому горизонту. О природных условиях этого времени можно судить по спорово-пыльцевым спектрам из отложений казанцевского горизонта в обнажении на р. Бол. Рассоха (обн. Н-114, см. рис. 3). Спектр содержит большое количество пыльцы древесных (50%), среди которой присутствует пыльца сосны, ели, лиственницы, кедра (кедрового стланика?), что при учете высокоширотного положения Северо-Сибирской низменности несомненно свидетельствует о весьма благоприятных условиях для произрастания растительности в это время. Как уже говорилось, отложения именно этой части четвертичного разреза охарактеризованы запредельными датами (23 из 25 отобранных образцов).

Более высоким членом стратиграфического разреза является сложно построенный комплекс ледниковых отложений, среди которых выделяются следующие образования:

1 - регионально развитый горизонт основной морены ранней (северо-сибирской) стадии зырянского оледенения;

2 - толща перекрывающих морену немых алевроито-песчаных и песчаных осадков, слагающих водораздельные гряды и массивы в центральной и восточной частях низменности (см. рис. 1,2 - П), проблематично интерпретируется как межстадиальные отложения (мойко-журжакский межстадиал), формировавшиеся на первой стадии дегляциации зырянского ледника по трещинам между глыбами мертвого льда, на которые распадался ледниковый покров;

3 - валунники, галечники, очень редко - морена первой фазы (маймечинской) второй (хатангской) стадии оледенения; валунники и галечники плащевым покровом перекрывают толщу немых алевроито-песчаных отложений и также приурочены к водораздельным грядам и массивам центральной и восточной части низменности;

4 - морена и нерасчлененные краевые отложения второй (северо-журжакской) фазы второй стадии оледенения, слагающие Северо-Журжакскую гряду и несколько гряд севернее р. Б. Балахны (см. рис. 1).

В отложениях, относимых к зырянскому горизонту, захороненные *in situ* растительные остатки и раковины отсутствуют. Известны переотложенные обломки древесины и раковин в морене, окатанные обломки древесины и мелкая крошка растительной трухи ("сечка") в толще немых песков, обнаруженные в единичных пунктах.

Окатанная древесина и растительная "сечка" были датированы по C^{14} . Возраст первой $40\,600 \pm 800$ лет назад (ГИН-1150), второго - $41\,200 \pm 2000$ лет назад (ГИН-1534) и $> 48\,000$ лет назад (ГИН-1533). Первые две даты представляются нам заниженными.

Более молодые отложения представлены морскими, озерно-речными и озерными фациями, выполняющими послезырянские гляцио-депрессии рельефа. Именно эта часть разреза охарактеризована большим количеством C^{14} -дат (до 120) в интервале $46\,000 - 23\,000$ лет назад, что послужило основанием для отнесения их к каргинскому горизонту. Наличие 18 запределных дат не противоречит такой интерпретации, так как начало каргинского века уходит за пределы возможностей метода.

В разрезе каргинских отложений выделяются морские, прибрежно-морские, аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные отложения.

Наиболее древние морские каргинские отложения (боярские слои) развиты в южной части низменности, в бассейнах рек Хета, Бол. и Мал. Романиха, Боярка; их возраст, определенный радиоуглеродным датированием по древесине, - $43\,100 \pm 1200$ лет назад (ГИН-1010) и $42\,600 \pm 1500$ лет назад (ГИН-673), а по раковинам морских моллюсков - $36\,200 \pm 1000$ (МГУ-492) и

31 500±750 (МГУ-486) лет назад. Именно из этих отложений происходит фауна с *Bathyrca glacialis*, *Joldiella intermedia*, характеризующая максимально глубокий для каргинского времени морской бассейн. С последующим этапом обмеления и сокращения морского бассейна связано формирование морских отложений в бассейне рек Пясины и Агапа. Морские каргинские отложения повсеместно перекрыты континентальными, из которых получены C^{14} -даты 37 500±1000 (СО АН-834), 36 420±700 лет назад (СО АН-1075) - в бассейне р. Пясины, а также серия дат в пределах 33 000-39 000 лет назад в бассейне р. Хета и ее притоков (см. рис. 1,2) (т.н. 161, 162, ХХ-46 и др.).

Наиболее молодые морские каргинские отложения развиты в среднем течении р. Бол. Балахня (балахнинские слои). Ископаемые раковины морских моллюсков из этих слоев характеризуют лагунные условия накопления. Из этих отложений получены C^{14} -даты абсолютного возраста по древесине и растительному детриту в пределах 32 000-26 000 лет назад (см. статью С.М. Андреевой в этой книге). На юге низменности этому же времени соответствуют озерно-речные отложения, выполняющие депрессию в бассейне р. Боганида (см. рис. 2), а также формирующие верхнюю часть разрезов каргинских отложений по р. Мал. Романиха. Их накопление, судя по C^{14} -датам, происходило от 29 000 до 23 000 лет назад.

В центральной части низменности в изолированных депрессиях в течение всего каргинского времени существовали континентальные условия и происходило накопление озерных и озерно-речных отложений (баты-салинская пачка).

По данным диатомового, спорово-пыльцевого, карпологического анализов, подтвержденных датами абсолютного возраста, можно говорить о неоднократных изменениях природных условий в каргинское время, связанных с климатическими колебаниями (см. статью С.М. Андреевой в этой книге).

Стратиграфически выше залегают отложения сартанского ледникового комплекса. Они формируют пояса краевых конечноморенных образований на юге Северо-Сибирской низменности, у подножия плато Путорана (см. рис. 1, VII), а также серию гряд в центральной и северной ее частях (см. рис. 1, IV, VI).

Наиболее мощная сынтабульская гряда протягивается с юго-запада из бассейна р. Пясины на северо-восток к оз. Таймыр (рис. 1, IV). О ее сартанском возрасте свидетельствуют C^{14} -даты по детриту из песчаных осадков, залегающих под мореной в пределах гряды (см. рис. 3, обн. Б-357), и из осадков, перекрытых флювиогляциальным шлейфом (см. рис. 3, обн. Г-143).

Сартанские озерные отложения представлены суглинисто-алевритовыми осадками, содержащими рассеянный обломочный материал, алевритами и тонко-мелкозернистыми песками, накапливавшимися в максимум оледенения в едином обширном озере (пра-Лабаз), занимавшем современные бассейны рек Дудыпта, Боганида, сред-

него течения р. Хета. Осадки озера выстилают депрессии до абсолютных высот 80–90 м.

По мере отступления северного ледникового покрова, озерные бассейны образовывались в более северных депрессиях – Горбитской, Верхне-Таймырской, Логатской, оз. Таймыр и др. Озеро пра-Лабаз было спущено в восточном направлении, в сторону Хатангского залива, в связи с чем произошло изменение направления течения р. Хета с западного на восточное. После спуска оз. пра-Лабаз в долинах рек Хета и Хатанга сформировались две надпойменные террасы. Аллювий II надпойменной террасы охарактеризован C^{14} по торфу в пределах 15 000–13 000 лет назад ($15\,630 \pm 80$, ГИН-938; $15\,000 \pm 300$, ГИН-1254; $13\,700 \pm 180$, ГИН-692).

В отдельных депрессиях озера продолжали существовать еще долгое время ($14\,100 \pm 350$ лет назад, ГИН-1452, из озерных отложений депрессии в среднем течении р. Захарова Рассоха); реликты их сохранились и поныне (озера Лабаз, Таймыр).

В голоцене реками низменности были сформированы I надпойменная и пойменная террасы, накапливался овражно-балочный аллювий и осадки в термокарстовых западинах. Их характеристики и рассмотрение природных условий приведены в помещенной в этой книге статье М.В. Никольской и др.

Всестороннее изучение четвертичных отложений Северо-Сибирской низменности с применением радиоуглеродного датирования захороненных в них органических остатков позволило по-новому представить стратиграфию позднелейстоценовых осадков и палеогеографию этого времени.

Первые установлено широкое развитие морских каргинских отложений, ранее относимых к казанцевскому или санчуговскому горизонтам.

Намечена палеогеографическая картина развития каргинского морского бассейна: ранняя регрессия моря в южной части низменности и более поздняя – в северной, что объясняется запаздыванием гляциостатического поднятия ближе к центру оледенения.

Радиоуглеродное датирование позволило определить сартанский возраст краевых образований у северного подножия плато Путорана и высказать предположение о значительном продвижении на юг ледникового покрова северного центра питания в это же время.

ЛИТЕРАТУРА

- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Крауш М.А., Сулержицкий Л.Д.
О возрасте и строении краевых образований у северного подножия плато Путорана. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 45.

М.А. Бардеева, Л.Л. Исаева, С.М. Андреева,
Н.В. Кинд, М.В. Никольская, Л.Г. Пирумова,
Л.Д. Сулержицкий, М.Н. Черкасова

СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРА СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

В последние годы в бассейнах рек Котуй, Маймеча, Оленёк, Курейка и др. изучение и картирование четвертичных отложений, в частности верхнеплейстоценовых и голоценовых, проводилось комплексно, с применением геоморфологического, литологического, палеонтологического и других методов. Для некоторых разрезов впервые были получены радиоуглеродные даты, позволившие отнести палинологические характеристики к более конкретному времени и более определенно оценить палеогеографическую обстановку, проследить ее изменение в пространстве (рис. 1) и во времени (рис. 2), что особенно последовательно сделано для голоцена.

Наиболее древние отложения, окarakterизованные C^{14} -датами, погребенные отложения казанцевского ($Q_{III}^1 kz$) горизонта, залегающие между тазовской ($Q_{II}^4 tz$) и зырянской ($Q_{III}^2 z$) моренами.

Они представлены аллювиальными галечниками, озерно-аллювиальными песками, алевроитами, глинами с прослойками галечников и озерными глинами. Озерные фации (до 35 м) вскрываются реками Котуй, Аганьли, Кукусунда в пределах Муруктинской и Аганьлийской впадин, а также на небольших участках по р. Мойеро в цоколе террас и нижних частей склонов. В низах разреза озерных глин (до 1 м от подошвы) на р. Кукусунда (т.н. 3312, 3303, 3280) содержится ископаемая пыльца растений, свидетельствующая, что формирование глин началось в конце ледникового ($Q_{II}^4 tz$)

периода (пыльца трав, полыней, ив, кустарничковой березы) и продолжалось в первую половину межледниковья: пыльцы березы древовидной и сосны по 20%, ели 15–16, лиственницы 10–12%, единично – пихты, кедра, ивы (см. рис. 2). Среди трав (40%) доминируют осоки (80%) с примесью полыней, злаков; споры принадлежат мхам и папоротникам [Бардеева и др., 1975]. По всему разрезу в глинах присутствует флора диатомей, насчитывающая от 82 до 135 видов, из них около 90% составляют широко распространенные и 10% – холодноводные формы, в нижней части разреза их процент несколько выше, а в 2,5 м от подошвы появляются южнобореальные формы *Stauroneis acuta* W. Sm., *Cymbella ehrenbergii* Kütz.

Данные литологического изучения глин [Бардеева и др., 1975] также свидетельствуют о межледниковых условиях их формирования.

В долине р. Котуй (скв. 4-77) в глинах содержится бореальная и широко распространенная флора диатомей, а на р. Мойеро в 3,5 км ниже устья р. Мойерокан (т.н. 4063) в верхней части разреза определены семена, шишки, хвоя и верхушечные побеги лиственницы даурской, стручки крупки, макроостатки сабельника болотного, вахты, хвостника, осок, лапчатки, рдеста, лютика, наяд, коробочки зеленых мхов.

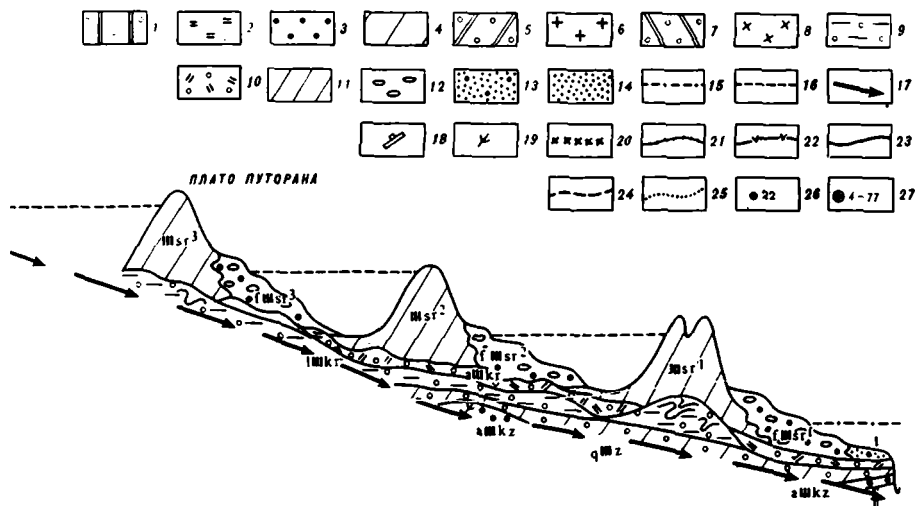
Озерно-аллювиальные (до 35 м) глины, алевроиты, разнозернистые пески с прослоями галечников вскрыты реками Котуй и Тукалан (т.н. 3185, 213) в северо-западной прибортовой части Аганьлийской впадины. В них содержится только широко распространенная флора диатомей с большим количеством речных видов.

Аллювиальные галечники и пески (до 30 м), залегающие в цоколе террас или нижних частях склонов, вскрыты р. Котуй (на отрезке Воеволи-Хан-Сида) и локально на реках Мойеро, Тукалан. Из древесины, отобранной из русловой фации аллювия в долине р. Котуй, получены даты более 48 000 лет назад (ГИН-495, т.н. 88), более 50 000 лет назад (ГИН-492, т.н. 130). В т.н. 130 в спорово-пыльцевых спектрах преобладают пыльца сосны, ели, лиственницы, кедра, ольхи, ольховника, карликовой березки, ивы (см. рис. 2). Галечники, вскрытые р. Сида (т.н. 299, 300), содержат спектры оптимума межледниковья. Пыльца древесных пород здесь составляет до 77%, преобладают сосна и ель.

С глубоким размытием и согласно на отложениях казанцевского горизонта залегает основная морена первой стадии зырянского ($Q_{III}^2 z^1$) оледенения (1,5-30 м), плавно сочленяющаяся с краевыми ледниковыми образованиями, экспонированными в рельефе в долине р. Джара, левобережье р. Мойеро, верховья рек Сида, Воеволи-Хан. Здесь мощность морены достигает 100 м.

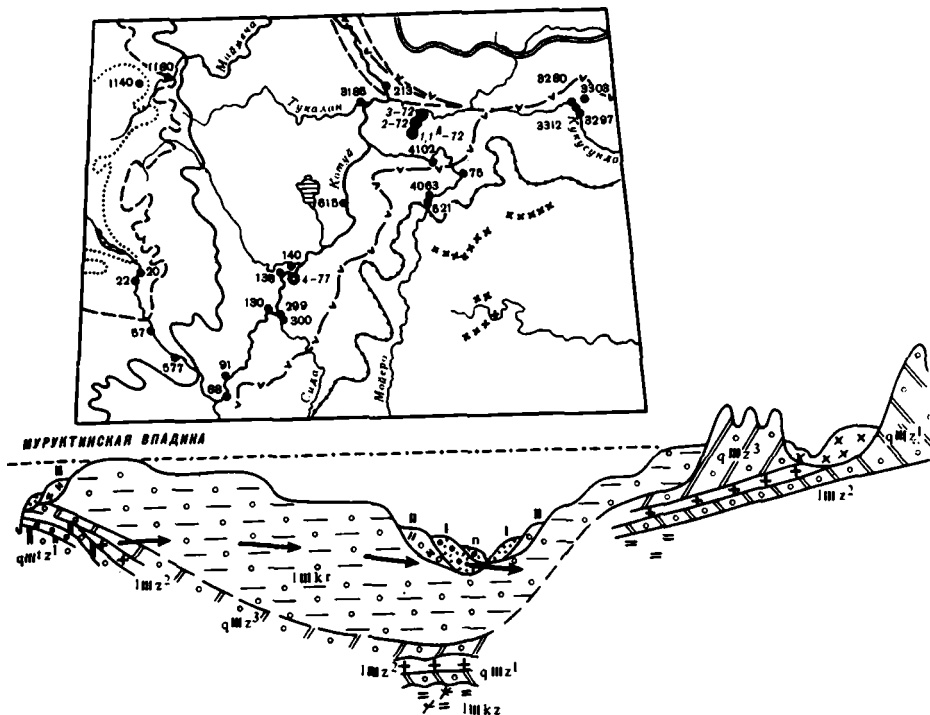
Межстадиальные озерные пески, алевроиты, глины ($Q_{III}^2 z^2$), залегающие между двумя горизонтами морен, вскрыты сваями в Муруктинской (скв. 4-77) и западной части Аганьлийской (скв. 1, 1а, 2, 3-72) впадин, на левобережье р. Мойеро под краевыми образованиями второй стадии зырянского оледенения (т.н. 4102), а также в долине р. Сида. В восточной части Аганьлийской впадины алевроиты и глины слагают уровни озерных террас (270-240 м абс. выс.). Мощность их до 20 м. В глинах (скв. 1, 1а) содержится немногочисленная пыльца злаков, осок, лиственницы и карликовой березки, споры мхов. Определены (т.н. 4102) семена березы плохой сохранности, водных и болотных растений - сабельника, лютика, вахты, урути, лапчатки, рдеста, горца, щавеля, грибов и более ста семян полярного мака, широко распространенного в настоящее время обычно на поймах тундр.

Морена второй стадии зырянского оледенения ($Q_{III}^2 z^3$) залегает на склонах и водоразделах, вскрывается всеми крупными реками



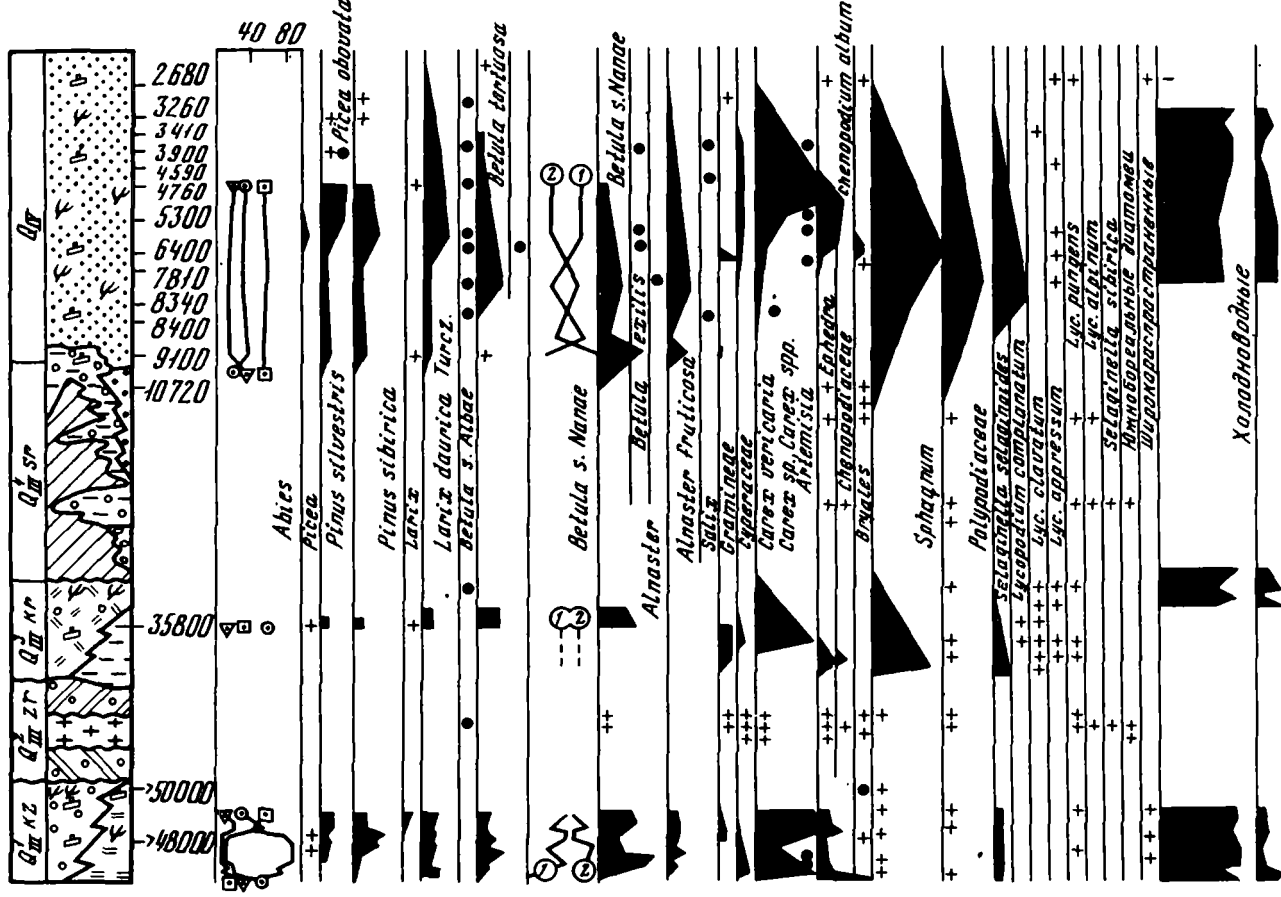
Р и с. 1. Схема геоморфологического строения и принципиального взаимоотношения четвертичных отложений долины р. Котуй верхнего (плато Путорана) и среднего (Муруктинская впадина) течения

1 – морена тазовского оледенения ($Q_{III}^4 kz$); 2 – озерные отложения казанцевского горизонта ($Q_{III}^1 kz$); 3 – аллювий казанцевского горизонта ($Q_{III}^1 kz$); 4 – морена зырянского оледенения Q_{III}^2 ; 5 – морена первой стадии зырянского оледенения ($Q_{III}^2 z^1$); 6 – озерные межстадиальные среднезырянские отложения ($Q_{III}^2 z^2$); 7 – морена поздней стадии зырянского оледенения ($Q_{III}^2 z^3$); 8 – озерные отложения поздней стадии зырянского оледенения ($Q_{III}^2 z^3$); 9 – озерные отложения каргинского горизонта ($Q_{III}^3 kr$); 10 – аллювиальные отложения каргинского горизонта ($Q_{III}^3 kr$); 11 – краевые ледниковые постройки трех фаз сартанского оледенения ($Q_{III}^4 sr^1$; sr^2 ; sr^3); 12 – галечники, слагающие флювиогляциальные террасы сартанского оледенения, 13 – галечники I надпойменной террасы ($Q_{III}^4 sr$); 14 – аллювий пойменных террас (Q_{IV}); 15 – максимальный уровень послезырянского озерного бассейна в Муруктинской впадине; 16 – уровни подпружных озерных бассейнов трех фаз сартанского оледенения; 17 – продольный профиль р. Котуй; 18 – ископаемая древесина; 19 – растительный детрит; 20–25 – краевые ледниковые образования (на врезке): 20 – тазовского оледенения, 21 – первой стадии зырянского оледенения, 22 – второй, 23 – первой стадии сартанского оледенения, 24 – второй, 25 – третьей; 26 – номера опорных разрезов; 27 – номера скважин



и их притоками в Муруктинской и западной части Аганылийской впадин в доколе различных террас и нижней части склонов, слагает серии напорных и напорно-насыпных гряд в системе краевых ледниковых образований, окаймляющих с юга впадины, а также на левобережье р. Кукусунда. Мощность ее колеблется от 1,5–2 до 30–70 м. Парагенетически связанные с мореной флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования (до 70 м) микрофоссилий не содержат.

Отложения каргинского горизонта ($Q_{III}^3 kr$) представлены аллювиальными и озерными образованиями. Озерные глины и алевроиты слагают серию озерных террас в Муруктинской и западной части Аганылийской (абс. отм. 250–200 м) впадин. Мощность их достигает 75 м. В глинах (верхняя часть разреза – 35 м, т.н. 138) содержатся спорово-пыльцевые спектры межледникового облика. В их распространении наблюдается следующая закономерность. В нижней части (21 м) преобладает пыльца древовидной березы, единично – ели, сосны, лиственницы, кедра, пихты, споры мхов и папоротников, в средней части (4,3 м) исчезает пыльца кедр и пихты, появляются полыни и плауны, в верхней (4,5 м) преобладает пыльца березы древовидной и карликовой, появляется в единичных экземплярах пыльца кедр, господствуют споры папоротников.



Нижняя часть разреза (40 м) глин содержит флору диатомей. В верхней и нижней части разреза широко распространенные виды составляют 75–80%, холодноводные до 20–25%, в средней части разреза последние отсутствуют.

В западной части Аганьлийской впадины (скв. 1, 3–72) в глинах преобладает пыльца злаков и осок, из древесных – лиственницы и кустарниковой березки, единично ели, сосны, споры мхов и папоротников.

Аллювиальные галечники, гравийники, пески, алевриты, суглинки, глины составляют верхнюю часть разреза локально развитой III (рр. Кукусунда, Мойеро – отн. выс. 18–20 м; р. Котуй – 30–35 м) и II (отн. выс. 10–15; 17–25 м на р. Котуй) надпойменных террас рек. В долине р. Котуй, выше устья р. Воеволи-Хан, аллювиальные галечники находятся в погребенном состоянии, залегая под сартанской мореной ($Q_{III}^4 sr$).

Из древесины, отобранной в верховьях р. Котуй, в средней части разреза косослоистых галечников (т.н. 22), получена дата $35\,800 \pm 1700$ лет назад (ГИН-493). В спорово-пыльцевых спектрах этого времени содержится преимущественно пыльца осок и кустарников (см. рис. 2; доминирует березка). Древесные породы немногочисленны: березы древовидной – более 20%, лиственницы – 10%, немного сосны, ели, единична пихта. Споры представлены мхами с небольшим количеством папоротников и плаунов таежных и тундровых видов. Сравнение с современными спорово-пыльцевыми спектрами [Никольская, 1974] разрешает предполагать, что в этот интервал каргинского времени условия для произрастания растительности были близки современным и даже несколько лучше. Выше по разрезу встречаются редкие зерна пыльцы кустарников – березки, ольховника, ивы, единично лиственницы, плауны таежных и тундровых видов, плаунок. Определены семена и листья кустарниковой арктической ивы, листья и дерновинки дриады, луковички горца живородящего, эндокарпии рдеста нитевидного. В рассмотренном разрезе отчетливо запечатлены колебания климатических условий от несколько более теплых, чем современные, до более холодных.

В долине р. Кукусунда в спорово-пыльцевых спектрах руслового аллювия III надпойменной террасы (т.н. 3303) преобладает пыльца трав и кустарниковых (61%) – осоки, полыни, гвоздичных, вересковидных; древесные и кустарниковые составляют 29%, споры мхов и папоротников – 9%. В пойменной и старичной фациях аллю-

вия количество спор увеличивается до 15–16%, древесных – до 31% (береза обеих секций, лиственница, ольховник), уменьшается содержание трав до 52%, но увеличивается число вересковидных в три раза. Флора диатомей в алевроитах старичной фации представлена широко распространенными (75–80%) и холодноводными (20–25%) видами.

Практически во всех разрезах II надпойменной террасы рек¹ содержатся спорово-пыльцевые спектры межледникового облика с преобладанием до 70% пыльцы древесной растительности (ель, сосна, лиственница, береза). На р. Мойеро (т.н. 521) из алевроитов старичной фации аллювия определены семена и хвоя ели, лиственницы, водяники, пушицы, злаковых, белены, черники, а в долине р. Котуй – широко распространенная флора диатомей, а также (т.н. 615) фауна *Pisidium hibernicus*, *P. casartanum* Poli, *P. liliebergii* Cl., свидетельствующая, по заключению А.Л. Чепалыги, о климате, близком к современному и даже несколько более теплом.

Отложения сартанского горизонта (Q_{III}^4 str) представлены комплексом ледниковых и аллювиальных образований перигляциальной зоны.

В верховьях р. Котуй в пределах плато Путорана и у его северо-восточного подножия в верховьях р. Маймеча ледниковые отложения слагают три зоны краевых ледниковых образований: Голомоконскую, Моролинскую и Дюпкунскую. В строении каждой из них наблюдается классическая парагенетическая связь: с дистальной стороны примыкают флювиогляциальные террасы, с проксимальной – уровни подпрудных внутриледниковых бассейнов, сложенных песками. Основная морена залегает на датированных ($35\,800 \pm 1700$ лет назад) аллювиальных галечниках. Первая (Голомоконская) зона краевых ледниковых образований сопоставляется с онёкской стадией, выделенной Л.Л. Исаевой [Исаева, 1963, 1972] на Средне-Сибирском плоскогорье южнее полярного круга, и максимальной гыданской стадией Приенисейского севера [Троицкий, 1966, 1967]. Моролинские краевые образования сопоставляются с ньянганской [Сакс, 1953; Стрелков, 1954, 1965], а дюпкунские – с агатской [Исаева, 1963, 1972] и норильской [Сакс, 1953] стадиями сартанского оледенения. Мощность основной морены достигает 20 м, конечных – 110 м, флювиогляциальных галечников – до 40 м, озерно-ледниковых и озерных алевроитов, песков, галечников – до 60 м. В последних содержится единичная пыльца ксерофитов, берез обеих секций, ольховника, споры мхов и папоротников. В гляциальной зоне в ледниковые отложения вложены только высокая

¹ В пределах Муруктинской впадины терраса вложена в озерные каргинские глины.

(7-12 м) и низкая (4-8 м) поймы. В перигляциальной зоне к сартанскому горизонту в долинах рек Котуй и Маймеча отнесены аллювиальные галечники, пески, алевроиты, суглинки, слагающие I надпойменную террасу (8-15 м). Возраст террасы подтвержден данными радиоуглеродного датирования. Древесина из песчаных отложений террасы р. Котуй (т.н. 140) с глубины 5 м показала возраст $10\,720 \pm 120$ лет назад (ГИН-523). В спорово-пыльцевых спектрах этого времени отмечены единичные зерна березки, полыни, эфедры, мхов, свидетельствующие о сохранении еще достаточно суровых климатических условий. Восточнее, в среднем течении р. Мойеро (т.н. 75), в песках русловой фации аллювия I террасы наряду с перечисленными выше присутствуют единичные мелкие зерна лиственницы, ели, ольховника, споры папоротников. На фоне широко распространенной флоры диатомей выделяются арктические и североальпийские виды.

Характеристика голоценовых отложений, слагающих поймы рек, выполняющих аласные и старичные котловины на поверхности озерных и надпойменных террас, а также I надпойменной террасы р. Кукусунда может быть произведена, начиная с бореального времени².

В бассейне р. Маймеча из древесины, отобранной в глинистых песках, венчающих разрез подпрудного внутриледникового бассейна III стадии сартанского оледенения, получена дата 9100 ± 100 лет назад (ГИН-1187, т.н. 1140). Ведущая роль в спорово-пыльцевых спектрах этого времени принадлежит кустарниковой березке и ольховнику; пыльца ели, сосны и лиственницы составляет в среднем по 10%, единичны береза, злаки, осоки, споры мхов. Дальнейшее изменение ландшафтов бореального времени отражено в спектрах глинистых песков, слагающих высокую пойму р. Котуй (т.н. 57, 8400 ± 600 лет назад, ГИН-522). Здесь в спектрах доминирует пыльца кустарников и древесных (лиственница, сосна, ель), споры мхов; определена хвоя лиственницы, семена осок, костяники, вахты.

Восточнее (бассейн р. Оленёк) в алевроитах пойменной фации I надпойменной террасы р. Кукусунда (отн. выс. 6-7 м) получены сходные палинологические характеристики, а из древесины (3,5 м ниже бровки) дата 8340 ± 100 лет назад (ГИН-1183, т.н. 3323). В старичной фации высокой поймы (отн. выс. 12 м) на р. Котуй (7810 ± 150 лет назад, ГИН-500, т.н. 20) обильна пыльца березы с примесью кустарников, в меньшей степени - ели, сосны, лиственницы. Пыльца трав представлена злаками, осоками, разнотравьем, споры - мхами и папоротниками. Определены семена лиственницы, березки, ольховника, наяды, вахты, пушицы, осок, лютика, толочнянки, костяники, сабельника. Флора диатомей представлена широко распространенными видами, холодноводные редки.

² Для расчленения голоцена принята схема Н.А. Хотинского [Хотинский, 1977].

Общая сумма палеоботанических материалов позволяет полагать, что в бореальное время бассейны рек Котуй, Маймеча и верховьев р. Оленёк были заняты разреженными лиственничными лесами с участием березы, ели. Климат был сходен с современным.

Палинологическая характеристика первой половины атлантического времени получена из старичной фации аллювия I надпойменной террасы р. Кукусунда (т.н. 3280; 6400 ± 200 лет назад, ГИН-1185); 5300 ± 250 лет назад (ГИН-1184). В спектрах из этих отложений доминирует пыльца древесных пород (береза, лиственница, ель, сосна) с примесью кустарниковой березки, единичная пихта. Обильны мхи, папоротники, осоки, злаки, полыни. Определены семена и хвоя лиственницы, семена березки, ольховника, осок, рдестов, кувшинок, монции, вахты.

Палеофитологическая характеристика второй половины атлантического времени получена из верхней части разреза высокой поймы р. Котуй (отн. выс. 8-10 м, т.н. 20; 4790 ± 60 лет назад; ГИН-499). В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород (ель, сосна, береза, лиственница) с примесью кустарниковых и осок. Определены семена лиственницы, ольховника. Среди диатомей господствуют широко распространенные виды.

Общая характеристика атлантического времени показывает, что для него характерны более благоприятные условия, чем для бореального и современности.

Спорово-пыльцевые спектры суббореального времени получены из пойменной фации высокой (отн. выс. 4 м) поймы р. Кукусунда, датированной 3900 ± 500 лет назад (ГИН-1182). Наряду с немногочисленной пылью ели, сосны, лиственницы, березы, кустарников определены семена ели, лиственницы, ольховника, монции, василистника, осок, лютика.

О конце суббореального - начале субатлантического времени можно судить по микрофоссилиям, выделенным из аласных отложений в верховьях р. Котуй - 3200 ± 40 (ГИН-497) и 2680 ± 60 лет назад (ГИН-498). В них содержится пыльца кустарников, лиственницы, много осок, мхов. Определены семена и хвоя лиственницы даурской. Вероятно, к этому времени растительный покров принял современный вид.

1. Сравнительно полные палеофлористические характеристики на севере Средне-Сибирского плоскогорья содержатся в отложениях межледниковых эпох, в то время как осадки ледникового времени практически немые.

2. В отложениях каргинского времени запечатлены климатические ритмы от потепления к похолоданию и вновь к потеплению, которые благодаря C^{14} -дате можно предположительно сопоставить с малохетским потеплением, конощельским похолоданием и липовско-новосёловским потеплением, выделяемыми для Средней Сибири Н.В. Кинд [Кинд, 1974].

3. Наиболее полные палеофлористические характеристики из голоценовых отложений, прокоррелированные C^{14} -датами, свидетельствуют о существенном потеплении в атлантический век голоцена (значительно теплее современного).

4. Радиоуглеродные даты разрешили установить, что в разных бассейнах рек в одно и то же время образовывались разные террасы.

Так, в бассейне р. Оленёк (р. Кукусунда) I надпойменная терраса целиком формировалась в голоцене, в то время как в бассейне р. Котуй ее становление относится ко времени сартанского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бардеева М.А., Логинава И.Э., Никольская М.В. Комплексное изучение отложений приледниковых озер Сибирской платформы. - В кн.: История озер в плейстоцене. Л.: Наука, 1975, т. 2.
- Исаева Л.Л. Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Исаева Л.Л. Краевые ледниковые образования северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья. - В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Никольская М.В. Палинологическая характеристика четвертичных отложений бассейнов рек Ниж. Тунгуска и Котуй и ее значение для стратиграфии: Автореф. ... дис. канд. геогр. М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - Тр. НИИГА, 1953, т. 77.
- Стрелков С.А. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. - Тр. НИИГА, 1954, т. 43.
- Стрелков С.А. Север Сибири: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965.
- Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966.
- Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. - Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6.
- Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977.

Х.А. Арсланов, Н.К. Верещагин, В.В. Лядов,
В.В. Украинцева

О ХРОНОЛОГИИ КАРГИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ И РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТОВ СИБИРИ ПО ИССЛЕДОВАНИЯМ ТРУПОВ МАМОНТОВ И ИХ «СПУТНИКОВ»

Мерзлые трупы мамонтов и других животных с сохранившимися остатками растений в их желудочно-кишечном тракте – прекрасный материал для геохронологических и палеоботанических исследований. При определении возраста радиоуглеродным методом образцов древесины, костей и намывного растительного детрита из районов, где развита вечная мерзлота, возникают трудности, связанные с переотложением более древнего органогенного материала. В палеоботанических исследованиях органогенных отложений также нельзя пренебречь возможностью переотложения микро- и макроостатков растений. При радиоуглеродном датировании и палеоботанических исследованиях образцов ископаемых мерзлых трупов животных фактор переотложения полностью исключается. Кроме того, замороженный органический материал в меньшей степени подвергается загрязнению более молодым посторонним углеродом. Поэтому ископаемые мерзлые остатки животных, на наш взгляд, представляют собой хороший "опорный разрез" для изучения геохронологии и реконструкции ландшафтов района обитания древних животных.

В данной статье кратко приводятся результаты климато-геохронологических исследований по образцам ископаемых остатков селериканской лошади, шандринского и терехтяхского мамонтов, киргизского мамонтика и берелёхского "кладбища" мамонтов.

Шандринский мамонт. Скелет мамонта с хорошо сохранившимся под прикрытием ребер желудочно-кишечным трактом был извлечен в 1971 г. сотрудниками Якутского филиала АН СССР П.А. Лазаревым и Б.С. Русановым близ уреза воды р. Шандрин, правого притока Индигирки, в ее нижнем течении. Общий вес уцелевшей мерзлой растительной массы желудочно-кишечного тракта составлял около 250 кг. Палеоботаническое изучение этой растительной массы осуществлено в Ботаническом институте АН СССР [Солоневич и др., 1977]. В лаборатории геохронологии НИИ географии ЛГУ получены две датировки шандринского мамонта. Датировка по растительным остаткам пищи составляет $40\,350 \pm 880$ лет назад (ЛУ-595), а по мускульной ткани – $41\,750 \pm 1290$ лет назад (ЛУ-505). В пределах статистической ошибки эти две датировки согласуются между собой.

В бассейне р. Шандрин в настоящее время широко развиты болотистые и кочкарные тундры и осоково-гипновые болота. В оптимальную фазу каргинского межледниковья около 42 000–40 000 лет

назад, как свидетельствует состав растительных остатков желудочно-кишечного тракта мамонта, были распространены лиственничные леса и редколесья. Состав макроостатков и пыльцы растений, а также видовой состав мхов показывают, что пастбищами мамонту служили заболоченные участки, которые, вероятно, чередовались с лесами и редколесьями из даурской лиственницы. Хвоя, кора, остатки семенных чешуй и пыльца лиственницы найдены в его желудке. Аналогом растительности долины р. пра-Шандрин времени гибели мамонта могут служить современные заболоченные лиственничные леса и редколесья, северная граница которых проходит в бассейне р. Ерча (правый приток р. Индигирка), в 200 км южнее места находки мамонта.

О существовании лесной растительности в ныне безлесных районах Северо-Восточной Сибири в оптимальную фазу каргинского межледниковья (в интервале 43 000–40 000 лет назад) свидетельствуют также данные Р.Е. Гитерман [1972] по бассейну р. Большой Анюй в низовьях Колымы, А.В. Ложкина [1973] по междуречью Индигирки и Алазеи, Н.В. Кинд [1974] для сопредельных территорий.

Замороженный труп селериканской лошади обнаружен в штольне на глубине 8–9 м в январе 1968 г. на прииске Селерикан в долине руч. Балахан (бассейн верхнего течения р. Индигирка). Раскопку и извлечение трупа произвели геологи Якутского филиала АН СССР О.В. Гриненко и П.А. Лазарев. Радиоуглеродным методом датированы мускульная ткань – более 35 000 лет назад (ЛЮ-71) и растительные остатки пищи – $38\,590 \pm 1120$ лет назад (ЛЮ-506) [Арсланов, Чернов, 1977]. Еще один образец мускульной ткани, переданный Н.К. Верещагиным Ч. Харрингтону (Национальный музей, Оттава), датирован в лаборатории фирмы Isotop в г. Вествуде, штат Нью-Джерси, США. Полученная там датировка $33\,800 \pm 2100$ лет назад ($I=5406$) в пределах двукратной статистической ошибки сопоставима с датировкой ЛЮ-506. Из трех датировок, очевидно, более достоверна датировка ЛЮ-506, выполненная с небольшой статистической ошибкой.

Результаты комплексного палеоботанического анализа растительных остатков пищи лошади приведены в работах Т.В. Егоровой [1977], Н.Г. Солоневич, В.В. Вихиревой-Васильковой [1977а], М.В. Соколовой [1977] и В.В. Украинцевой [1977]. Во время гибели селериканской лошади в верховьях Индигирки, как свидетельствует состав растений ее желудочно-кишечного тракта [Украинцева, 1977], были распространены горные лиственничные леса с елью сибирской *Picea obovata*, древовидными высокоствольными березами, ольхой пушистой в подлеске. На лугах, болотах широко распространена была *Kobresia capilliformis* из семейства осоковых. В желудке лошади обнаружено 800 плодов этого вида. В настоящее время это – характерное растение высокогорий Средней и Центральной Азии и Монголии, встречающееся изредка в средней и верхней части лесного пояса. Т.В. Егорова [1977] связывает вымирание

этого вида, некогда в изобилии встречавшегося в районе обитания лошади, с возрастанием континентальности климата Восточной Сибири в последующий период, выразившейся, в частности, в резком уменьшении снежного покрова.

Терехтяхский мамонт (куски кожи и туловища и почти полный скелет) был извлечен в 1971 г. группой Б.С. Русанова и П.А. Лазарева. Он залегал на глубине 5,3 м в 8-метровом обрыве левого берега р. Терехтях, правого притока Индигирки, в 40 км от пос. Сутороха.

Из сопровождающей фауны собраны кости лошади, первобытного бизона, северного оленя, волка.

Разрез изучал Н.К. Верещагин, собиравший послойно в мерзлых лёссовидных суглинках растительный детрит с обилием экскрементов леммингов, остатков насекомых – жуков. Последние изучались Л.Н. Медведевым и Н.В. Вороновой [1977]. Определено до 31 вида жуков, долгоносиков, листогрызов и некрофагов. Авторы считают, что явно преобладают виды открытых ландшафтов – тундровых, лесотундровых и горнотундровых. На уровне залегания труп, на глубине 5,3 м, в разрезе отмыты также пресноводные моллюски, – *Valvata*, *Anisus*, характерные для стоячих или медленно текущих вод. Вместе с остатками жуков найдены и остатки растений – полыней, осок, ежеголовки.

В настоящее время здесь развита зона лиственничной замшелой тайги с багульников и гонобобью. Таким образом, климатические условия, согласно анализу жесткокрылых, были менее благоприятные, чем в настоящее время. Датировка кожи и прилегающей к ней мягкой ткани лобовой части мамонта $35\,830 \pm 630$ лет назад (ЛУ-504). Однако эта дата может быть несколько омоложена вследствие "эффекта памяти" при синтезе карбида лития [Арсланов, Филонов, 1978]. Желательно повторное датирование этого мамонта¹.

Предварительное изучение трупа старого мамонта севернее Хатанги на Таймыре сделано Н.К. Верещагиным в 1977 г. Труп залегают на глубине 5,5 м в 17-метровом обрыве на левом берегу р. Лесная Расоха. Обнажение представлено речными среднезернистыми песками с небольшими прослоями торфов и галечников в смеси с растительным детритом. Кости ног, особенно плечевые, этого экземпляра сильно погрызены хищниками. Из сопровождающей фауны, в осипи собраны фрагменты костей позднелайстоценовой лошади и бизона.

В подстиляющем тушу мамонта слое торфа с галечником М. Кипиани определила склероции мхов, веточки и кисточки Bryales, семена осок, ситника.

¹ Терехтяхский мамонт датирован в 1979 г. повторно по образцам кости черепа. Полученная датировка $44\,540 \pm 1870$ лет (ЛУ-1050) подтвердила, что прежнее значение возраста было омоложено вследствие "эффекта памяти".

На глубине 6,5 м в слое бурого плотного торфа мощностью 30 см встречены также единичные склероции *Fungi*, *Bryales*, много орешков осок *Сarex*. М. Килиани считает, что здесь была мохово-травяная топь.

На глубине 15 м речные пески подстилаются морскими голубыми глинами. Изучение разреза продолжается. Датирование фрагмента хобота мамонта дало дату более 40 340 лет назад (ЛУ-750)².

Совершенно своеобразные условия захоронения экземпляра магаданского (киргизского) мамонтенка дают возможность воссоздать экологическую обстановку времени его гибели.

Склоновые отложения правого борта киргизского распадка состоят из пылеватых суглинков, насыщенных щебнем из юрских сланцев с обилием обломков стволов лиственницы, березы, тополя, ивы и их ветвей. В верхней трети 6-метрового разреза залегают прослойки торфа и илов, в одной из которых оказался погребен и мамонтенок на глубине 2 м. Маломощные – до 50–60 см – жилы грунтового льда, которые, очевидно, и спасли мамонтенка от разложения (он был захоронен на скрещении трех жил, по мнению В.К. Рябчуна), образуют полигоны 15–20 м. Следовательно, климат был довольно холодный, что не исключает, конечно, энергичного сезонного оттаивания грунтов в отдельные годы, когда образовывались солифлюкционные оползни, селевые потоки. Такой селевой поток или оползень, по мнению Н.К. Верещагина, и перекрыл тушу мамонтенка, который завалился в агонии в заиленную мочажину (водооину) ручейка. Наличие мелкой гальки наряду с щебнем подтверждает существование такого ручейка. На территории полигона близ мамонтенка обнаружены и остатки мумифицированной туши лошади. Они ушли в отвал. Кроме того, собраны фрагменты костей (рогов) северного оленя и бизона, мамонта, сильно фоссилизованные, вероятно более древние. В иловатых прослойках, окружающих мамонтенка, наряду с его волосами отмыты экскременты северных животных.

В желудке детеныша мамонта, по заключению Н.Г. Солоневич (БИН АН СССР), преобладала землистая масса темно-коричневого цвета, в основном это – минеральные частицы различной крупности с большим количеством иловатых частиц, с примесью мелких кусочков органического детрита, клеточные структуры которого неразличимы. Макроостатки растений представлены в небольшом количестве: встречены крупные растительные волокна – тонкие корни осок, попадались довольно большие обрывы с четкой структурой эпидермиса осок, кусочки эпидермиса ивы *Salix* sp. – эта ткань часто встречается и в содержимом желудка шандринского мамонта

² Датировка обрывка кости этого мамонта, полученная в 1979 г., составляет $\geq 53\,170$ лет (ЛУ-1057).

[Солоневич и др., 1977], кусочки коры ив (*Salix* sp., sp.), березы *Betula* sp., обрывки стебельков гипновых мхов. По мускульной ткани задней ноги получены согласующиеся между собой две радиоуглеродные датировки $39\,570 \pm 870$ лет назад (ЛУ-718А) и $38\,590 \pm 770$ лет назад (ЛУ-718В).

Берелёхскому местонахождению было уделено внимание в 1970–1971 гг. Отсюда извлечено 8500 костей, преимущественно мамонтов. Разрез изучали К.Н. Верещагин [1977], А.В. Ложкин [1977] и другие исследователи. Н.К. Верещагин считает, что мамонты погребены в отложениях старичного пойменного озера пра-Берелёх. Возраст – поздний сартан, что подтверждается и радиоуглеродными датировками. Сопровождающая фауна – лошадь, северный олень, бизон, росомаха, волк, полярный заяц, белая куропатка, гусь-гуменник. Поразительно отсутствие остатков песцов как в слоях "кладбища", так и в слоях смежной, несколько более поздней палеолитической стоянки.

Крупных древесных остатков в разрезе нет, но над костеносным слоем обильны корни и ветви ивы, кустарниковой ольхи.

В костеносном слое, на глубине 4 м от бровки, обильна также чешуя сибирской плотвы, экскременты леммингов. Остатки жуков в костеносном горизонте, по Л.Н. Медведеву и Н.В. Вороновой [1977], представлены тундровыми и тундрово-степными видами листогрызов, слоников и жужелиц.

По мнению А.В. Ложкина, в эпоху образования кладбища здесь была тундростепь, которую позднее, в 11-тысячелетии, после массовой гибели мамонтов стала сменять лесотундра при заметном потеплении в арктических районах.

Бивень мамонта из основания костеносного горизонта с глубины 3,5 м имеет датировку $12\,000 \pm 130$ лет назад (ЛУ-149), а древесина (ветви ивы) выше костеносного слоя на глубине 2,5 м – $12\,230 \pm 70$ лет назад (ЛУ-147)³. В лаборатории Комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР получена более древняя датировка по образцу мягкой ткани мамонта – $13\,700 \pm 400$ лет назад [Ложкин, 1977]. Согласно А.В. Ложкину [1977], климат в эпоху гибели мамонтов был суров и древесная растительность отсутствовала.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Чернов С.Б. Об абсолютном возрасте селериканской ископаемой лошади. – В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977.
- Арсланов Х.А., Филонов Б.А. О загрязнении образцов посторонним углеродом при синтезе карбида лития и методы его устранения. – В кн.:

³ В 1979 г. получена еще одна датировка бивня мамонта из этого костеносного горизонта: $12\,850 \pm 110$ лет (ЛУ-1055).

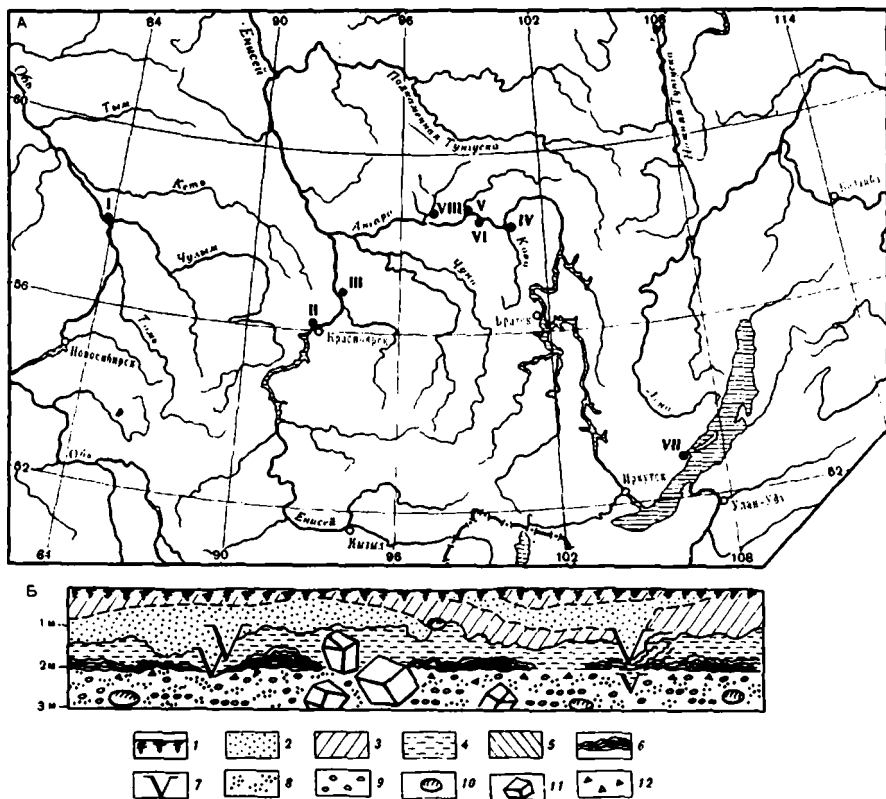
- Труды 6-й Всесоюзной конференции по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси: Изд-во Тбилис. ун-та, 1978.
- В е р е щ а г и н Н.К. Берелёхское "кладбище" мамонтов. - В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири. Л.: Наука, 1977.
- Г и т е р м а н Р.Е. К палинологической характеристике каргинских отложений в нижнем течении р. Колымы. - В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.
- Е г о р о в а Т.В. Карпологи́ческий анализ растительных остатков пищи селериканской ископаемой лошади. - В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977.
- К и н д Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Л о ж к и н А.В. Радиоуглеродная хронология событий позднего плейстоцена и голоцена Западной Берингии. - В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флоры и фауны в кайнозое. Хабаровск, 1973.
- Л о ж к и н А.В. Условия обитания берелёхской популяции мамонтов. - В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири. Л.: Наука, 1977.
- М е д в е д е в Л.Н., В о р о н о в а Н.В. Колеоптерологи́ческий анализ геологических разрезов мамонтовых "кладбищ" в Северной Якутии. - В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири. Л.: Наука, 1977.
- С о к о л о в а М.В. Сосудистые растения района находки ископаемой лошади. - В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977.
- С о л о н е в и ч Н.Г., В и х и р е в а - В а с и л ь к о в а В.В. Растительные остатки содержимого желудочно-кишечного тракта ископаемой селериканской лошади (Якутия). - В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977а.
- С о л о н е в и ч Н.Г., Т и х о м и р о в Б.А., У к р а и н ц е в а В.В. Предварительные результаты исследования растительных остатков из желудочно-кишечного тракта шандринского мамонта (Якутия). - В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977б.
- У к р а и н ц е в а В.В. (К у л ь т и н а). Реконструкция флоры и растительности времени жизни и гибели селериканской ископаемой лошади по палинологическим данным. - В кн.: Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977.

УДК 551.79:550.93:930.26:551.8(571.5)

С.А. Лаухин, Н.И. Дроздов, А.В. Стариков, С.Н. Виноградов,
Н.Х. Сейфуллин, А.Л. Рябинин, В.С. Форова

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ШИРОТНОГО ТЕЧЕНИЯ АНГАРЫ

Многочисленные смены перигляциальных климатов и ландшафтов климатами и ландшафтами, близкими к современным, смены развития и деградации "вечной" мерзлоты в центральных частях внеледниковой зоны Средней Сибири не способствовали сохранению здесь в массовом количестве растительных остатков, пригодных для радиоуглеродного датирования. Самый малоперспективный объект



Р и с. 1. Археологические местонахождения и геологические разрезы (А) и схема строения разреза стоянки Усть-Кова (Б)

I – Могочин; II – Афонтова Гора; III – Дружиниха; IV – Усть-Кова; V – Чадобец; VI – Пашино; VII – Улан-Хада; VIII – стратотип иркинеевских слоев на р. Иркинеевой

1 – гумусовые горизонты современных и ископаемых (неперемещенных) почв; 2 – песок желтовато-серый; 3 – песок красновато-бурый глинистый до суглинка песчанистого; 4 – глина серая сильно карбонатная; 5 – супесь; 6 – гумусовый горизонт погребенных почв, перемещенный и перемятый солифлюкцией; 7 – псевдоморфозы по ледяным клиньям (жилам); 8 – гравий; 9 – гальки; 10 – валуны; 11 – глыбы; 12 – щебень

в этом отношении – долина Ангарты в ее широтном течении. Зарегулированность ее стока обусловила слабое развития пойменных процессов и крайне слабое развитие старичных фаций аллювия, которые в основном вмещают материал, пригодный для радиоуглеродного датирования. Кроме того, очень плохая обнаженность стала причиной того, что старичные фации аллювия в террасах широтного течения Ангарты изучены почти исключительно по керну скважин. По этим причинам для долины Ангарты в ее широтном течении до сих

пор не было ни одной радиоуглеродной датировки. Поэтому значительный интерес представляет серия дат по C^{14} , полученная почти по середине широтного отрезка долины Ангары при изучении археологических памятников Усть-Кова, Пашино и Чадобец (рис. 1).

Все три памятника представляют собой многослойные стоянки. Первые две впервые изучены авторами данной статьи, а стоянка Чадобец известна как неолитическая с конца XIX в. Изучение ее позволило Н.И. Дроздову выделить на ней, кроме неолитического культурного слоя, культурные слои мезолита и раннего железа. Все три стоянки приурочены к низким террасам Ангары. Их культурные слои залегают в покровных (эоловых, солифлюкционных, палеопедологических, делювиальных и т.п.), образованиях и в пойменном аллювии I террасы Ангары (фация высокой поймы). Кроме археологического материала для этих стоянок имеются палеофаунистические и палинологические материалы, позволяющие (вместе с анализом строения разреза и археологического материала) восстановить многие особенности палеогеографии времени обитания человека в широтном течении Ангары от второй половины позднего плейстоцена до второй половины голоцена. Для всех трех стоянок получено 6 дат: одна позднелайстоценовая и 5 голоценовых. Эти даты в целом неплохо укладываются в известные для Средней Сибири этапы палеогеографии и уточняют наши знания о второй половине голоцена, геология которого вообще слабо изучена во внеледниковой зоне Сибирской платформы. Вместе с тем некоторые из полученных дат оказались несколько неожиданными. Особенно это относится к датам со стоянок Усть-Кова и Пашино.

В Европейской части СССР, на Лене и к востоку от нее палеолитические стоянки известны далеко на севере. Между Уралом и Леной до недавнего времени самыми северными палеолитическими стоянками считались Могочин на Оби и Дружиниха на Енисее, между 57 и 58° с.ш. Обе стоянки относятся к концу палеолита. Все более древние палеолитические стоянки на этой территории расположены значительно южнее, к югу от границы тайги. Поэтому предполагалось, что палеолитическая стоянка Усть-Кова в среднем течении Ангары (в 150 км севернее и в 400 км восточнее Дружинихи) относится к финальному палеолиту. Однако в 1977 г. выяснилось, что археологический материал в палеолитическом слое неоднороден. Удалось выделить две группы археологических находок: более молодую, близкую к финальному палеолиту, и более древнюю, в общем слабо выразительную. Только что полученная дата $30\ 100 \pm 150$ лет назад (ГИН-1741) по очажным углям из палеолитического слоя Усть-Ковы показала, что палеолитический человек обитал в Средней Сибири по крайней мере до $58^{\circ}20'$ с.ш. (т.е. севернее Могочина и Дружинихи) еще $30\ 000$ лет назад.

В обобщенном виде в разрезе II надпойменной террасы Ангары, к которому приурочена стоянка Усть-Кова, вскрывается сверху вниз (см. рис. 1):

1. Гумусовый горизонт современной почвы с признаками по меньшей мере двух генераций. К нему приурочены находки раннего железа и бронзы.

2. Песок желтовато-серый, местами глинистый красновато-бурый; мощность резко переменная за счет неровностей кровли лежащих ниже глин. В песках наблюдаются псевдоморфозы по ледяным клиньям (жилам?) двух генераций. К этим пескам приурочен неолит, возможно и мезолит. Мощность слоя 0,3–1,8 м.

3. Глина серая сильно карбонатная с многочисленными полосами и прослоями перестроенного гумуса, которые образуют сложные сматия, характерные для солифлюкционных потоков. Кровля слоя очень неровная, натежная. В гумусовых прослоях много мелких древесных угольков. Изредка наблюдаются крупные раздерганные и растасканные пятна, обогащенные углем, – остатки деформированных солифлюкцией линз очажных углей. К такому пятну приурочена часть скелета бизона. Череп его разбит на мелкие осколки, залегающие частью в кострище, частью рядом с ним. Позвонки и ребра располагались в положении, близком к посмертному, следов их последующего растаскивания не наблюдалось. К этому слою, преимущественно к верхней его половине, приурочены находки палеолита. Здесь же собраны кости (определения Э.А. Вангенгейм): *Mammuthus primigenius* (преобладают), *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Cervus elaphus* (?). Угли из этого слоя имеют возраст 30 100 ± 150 лет назад. Мощность слоя 0,4–1 м.

4. Песок серый сверху неяснослоистый с редкой дресвой, ниже горизонтальнослоистый; на глубине 1 м от кровли слоя – с валунами и глыбами до 4,8 м. С глубины 2 м песок постепенно переходит в галечник. Видимая мощность 4 м.

Многочисленные образцы, взятые на спорово-пыльцевой анализ, почти все оказались пустыми либо содержали единичные зерна. Представительные спектры получены только из шести образцов гумусированных глин слоя 3. Эти спектры резко отличаются по составу от субрецентных спектров поверхностных проб широтного течения Ангары [Пермяков, Лаужин, 1972]. Интерпретация спектров из слоя 3 позволяет предполагать во время накопления этого слоя развитие в долине Ангары степных и заболоченных открытых пространств (спор 7–75,3%, пыльцы трав 15,2–85% и более). Среди трав преобладали злаковые (до 42,6%) и сложноцветные (6,4–62,2%), много полыни (7–13) и вересковых (до 15,1%). Среди споровых доминирует *Polypodiaceae* (до 47%), *Ophioglossaceae* (до 35,3%) и *Bryales* (11,9%), отмечены *Lycopodium selago*, *L. annotinum*, *L. complanatum*, *Selaginella sibirica* и др. Среди очень разреженной древесной растительности (количество пыльцы 8–19,2%), произраставшей, видимо, по долинам притоков Ангары, обращает на себя внимание небольшое количество сосны (до 12,2%), преобладание берез (в том числе *Betula nana* до 27,4%), обилие ели (до 31,5%), *Alnus* (до 9,6%) и присутствие *Larix*. Палинологические данные свидетельствуют о холодном и влажном климате во время формирования слоя 3.

На основании фациального анализа, учитывая особенности состава отложений, палеонтологические и геоморфологические данные,

попытаемся восстановить последовательность осадконакопления во время формирования разреза II надпойменной террасы Ангары в районе Усть-Ковы.

Слой 4 представлен внизу русловым, сверху пойменным аллювием. В последнем залегают глыбы и валуны (0,5–1,8 м), которые могли быть принесены и отложены только плавающими льдами во время паводков. Сравнение этих валунов с валунами на современном бечевнике в районе Усть-Ковы позволяет предполагать, что ледоходы в то время были более мощные, чем современные. Накопление аллювия II террасы Ангары на Усть-Кове завершилось формированием почвы на его поверхности и поселением здесь древних людей около 30 000 лет назад. Возможно, формирование почвы несколько предшествовало поселению человека и относится еще к концу малохетского потепления [Кинд, 1974]. Видимо, к этому же времени относится и формирование нижней из погребенных почв в разрезе иркинских слоев на р. Иркинева [Лаухин и др., 1972]. Когда произошло вторичное заселение Усть-Ковы, пока не совсем ясно. Однако существенное различие двух серий палеолитических орудий из глины слоя 3 позволяет предполагать между ними значительный временной разрыв. Мощное развитие солифлюкционных процессов, которое привело к перемещению ископаемой почвы в центральных частях внеледниковой области, представляется наиболее вероятным синхронизировать с максимумом последнего оледенения, возможно с первой его половиной, так как спорово-пыльцевые спектры, характерные для отложений времени максимума этого оледенения в среднем течении Ангары, имеют значительно более "холодолобивый" облик [Боярская, 1961], чем спектры, изученные в слое 3 разреза Усть-Кова. Поскольку остатки культуры обоих поселений перемещены солифлюкцией (а более молодые из них к тому же вовлечены в псевдоморфозы по ледяным жилам) и четких культурных горизонтов выделить не удается, есть основание предполагать, что второе заселение произошло во время развития солифлюкционных процессов на Усть-Кове, но не позже.

Если приведенная интерпретация верна, то первое заселение палеолитическим человеком стоянки Усть-Кова приходится на конец каргинского межледниковья, а второе – на сартанское оледенение. Псевдоморфозы же по ледяным клиньям в песках слоя 2 могли образоваться в более молодые стадии сартанского оледенения.

Условия обитания человека во время его первого поселения на стоянке, вероятно, были близки к тем, которые существовали во время накопления аллювия II террасы Ангары и ее крупных притоков. Объем статьи не позволяет рассмотреть довольно многочисленные палеонтологические материалы из аллювия этой террасы. Отметим, однако, что в низовьях р. Иркинева в известном обнажении иркинских слоев [Лаухин и др., 1972, 1973; Зубаков, Кинд, 1974; Кинд, 1974; и др.], где получена серия дат: $47\ 000 \pm 100$ лет назад (КСМ-41), $41\ 600 \pm 1300$ (КСМ-11), $38\ 850 \pm$

± 2200 (СОАН-130), $37\,950 \pm 1150$ (КСМ-10), $33\,400 \pm 780$ (СОАН-129), $29\,670 \pm 230$ (СОАН-128), $24\,120 \pm 500$ лет назад (СОАН-127), по крайней мере в интервале разреза, датированном от $29\,670 \pm 230$ до $47\,000 \pm 1000$ лет назад, макро- и микрофлора, карофиты, остракоды, малакофауна, спорово-пыльцевые спектры [Лаухин и др., 1973; Красавина, 1978; и др.] свидетельствуют о том, что климат во время накопления этих слоев был близок к современному или более мягкий. Состав же малакофауны, некоторые особенности макрофлоры и абсолютный возраст наиболее древних отложений иркинских слоев позволяют сопоставить их с ранним (шурькишским) потеплением среднего вюрма, которое, как полагают В.И. Гудина [1976], С.А. Архипов и др. [1977], на севере Западной Сибири отличалось климатом наиболее теплым в течение всего среднего вюрма и приближалось к климату казанцевского межледникового. Выше по разрезу до отложений, датированных $29\,670 \pm 230$ лет назад, палеонтологический материал свидетельствует о климате не более суровом, чем современный. Отложения же, венчающие разрез II террасы в низовьях Иркинской близки к перигляциальному аллювию [Лаухин, Метельцева, 1973] и формировались, видимо, уже в начале гыданской стадии последнего оледенения, что подтверждается датой $24\,120 \pm 500$ лет назад из подшвы этих отложений.

В аллювии II террасы широтного течения Ангары и в части долины Енисей, прилегающей к устью Ангары, палеонтологические (в основном палинологические) материалы позволяют выделить слои, формировавшиеся как в условиях климата более теплого, чем современный, так и в условиях, близких к современному.

Следовательно, во время первого поселения человек на стоянке Усть-Кова обитал в довольно благоприятных условиях. Что же касается второго поселения палеолитического человека на Усть-Кове, то для него радиоуглеродных дат пока нет. Если наше сопоставление этого поселения с гыданским похолоданием верно, то условия обитания здесь людей в то время мало чем отличались от условий, в которых жили обитатели стоянки Афронта Горы II.

Три даты, полученные на стоянке Чадобец, несколько уточняют наши представления о последовательности развития золотых процессов в Приангарье во второй половине голоцена.

Следы золотых процессов довольно широко развиты в бассейне Ангары, там, где на поверхность выходят достаточно крупные поля песчаных отложений. Особенно часто можно наблюдать дюны на террасах крупных рек. Наиболее полно эти дюны изучены на низких террасах Ангары у с. Чадобец в связи с исследованием приуроченной к ним неолитической стоянки, подробно описанной еще Ю.В. Витковским [1889]. Позже А.К. Рюмин [1951] показал приуроченность неолитического материала к погребенной почве в золотых песках на глубине 1-1,5 м. Дюны, по его мнению, сформировались вбореальный период, а неолитический человек жил на них в атланти-

ческое время, что подтверждалось отнесением археологического материала к серовскому этапу.

Раскопки последних лет позволили выделить в золотых песках дон три горизонта погребенных почв. Верхний горизонт залегает на глубине 0,2–0,4 м и за пределами дон сливается с современной почвой. К этой погребенной почве приурочены находки раннего железа. Угли из этого культурного горизонта имеют возраст 2230 ± 100 лет назад (КРИЛ-231). Средняя погребенная почва находится на глубине 1–1,5 м; в центральных, наиболее высоких частях дон она залегает несколько глубже, а у окончания дон – менее глубоко. К этой почве приурочены находки среднего–позднего неолита, который, по Н.И. Дроздову, может быть сопоставлен по времени с китайской культурой. Угли из этого культурного горизонта имеют возраст 4410 ± 200 лет назад (КРИЛ-233). Между этими погребенными почвами сделаны находки посленеолитической керамики (энеолит или ранняя бронза). Эти находки самостоятельного культурного горизонта не образуют. По углям, связанным с этими находками, получена дата 2990 ± 120 лет назад (КРИЛ-232). К нижней погребенной почве приурочен мезолит или бескерамический неолит. Для нижнего культурного горизонта радиоуглеродных датировок не имеется.

Таким образом, полученные даты не противоречат выводу А.К. Рюмина о бореальном возрасте дон. В послебореальное время прекращение перевевания песков и стабилизация дон происходили по крайней мере трижды: в первой половине атлантического, в начале суббореального (4410 ± 200 лет назад) и в начале субатлантического (2230 ± 100 лет назад) времени. Интересно, что между 3500 и 2700 лет назад, когда в разрезе высоких пойм рек Приенисейской Сибири формировались погребенные почвы [Зубаков, Кинд, 1974], на стоянке Чадобец происходило перевевание песка и погребенная почва не образовывалась.

Довольно неожиданные материалы о палеогеографии конца голоцена получены в ходе изучения стоянки Пашино.

Стоянка Пашино приурочена к пойменному аллювию I надпойменной террасы Ангары высотой 8,5–9,5 м у с. Пашино (см. рис. 1). Обильные сборы неолитической керамики и шлаков от плавки железа, а также находки терио-, авиа-, икhtiофауны были сделаны здесь С.А. Лаухиным и А.С. Ручкиным еще в 1962 г. Эти сборы позволили определить верхний возрастной рубеж накопления аллювия I террасы по крайней мере серединой голоцена. Однако раскопки стоянки были проведены лишь в 1976–1977 гг. Из-за ограниченного объема статьи здесь нет возможности рассмотреть разрез и морфологию I террасы Ангары у с. Пашино и показать, что этот разрез вскрывает именно пойменный аллювий I террасы. Отметим только, что в разрезе вскрываются супеси с галькой и валунами, с тремя горизонтами погребенных почв. Культурные слои приурочены к среднему (железо) и нижнему (неолит) из них. Обе даты: 2270 ± 80 и 1250 ± 50 лет назад (ГИН-1743 и ГИН-1742 соот-

ветственно), относятся к культурному слою железа. В этом же горизонте собраны многочисленные шлаки, обнаружена домница для плавки железа и т.д. Довольно неожиданные результаты получены посредством спорово-пыльцевого анализа (произведен Е.А. Петровой) по образцам, отобранным в нижнем по течению раскопе (рис. 2). Результаты анализа отражают развитие в районе стоянки Пашино в интервале 2270 ± 80 и 1250 ± 50 лет назад растительности весьма своеобразной, представленной почти исключительно кустарничковой березой (11–27%)¹ и полынью (от 3–18 до 40,5%). Им постоянно сопутствует пыльца ольховника (0,5–2,6%) и древовидной березы (8,5–21%). Пыльца последней в большинстве "измельченная" и несет на себе другие признаки угнетенного, неблагоприятного существования. Эти спектры по количеству пыльцы *Betula pampa*, *Alnus*, *Artemisia* и по общему составу приближаются к спектрам из отложений самаровского подпорного бассейна, изученным в районе г. Енисейск по скважине 219 [Феникова и др., 1967]. Существенно "холодолобивее" их в Северном Приангарье только спектры, изученные Т.Д. Боярской [1961] в среднем течении Ангары и в низовьях Илим, сопоставляемые с максимальным похолоданием последнего оледенения.

Сам по себе факт обнаружения "холодолобивых" спектров в слоях, отлагавшихся 1250–2270 лет назад, удивления не вызывает, т.к. время это примерно совпадает с малой ледниковой эпохой. В Северной Америке [Nichols, 1969] особенно сильное ухудшение климата отмечается между 2450 и 1280 лет назад. На Баффиновой Земле этому времени отвечает ледниковая фаза кинг, а в Скалистых горах – ледниковая стадия тамп-лейк [Кинд, 1974] и т.д. Для севера Западной Сибири и Приенисейской Сибири также отмечается волна похолодания, начавшаяся около 2500–2000 лет назад [Зубаков, Кинд, 1974; Левковская, 1976; и др.]. Однако интерпретация палинологических материалов голоцена производится в основном сравнением голоценовых спектров с современными и поэтому на крайнем севере Сибири, где голоцен изучен палинологами довольно детально, очень резко выделяются этапы потепления; этапы же похолодания смазаны из-за сурового современного климата. При анализе спектров из разреза стоянки Пашино удивление вызывает не сам факт возможного похолодания, а его масштабы. Поэтому для сравнения необходим материал по южным районам Сибири. Материал же этот пока невелик и, что особенно важно, обычно лишен абсолютных датировок. Поэтому на опубликованных спорово-пыльцевых диаграммах в лучшем случае выделяется ранний, средний и поздний голоцен.

В наиболее полных диаграммах разрезов позднего голоцена Северного Приангарья, опубликованных Н.В. Кинд [1974], В.В. Фе-

¹ В образцах 5 и 6 общее количество подсчитанной пыльцы и спор соответственно 60 и 80. Поэтому пики *Betula pampa* для этих образцов не представительны.

никовой и др. [1967], С.А. Лаукиным и др. [1973] и т.д., интервалы, сходные по составу спектров с диаграммой Пашинского разреза, не обнаружены. Однако все эти разрезы вскрывают аллювиальные отложения, обычно изобилующие перерывами осадконакопления. По устному сообщению В.С. Волковой, в диаграммах позднеголоценовых отложений юго-востока Западно-Сибирской равнины в спектрах, отвечающих интервалу 1200–1500 лет, отмечается повышенное содержание пыльцы *Betula pana* и постоянно присутствует пыльца *Alnaster*. Однако произвести сравнение этих спектров со спектрами из разреза стоянки Пашино невозможно, т.к. первые не опубликованы. Из опубликованных материалов особый интерес представляет детальная спорово-пыльцевая диаграмма стоянки Улан-Хада [Сизиков и др., 1975] на северо-западном берегу оз. Байкал (см. рис. 1). Здесь в разрезе выше даты 3660 ± 60 лет назад (ЛЕ-883) спектры имеют степной характер; пыльцы *Artemisia* 30–40 до 90%, много разнотравья. Пыльцы древесных пород мало, но *Betula pana* и *Alnaster* отмечаются почти постоянно. Обращает на себя внимание очень большое (40–80% и более) количество спор *Selaginella selaginoides* в слоях, примерно (по археологическим данным) отвечающих интервалу 1200–2500 лет назад. Детальное сравнение этой диаграммы со спектрами из разреза стоянки Пашино затруднено тем, что стоянка Улан-Хада расположена в 750 км юго-восточнее с. Пашино и в несколько иной ландшафтно-растительной обстановке. В данном случае важно то, что там в близких по возрасту слоях следы весьма резкого похолодания отмечаются очень ярко.

Положение стоянки Пашино в долине Ангары, особенности рельефа в районе этой стоянки и строение ее разреза (в частности, отсутствие следов заболиченности), – все это не позволяет искать причину своеобразия спорово-пыльцевых спектров в чисто местных условиях. Вслед за Н.В. Кинд [1974] мы полагаем, "...что характер и направленность климатических изменений наиболее точно можно уловить в областях с устойчивым показателем континентальности климата и его постоянстве вплоть до современности" [с. 230]. И если для установления существенных потеплений в этом отношении наиболее благоприятны районы Крайнего Севера Сибири, то следы голоценовых похолоданий, видимо, могли более четко отразиться на юге Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977.
- Боярская Т.Д. К вопросу о развитии растительности бассейна Ангары в четвертичный период (по результатам спорово-пыльцевого анализа). – В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.

- Витковский Ю.В. Следы каменного века в долине р. Ангара. - Изв. Вост.-Сиб. отд-ния РГО, 1889, 20, № 1.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976.
- Зубаков В.А., Кинд Н.В. Поздний плейстоцен и голоцен [Приенисейской Сибири]. - В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.
- Красавина Л.К. Интересные находки ископаемых харовых водорослей из Восточной Сибири. - Ботан. журн., 1978, 63, № 2.
- Лаухин С.А., Алексеев В.А. и др. Находка унионид в верхнечетвертичных отложениях Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1.
- Лаухин С.А., Фирсов Л.В. и др. Новые данные по абсолютной хронологии последнего межледникового и конца послеледникового во внеледниковой зоне Средней Сибири (по данным C^{14}). - Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6.
- Лаухин С.А., Метельцева Е.П. Об иркинеевских межледниковых отложениях с ископаемой флорой в Северном Приангарье. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1973, № 40.
- Лаухин С.А., Правдин Л.Ф., Оленева Т.И. Ель сибирская в Восточной Сибири за последние 40 тыс. лет. - Лесоведение, 1973, № 6.
- Левковская Г.М. Палеогеографические рубежи голоцена Арктики. - В кн.: Палинология СССР. М.: Наука, 1976.
- Пермяков А.И., Лаухин С.А. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры Северного Приангарья. - Вестн. МГУ. Сер. биология, 1972, № 5.
- Рюмин А.К. Новые данные о Чадобецкой неолитической стоянке на р. Ангаре. - Сов. археология, 1951, № 15.
- Сизиков А.М., Савельев Н.А., Филимонова Л.А. Геология и возраст рыхлых отложений многослойного археологического памятника в бухте Улан-Хада. - В кн.: Древняя история народов юга Восточной Сибири. Иркутск, 1975, вып. 3.
- Фениксова В.В., Лаухин С.А., Садикова М.Б. Четвертичные отложения долины Енисея между устьями рек Ангара и Каса. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 3.
- Nichols H. The Late Quarternary history of vegetation and climate at Porcupine Mountain and Cleanwater bog, Manitoba. - Arct. and Alpine Res., 1969, v. 1, N 3.

УДК 551.79+550.93

И.Л. Шофман

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Позднеантропогеновые образования северо-востока Сибирской платформы представлены аллювиальными, озерными и покровными фациями, наиболее полно изученными в речных долинах. В истории формирования долин рассматриваемого региона выделяются три крупных этапа [Колпаков и др., 1976]. Первый этап прерывистого

Список радиоуглеродных дат органических остатков из позднеледниковых осадков северо-востока Сибирской платформы

№ пробы на карте	C14-дата и ее лабораторный номер	№ пробы на карте	C14-дата и ее лабораторный номер
	р. Марха		
1	Современный (ГИН-903)	19	42000±1500 (ГИН-891)
2	Современный (ГИН-911)	20	48700 (ГИН-1102)*
3	3320±170 (ГИН-901)	21	38400±800 (ГИН-1104)
4	3600±130 (ГИН-902)	22	50000 (ГИН-892)
5	3600±200 (ГИН-900)	23	
6	10400±200 (ГИН-912)	24	р. Молодо
7	11540±140 (ГИН-899)	25	3200±100 (ГИН-1424)
8	12700±150 (ГИН-897)	26	4800±80 (ГИН-1428)
9	39000±40000 (ГИН 906)	27	5230±70 (ГИН-1425)
10	43100±1800 (ГИН-896)	28	4590±50 (ГИН-1432б)
11	50000±2000 (ГИН-893)	29	4950±50 (ГИН-1432а)
		30	8390±40 (ГИН-1426)
	р. Вилюй	31	8160±20 (ГИН-1435)
12	20300±5000 (ГИН-904)	32	8490±70 (ГИН-1431)
13	38500±1000 (ГИН-1100)	33	8600±90 (ГИН-1430)
14	40900±1000 (ГИН-1101)	34	27100±200 (ГИН-1433)
15	42000±1500 (ГИН-1106)	35	36100±200 (ГИН-1427)
16	44000±1600 (ГИН-1105)	36	40600±1900 (ГИН-1429)
17	36000 (ГИН-890)		39000±2000 (ГИН-1435)
18	37600±800 (ГИН-1103)		21260±310 (ЛУ-786)

Примечание. Звездочкой отмечены даты, вызывающие сомнение.

врезания охватывает нижний и начало среднего плейстоцена. Со второй половиной среднего и началом верхнего плейстоцена (самаровское оледенение – казанцевское межледниковье) связано накопление мощной песчаной толщи озерно-аллювиального генезиса, под которой были погребены сформированные ранее долины. В последующий этап врезания были образованы современные долины с комплексом низких террас, в аллювии которых обнаружена верхнеплейстоценовая (мамонтовая) фауна. В последние годы произведено радиоуглеродное датирование охарактеризованных палинологически отложений пойм и низких надпойменных террас р. р. Марха, Вилюй, Молодо и Лена, а также покровных суглинков, залегающих в кровле озерно-аллювиальной песчаной толщи средне-верхнеплейстоценового возраста. Пробы на определение абсолютного возраста по р. р. Марха и Молодо отобраны автором, по р. Вилюй – автором совместно с В.В. Колпаковым. C14-даты получены в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР, спорово-пыльцевые анализы выполнены М.М. Пахомовым. К настоящему времени получено 36 C14-дат (таблица). Оценка их достоверности проводилась путем сравнения друг с другом серии дат из единого разреза, а также сопоставлением радиологических, палеонтологических и литологических материалов

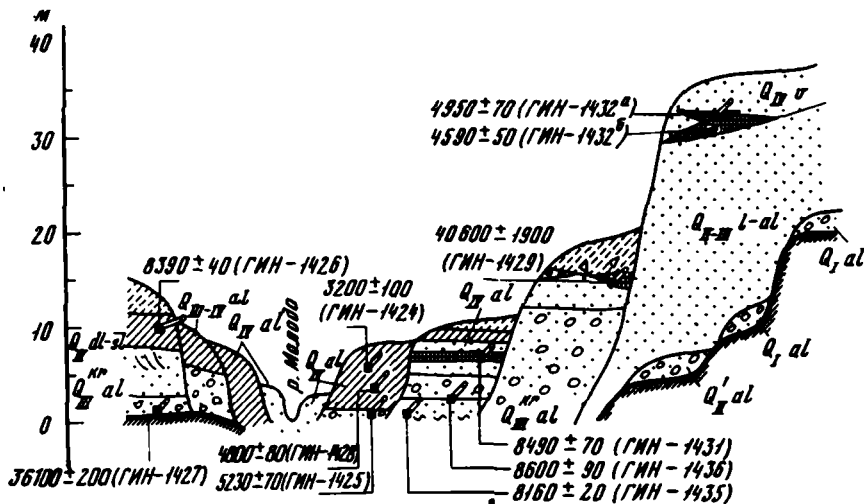
с климатостратиграфической и геохронологической шкалой, разработанной для соседних районов Приенисейской Сибири и Приверхоянья [Кинд, 1974]. При этом оказалось, что 31 из 36 дат удовлетворительно согласуются с данными, полученными другими методами. Новые материалы по геохронологии позволяют уточнить и существенно детализировать стратиграфию верхнеплейстоценовых осадков северо-востока Сибирской платформы, установить время климатических изменений в позднем антропогене, провести корреляцию изученных осадков с аналогичными образованиями сопредельных регионов.

Наиболее древние C^{14} -даты относятся к аллювию 18–24-метровых надпойменных террас. Для этих отложений получено десять дат в интервале от $36\,100 \pm 200$ (ГИН-1427) до $50\,000 \pm 2000$ (ГИН-892) лет назад, что позволяет сопоставлять время накопления этих осадков с каргинским межледниковьем (рис. 1 и 2). Этот вывод отличается от существующего представления о казанцевском возрасте этой террасы в долинах рек северо-востока Сибирской платформы [Гитерман, 1963].

Для аллювия более низких надпойменных террас (высота 10–15 м) получено шесть C^{14} -дат в интервале 8160 ± 20 (ГИН-1435) – $12\,700 \pm 150$ (ГИН-897) лет назад. Исходя из этого возраст отложений определяется как сартанский – первая половина голоцена. Косвенным указанием на время, когда завершилось накопление аллювия, служит дата 3600 ± 200 лет назад (ГИН-900) для верхового торфяника, залегающего в кровле аллювия 11–12-метровой надпойменной террасы р. Марха.

Аллювий высоких пойм (высота 8–10 м) на основании шести определений в интервале 3200 ± 400 (ГИН-1424) – 5230 ± 70 (ГИН-1425) лет назад относится ко второй половине голоцена, также как и осадки низких пойм.

Пять C^{14} -дат в интервале $37\,600 \pm 80$ (ГИН-1103) – $42\,000 \pm 1500$ (ГИН-891) лет назад получены для торфяников, заключенных в толще покровных суглинков (см. рис. 1); последние перекрывают песчаные озерно-аллювиальные средне-верхнеплейстоценовые осадки. Полученные даты, также как и палинологические материалы, показывают, что эти торфяники формировались в оптимум каргинского межледниковья. Они имеют широкое региональное распространение, фиксируются в удаленных друг от друга разрезах, где охарактеризованы близкими по значениям датами. В полном соответствии с ними находится и запредельная дата более 50 000 лет назад (ГИН-892), полученная для торфяника, расположенного гипсометрически и стратиграфически ниже каргинских торфяных прослоев в опорном разрезе вблизи устья р. Чебыда по р. Вилюй (см. рис. 1Б). По сумме радиологических и палинологических материалов этот торфяник датируется как казанцевский [Пахомов и др., 1975]. В ряде разрезов, расположенных по правобережью р. Вилюй в районе сунтарской излучины, на серых озерно-аллювиальных песках средне-верхнеплейстоценового возраста на высоте 30–



Р и с. 2. Строение террас в долине р. Молодо
Условные обозначения см. рис. 1

50 м над урезом реки вскрываются палево-желтые горизонтально-слоистые пески, содержащие погребенные почвы и линзы торфа, нарушенные крютурбациями. Для заторфованной почвы из этого горизонта получена C^{14} -дата $38\,400 \pm 800$ лет назад (ГИН-1104). По-видимому, одновременно с накоплением каргинского аллювия на низкой (18–20 м) террасе, на более высоких гипсометрических уровнях происходило отложение озерных осадков, связанных с термокарстовыми котловинами. Еще более молодые C^{14} -даты: 4950 ± 50 (ГИН-1432а) и 4590 ± 50 (ГИН-1432б) лет назад получены для линзы торфяника, заключенной в перевесных песках, которые перекрывают средне-верхнеплейстоценовую озерно-аллювиальную толщу в бассейне р. Молодо (рис. 2).

Сопоставление C^{14} -дат и спорово-пыльцевых диаграмм изученных отложений позволяет уточнить сложную историю фито-климатических изменений позднего антропогена на северо-востоке Сибирской платформы. В разрезах 18-24-метровых надпойменных террас выделяются лесные и безлесные фазы, синхронные раннему и оптимальному (малохетскому) потеплениям, раннему и конощельскому (жиганскому) похолоданиям соседних районов Сибири [Кинд, 1974]. Последние в изученном районе фиксируются не только появлением безлесных ландшафтов, но и развитием криогенных текстур, мерзлотных деформаций, нарушивших сформированные ранее погребенные почвы и горизонты торфяников [Шофман и др., 1977]. Устанавливаются зональные различия палеоландшафтов, отвечающих оптимуму каргинского межледникового: по мере продвижения с юга на север уменьшается степень облесенности местности, в составе лесов сокращается участие ели.

Не менее отчетливо выделяются по комплексу радиологических и палинологических данных, полученных при изучении 10–15-метровых надпойменных террас, потепление и похолодание позднего саргана [Шофман и др., 1977]. Они, судя по C^{14} -датам, синхронны кокоревскому потеплению и норильской стадии оледенения Приенисейской Сибири [Кинд, 1974]. Ярко выделяется по резкому увеличению роли лесной растительности потепление начала голоцена, наступившее после $10\,400 \pm 200$ лет назад (ГИН-912). Эта дата относится к средней части отложений 11-метровой надпойменной террасы р. Марха [Шофман и др., 1977]. Последующее похолодание вызвало резкое сокращение лесов во время формирования 10-метровой террасы р. Молодо. Для нижней части разреза этой террасы получена C^{14} -дата 8100 ± 20 лет назад (ГИН-1435). Это похолодание можно сопоставить с пит-игаркинским холодным интервалом в голоцене Приенисейской Сибири. На побережье, где обнажаются ожелезненные галечники, слагающие указанную террасу в месте ее датирования, нами обнаружены скопления костных остатков, в том числе нижняя челюсть с двумя зубами хорошей сохранности мамонта позднего типа¹. В результате радиологического изучения зуба получена C^{14} -дата $21\,260 \pm 310$ лет назад (ЛГУ-786)². Наличие на поверхности костных остатков ржавого налета не оставляет сомнения в том, что они происходят из ожелезненного аллювия этой террасы, а значительное скопление костей и их хорошая сохранность позволяют предполагать, что они не претерпели длительного переноса и возможно переотложены из более древних горизонтов указанной террасы. Несколько неожиданные результаты получены при сопоставлении радиологических и палинологических материалов, относящихся к позднему голоцену пойменных осадков долины р. Марха. Получены C^{14} -даты в интервале 3320 ± 170 (ГИН-901) – 3600 ± 200 (ГИН-900) лет назад. Хорошо согласующиеся между собой определения подтверждают их достоверность (см. рис. 1Б). В это время в рассматриваемом районе широкое распространение получила еловая тайга [Шофман и др., 1977]. Появление такой растительности в приполярных районах Западной Якутии свидетельствует о климате сравнительно мягком и влажном, что плохо согласуется с выводами о наличии позднеголоценового похолодания, наступившего в соседних районах Сибири в интервале 4500 ± 100 – 3000 лет назад [Кинд, 1974]. Гораздо лучше сопоставляется рассматриваемая лесная фаза с данными о продвижении тайги в тундровые районы низовьев р. Индигирка, Аляски и Канады, наступившем 3600–2000 лет назад [Левковская, 1976].

¹ Определение Э.Г. Вангенгейм (ГИН АН СССР), 1975 г.

² C^{14} -дата (ЛГУ-786) получена по коллагену, очищенному от гуминовых кислот в Лаборатории абсолютного возраста ЛГУ в 1978 г. (Арсланов Х.А.).

Приведенные материалы позволяют сопоставить изученные осадки с одновозрастными им отложениями сопредельных районов. С первой половиной каргинского межледникового на северо-востоке Сибирской платформы связано формирование 18–25-метровых террас. В Приенисейской Сибири в это время происходило образование "каргинской террасы", а на Нижней Лене – накопление межморенных озерно-аллювиальных осадков большой мощности [Кинд, 1974]. Внутрикаргинскому холодному интервалу соответствует время аккумуляции верхней части аллювия 18–24-метровой террасы р. Марха. В это время, отвечающее конощельскому похолоданию, на Нижнем Енисее была сформирована пачка перигляциального аллювия, залегающая в верхней части разреза "каргинской" террасы. Возрастной аналог этих отложений в Приверхоянье – морена жиганской стадии последнего оледенения. С поздним сартаном – ранним голоценом связано формирование более низких (10–15 м) надпойменных террас на северо-востоке Сибирской платформы и в Приверхоянье.

При сопоставлении каргинских аллювиальных отложений левобережья Нижней Лены с близкой им по возрасту озерно-аллювиальной толщей, имеющей распространение по правобережью этой реки, обращает на себя внимание различие в их геоморфологическом и гипсометрическом положении. Так в долине р. Молодо, левого притока р. Лены, подошва каргинских осадков, слагающих 18–24-метровую аккумулятивную террасу, располагается на абсолютных отметках от 48 м (среднее течение) до 18 м (низовья). Между тем, межморенные озерно-аллювиальные отложения правобережья р. Лена, которые приурочены к верхней части разрезов 40–60-метровой террасовидной поверхности, залегают на высотах 60–120 м над уровнем моря. Подобное несоответствие возможно связано с явлениями изостазии, которая обусловила воздымание правобережья Нижней Лены. Как известно, указанная территория входит в Приверхоянскую ледниковую область, неоднократно подвергавшуюся оледенению в среднем и верхнем плейстоцене. Нельзя исключить в данном случае и возможного влияния неотектонического фактора, поскольку правобережье р. Лена непосредственно примыкает к активно воздымающейся новейшей структуре Верхоянья.

Многие из рассмотренных выше вопросов требуют дальнейшего изучения. Остается неясным, какие осадки на северо-востоке Сибирской платформы синхронны позднекаргинскому раннесартанскому времени, поскольку соответствующие даты в настоящее время отсутствуют. Можно лишь предполагать, что данному интервалу отвечают верхи разрезов 18–24-метровых террас и низы 10–15-метровых террас, или этому времени соответствует самостоятельная промежуточная терраса, как это имеет место в южных районах Сибири [Цейтлин, 1977]. Картирование такого уровня затруднено, так как он мало отличается по высоте от уровней смежных низких террас. Требуется дальнейшего изучения также вопрос о причине не-

соответствия в гипсометрическом положении подошвы каргинских отложений по правобережью и левобережью р. Лены и о предполагаемой его связи с процессами изостазии.

В заключение автор благодарит за консультации и полезные советы Н.В. Кинд и выражает признательность сотрудникам Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР С.Н. Виноградовой, Л.Д. Сулержицкому, В.С. Форовой, выполнивших C^{14} -определения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 78.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 257.
- Колпаков В.В., Шофман И.Л. Новые данные о строении долины р. Виллой. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1976, № 5.
- Левковская Г.М. Палеогеографические рубежи голоцена Арктики. - В кн.: Палинология СССР. М.: Наука, 1976.
- Пахомов М.М., Шофман И.Л., Прокопчук Б.И. Условия формирования антропогенных отложений чебединского разреза (нижнее течение р. Виллой). - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44.
- Шофман И.Л., Кинд Н.В., Пахомов М.М., Прокопчук Б.И., Виноградова С.Н., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. Новые данные о возрасте отложений низких террас в бассейне р. Виллой. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Цейтлин С.М. Позднеплейстоценовые террасы речных долин Южной Сибири (осадконакопление, хронологические рамки). - В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977, ч. 2.

УДК 551.89:550.93

В.В. Колпаков, А.П. Белова

РАДИОКАРБОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ В ЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВЕРХОЯНЫЯ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИИ

В Верхоянской ледниковой области известны морены самаровского, зырянского и сартанского оледенений. Основанием для выделения зырянской морены, каргинских межморенных отложений и отложений последнего оледенения, оставившего три, местами четыре, системы краевых образований, были радиоуглеродные даты [Кинд и др., 1971]. В бассейне правых притоков Лены, р.р. Ундюлонг, Бегиджян и Србопол, возраст межморенного аллювия определен в пределах $37\ 900 \pm 700$ [ГИН-343] - $33\ 600 \pm 700$ [Гин-339] лет назад, отложения первой (жиганской) стадии последнего оледенения оказались моложе $33\ 600 \pm 700$ лет и древнее $30\ 400 \pm 300$ [ГИН-224],

отложения последующих улахан-кюельской и местами проявленной сигенехской стадий, а также конечной морены сегемдинской стадии оказались моложе $29\,500 \pm 250$ [ГИН-345] и древнее $15\,800 \pm 60$ [ГИН-333] лет назад; возраст аллювия I надпойменной террасы, пересекающей все морены - 9260 ± 70 [ГИН-272] - 6200 ± 50 [ГИН-222] лет назад.

Развитие геологического картирования потребовало расширения сети радиуглеродных реперов на моренные поля Алданского и Восточного Приверхоянья. Эта работа, выполненная в течение ряда лет, начиная с 1969 г. [Кинд, Сулержикский и др., 1976, 1978], послужила основой для настоящей статьи.

Конечноморенные сооружения Алданского Приверхоянья, выраженные в рельефе, подобны сооружениям Ленского Приверхоянья. Они выделяются в бассейнах рек Тумара, Келе, Тукулан и Восточная Хандыга. Опробование здесь было проведено на р. Тумара. Ледник, выходявший из Тумаринского трога, растекался по предгорной равнине и оставил на ней три концентрически расположенные конечноморенные дуги. Отложения внешней, наиболее древней дуги темно-серые валунные суглинки мощностью 20 м обнажаются в 15 км от устья. Возраст морены здесь менее $43\,200 \pm 1100$ лет назад (ГИН-525). Такова дата из подстилающих морену лёссовидных суглинков, содержащих в верхних слоях обломки небольших деревьев. Дата ГИН-525 исключает предположение, что лёссовидные суглинки относятся к самаровскому горизонту, как их литологические аналоги на Ундолонге и Собополе, и подтверждает принцип, что все хорошо сохранившиеся конечные морены Верхоянья принадлежат последнему оледенению. Выше по течению на левом берегу Тумары внешняя дуга перекрыта криогенно-золыми отложениями, из которых по корешкам трав получена дата $28\,000 \pm 500$ лет назад [ГИН-533]. Крайние значения дат показывают, что наиболее древняя из трех конечных морен бассейна Тумары относится к жиганской стадии.

Между средней и малой конечноморенными дугами, которые можно относить к улахан-кюельской и сегемдинской стадиям, в 52 км от устья Тумары в разрезе берега небольшого правого притока сверху вниз выделяются субазральные отложения, водно-ледниковый галечник улахан-кюельской стадии, основная морена жиганской стадии - темно-серый валунный суглинок мощностью 3-15 м, водно-ледниковый галечник, предположительно зырянский, мощностью до 16 м, местами выклинивающийся, основная морена - буроватый валунный суглинок, предположительно самаровский, и цоколь - верхнемеловая моласса, переработанная в оранжевую кору выветривания с рыхлыми режущимися лопатой валунами и галькой. Высота цоколя 36 м. Темно-серая морена моложе даты $45\,500 \pm 1500$ лет назад. Таков возраст заключенного в ней крупного окатанного обломка древесины. Конечная морена сегемдинской стадии древние даты $10\,800 \pm 250$ лет назад (ГИН-529), которая получена внутри дуги из золых отложений, перекрывающих вод-

но-ледниковый галечник на левом берегу Тумары. В разрезе золотых отложений выделяется горизонт ветрогранников, над ним – песок мощностью 8 м с пнями деревьев и выше – пылеватые супеси, мощностью 4,5 м в обнажении, а в стороне – до 50 м. С¹⁴-дата (ГИН-529) показывает, что перигляциальные условия с несвоевременной современности активностью ветров продолжались здесь почти до голоцена. Возраст аллювия I террасы, вложенной в золотую толщу, по древесине 9200 ± 100 лет назад (ГИН-528), а высокой поймы – 2970 ± 40 лет назад (ГИН-527). На высокой пойме опробован пень, который захоронен под песком, нанесенным во время чрезвычайно высокого паводка и надстроившим пойму на ограниченном участке.

В Восточном Приверхоянье конечноморенные сооружения располагаются в долинах или в небольших тектонических впадинах на рр. Эльги, Адыча, Дулгалах, Бытантай, Хобол, Улахан-Саккырык и Бухурук. Они похожи на сооружения Западного Приверхоянья, но значительно уступают им в размерах. Хорошая сохранность прева-лирующих здесь трех систем моренных дуг позволила предполагать их принадлежность к последнему оледенению. Материал для определений удалось собрать фрагментарно на рр. Бухурук, Улахан-Саккырык и отчасти на Бытантай.

На р. Улахан-Саккырык в пределах внешней дуги и ее ядра опробован горизонт почвы с остатками древесины, погребенной под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, экспонированными на поверхность. Субстратом для почвы служит более древняя основная морена. В 7 км к ВCB от д. Батагай-Альта из почвы по древесине получена дата $44\,000 \pm 1500$ лет назад (ГИН-704), а западнее деревни дата $48\,800 \pm 2000$ лет назад (ГИН-705), на основании которых отложения внешней дуги отнесены к жиганской стадии, почва – к каргинскому горизонту, а подстилающая морена – к зырянскому оледенению. Две дуги, расположенные ближе к центру Верхоянья, могут быть отнесены к улахан-кюельской и сегемдинской стадиям. В оползне морены улахан-кюельской стадии по древесине получена дата $10\,300 \pm 50$ лет назад (ГИН-530). Полностью сохранившиеся стволы лиственных торчали из мерзлого грунта.

На р. Бухурук из прослая озерных супесей в разрезе водно-ледниковой террасы, вложенной в морену улахан-кюельской стадии, по обрывкам кустарника получена дата $11\,800 \pm 70$ лет назад (ГИН-709). Озеро существовало в холодной обстановке. В спорово-пыльцевом спектре его наносов преобладают споры и пыльца трав при 2–21% пыльцы карликовой березы и ольховника. В водно-ледниковую террасу вложена I надпойменная терраса с датами по древесине 8580 ± 50 (ГИН-708) и 8200 ± 80 (ГИН-707) лет назад. На Бухуруке, как и на Улахан-Саккырыке, хорошо выражены моренные дуги жиганской, улахан-кюельской и сегемдинской стадий.

На р. Бытантай представлены те же стадияльные моренные дуги. Все пробы здесь отобраны внутри дуги сегемдинской стадии. Воз-

раст аллювия I террасы охарактеризован датами 8600 ± 100 (ГИН-557), 7420 ± 90 (ГИН-549), 7270 ± 100 (ГИН-547), 5500 ± 50 (ГИН-548), 5330 ± 50 (ГИН-546) лет назад. Из склоновых отложений на ручье, врезавшемся в озерно-ледниковые ленточные суглинки, по древесине получена дата 2780 ± 90 лет назад (ГИН-559).

Из перигляциальных отложений датированию подверглись широко распространенные криогенно-золотые покровные отложения - комплекс из пыли, слабо переработанной почвенными процессами, и подземных льдов. На Тумаре, где покров криогенно-золотых отложений перекрывает морены жиганской и улахан-кюельской стадий, кроме уже указанной даты $28\,200 \pm 500$ лет назад, ближе к устью в 14 км от него по остаткам кустарника получена дата $18\,500 \pm 200$ лет назад (ГИН-535). На правом берегу Лены в 15 км ниже устья Алдана по детриту из подошвы криогенно-золотой толщи получена дата $38\,400 \pm 800$ лет назад (ГИН-545). На правом берегу р. Линда в 40 км ниже устья р. Ынаксыт возраст криогенно-золотых отложений по древесине $14\,500 \pm 250$ лет назад (ГИН-851). Наконец, в обнажении Чиримый-Хая на левом берегу Лены, в 50 км ниже устья р. Линда, получена самая молодая для таких отложений дата $10\,500 \pm 130$ лет назад (ГИН-852). Молодость льдистых супесей здесь согласуется с их залеганием на слое ветрогранников, по геологическим данным синхронном улахан-кюельской стадии сартанского оледенения.

К востоку от Верхоянья на р. Яна в 24-метровом обнажении Мус-Хая по корешкам кустарников получена дата $15\,500 \pm 50$ лет назад (ГИН-541) в 5 м и $38\,800 \pm 1600$ лет назад (ГИН-500) в 18 м от бровки. В следующем выше по реке 18-19-метровом уступе в 6 м от бровки получена дата $41\,300 \pm 1500$ лет назад (ГИН-538), а в 1 м выше $>37\,000$ лет назад (ГИН-538). В обнажении правого берега Яны в 51 км выше пос. Усть-Куйга возраст мелких древесных корней из криогенно-золотой толщи $14\,200 \pm 100$ лет назад (ГИН-537). На р. Омолей в 8 км выше устья р. Суордах на левом берегу криогенно-золотая толща подстилается залежью торфа древнее 48 000 лет назад (ГИН-710). В нескольких случаях возраст льдистых супесей и суглинков оказался моложе предполагаемого каргинско-сартанского и сартанского. На правом берегу р. Дулгалах древесные стволы и скопления растительного детрита с датами 5320 ± 100 (ГИН-701) и 4800 ± 60 (ГИН-849) лет назад заключены в мерзлую супесь. По-видимому, это - смерзшийся свал. На Омолее на правом берегу в 47 км и на левом в 5 км выше устья р. Арга-Юрях в подмоинах высотой 10 и 9 м возраст стволов, торчащих из льдистых суглинков и глин, 4870 ± 80 (ГИН-711) и 3600 ± 80 (ГИН-847) лет назад. По-видимому, здесь также размывается смерзшийся свал.

В Якутии встречаются погребенные безледные лёссовидные отложения. Их возраст на Яне в 55 км выше Усть-Куйги вместо предполагаемого среднеплейстоценового оказался $43\,500 \pm 1000$ лет

назад (ГИН-524). Безледные суглинки здесь подстилают криогенно-золую толщу и существенно отличаются от нее по облику, так же как и в бассейне Тумары. Сухие, несколько буроватые, суглинки в нижней по течению части обнажения Тимирдяк-Хая на Омолое оказались древнее 50 000 лет (ГИН-846). Опробован ствол одного из деревьев, погребенных в прижизненном положении.

Контрольное опробование бестяхской аллювиальной свиты в бассейне Лены подтвердило возраст более 48 000 лет на правом берегу Лены в 20 км выше устья р. Буотама, тоже (ГИН-848) на правом берегу р. Бегиджян в первом от устья обнажении надпойменного берега, а также (ГИН-477) на руч. Суордах, впадающем слева в р. Моторчуну в 1,5 км от ее устья, в первом снизу обнажении, возвышающемся над поймой. Здесь бестяхская свита лежит на низком цоколе и перекрыта криогенно-золотой толщей. Такой же результат показал опробование аллювия р. Дулгалах (ГИН-698), залегающего в условиях, аналогичных ленским.

Большое расхождение с предполагаемым мессовско-казанцевским возрастом получено при опробовании песчаных террас. Так на р. Дулгалах в 18-метровой террасе с 6-метровым цоколем возраст деревьев, заключенных в песке в 3 и 1,5 м от поверхности, — 8730 ± 50 (ГИН-700) и 4920 ± 100 (ГИН-699) лет назад. Пробы взяты в 38 км от устья. Молодость верхних песчаных слоев, видимо, объясняется вторичным золотым происхождением песка, который трудно отличить от озерно-аллювиального песка. На р. Линда в 25 км ниже устья р. Ынахсыт, в подмоине песчаной равнины высотой 12 м, на глубине 7,5 м обнажился торф с остатками деревьев. Их возраст 4280 ± 240 лет назад (ГИН-850). Край песчаной равнины здесь значительно выше поймы и отложения ее никак не сопоставимы с аллювием поймы, для которого характерны близкие даты. На р. Алдан в верхней по течению части Тандинского обнажения возраст древесины с низа толщи горизонтальнослоистых песков и супесей, перекрывающих аллювиальные желтые досамаровские пески, определен как $47\,600 \pm 1600$ лет назад (ГИН-845), т.е. значительно моложе предполагаемого мессовско-казанцевского.

Опробование озерных и озерно-болотных отложений, сформировавшихся при термокарстовой переработке верхнеплейстоценовых льдистых толщ, показало возраст 9800 ± 100 лет назад (ГИН-706) на левом берегу Омолоя в 19 км ниже устья р. Бухурук, 6670 ± 40 (ГИН-536) и 3370 ± 200 (ГИН-532) на р. Тумара, 4890 ± 50 (ГИН-554) и 4500 ± 40 лет назад (ГИН-553) на Яне. Для отложений I террасы внеледниковой области по древесине определен следующий возраст: на р. Дулгалах 9460 ± 400 (ГИН-854) — 8340 ± 80 (ГИН-853) лет назад, на Яне ниже пос. Усть-Куйга 550 ± 30 лет назад (ГИН-655). Но в последнем случае, по-видимому, датирован образец из высокой поймы, надстроенной береговым валом, который возник при наводнении.

Возраст поймы определяется на р. Бытантай в районе устья р. Улахан-Саккырык - 3340 ± 30 лет назад (ГИН-550) и против устья р. Харыя - 5570 ± 30 (ГИН-552), 3060 ± 70 (ГИН-551) лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

- Кинд Н.В., Колпаков В.В., Сулержицкий Л.Д. О возрасте оледенений Верхоялья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л., Форова В.С. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение VIII. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 45.
Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.Н., Рябинин А.Л., Форова В.С. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение IX. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.

УДК 551.79(550:93)

В.В. Костюкович

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ АЛАСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Аласные отложения и аласный рельеф, характерные для области современного распространения многолетнемерзлых пород (современной криолитозоны), хорошо известны исследователям мерзлой зоны. Их изучение до настоящего времени ограничивалось, главным образом, рассмотрением морфологических особенностей аласных форм рельефа, тех или иных свойств аласных отложений и различных мерзлотных процессов, сопровождающих и обуславливающих развитие аласных форм рельефа. Такое изучение неразрывно связано с рассмотрением особенностей и условий формирования толщ многолетнемерзлых отложений в различных регионах современной криолитозоны. Естественно, что исследования аласных форм помогают лучше раскрыть многие закономерности, связанные с формированием многолетнемерзлых пород в природе. Важное значение при исследовании аласных форм имеет изучение истории развития и формирования аласных отложений. Их изучение может проводиться на основе комплексных мерзлотно-геологических исследований. Важные результаты могут быть достигнуты с использованием методов абсолютной геохронологии.

Датирование аласных отложений встречается с определенными трудностями. В настоящее время делаются только первые попытки приступить к изучению их абсолютного возраста. Для этой цели может быть использован один из методов абсолютной геохронологии - C^{14} -метод.

В данной статье сделана попытка теоретически обосновать использование радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста для изучения аласных отложений. Представлены первые результаты комплексных геохронологических исследований аласных отложений отдельных районов Центральной Якутии.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ АЛАСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аласные отложения и аласный рельеф изучаются уже на протяжении нескольких десятков лет. Однако до сих пор получено все еще мало данных, которые могли бы характеризовать их абсолютный возраст, и не существует метода, который позволил бы рассмотреть развитие во времени аласного рельефа и аласных отложений (образований весьма динамичных по геологическим понятиям).

Основная особенность аласных отложений – генетическая связь с отложениями поверхности аллювиальной равнины, на которой произошло их образование.

Другая важная особенность аласных отложений та, что при достаточно большом разнообразии природных процессов, которые принимают участие в их образовании, может быть выделена преобладающая роль одного из них – термокарста.

Выделение основных причин для развития термокарста было проведено путем обобщения большого фактического материала С.П. Качуриным [1972].

При изучении истории формирования и абсолютной геохронологии аласных отложений могут быть, очевидно, выделены основные особенности в формировании аласного рельефа, а также установлены общие закономерности в развитии термокарста. Объясняется это во многом тем, что аласные отложения распространены в современной криолитозоне достаточно широко, образуются на различных геоморфологических элементах рельефа, а развитие их происходит в существенно неодинаковых физико-географических условиях.

Имеется большое количество литературных данных [Катасонов, 1960; Романовский, 1961; Соловьев, 1959; Труш, Нистратова, 1974] об особенностях развития аласов и аласных отложений в различных регионах современной криолитозоны. Аласные отложения выделяются рядом исследователей [Катасонов, 1954; Шило, 1964] в самостоятельный генетический тип отложений.

Определения абсолютного возраста аласных отложений позволяют получить ответ на вопрос о том, как протекают термокарстовые процессы во времени, а также помочь в выделении главных причин, которые приводят к их проявлению. Тем не менее, в литературе практически нет данных, которые характеризовали бы, например, возраст аласных отложений в регионах с существенно неодинаковыми условиями их формирования.

Возраст аласных отложений сильно меняется в зависимости от стадий развития аласного рельефа и гипсометрического уровня поверхности равнины, на которой происходит их формирование. Поэтому имеются значительные трудности при попытках охарактеризовать возраст аласных отложений в каждом конкретном случае.

Для того, чтобы правильно определить возраст аласных отложений необходимо рассматривать отдельно связанные между собой особенности формирования аласных отложений, развития термокарста и аласного рельефа.

Определение возраста аласных отложений может показать, что имеется строгая зависимость между развитием термокарста, образованием просадочных форм и формированием аласного рельефа.

Изучение истории формирования и абсолютной геохронологии аласных отложений позволит правильно раскрыть основные закономерности их проявления в природе. Это может правильно объяснить особенности формирования многолетнемерзлых толщ.

Возраст современных аласных образований сравнительно молодой. Мнения большинства исследователей сходятся на том, что он не превышает верхнеплейстоценовый. Однако строгого геохронологического доказательства этому еще не получено.

Большинство исследователей [Кацурин, 1972; Романовский, 1961; Соловьев, 1959; Уваркин, Шаманова, 1973] считают также, что наиболее широкое развитие термокарстовый процесс получил в период климатического оптимума голоцена. Это также еще не доказано. Ответ на этот вопрос, возможно, будет получен при всестороннем изучении аласных отложений различными методами. Абсолютное датирование аласных отложений — одна из важнейших задач мерзлотоведения.

При изучении возраста аласных отложений имеются трудности, которые не могут быть объяснены только спецификой их образования. Эти трудности возникают и при выборе методов возрастного расчленения аласных отложений. Так, например, встречаемая в аласных отложениях фауна млекопитающих, чаще всего переотложена из отложений аллювиальной равнины. Переотложенную фауну бывает очень трудно отличить от захороненной на месте гибели животного. Поэтому проводить датировку аласных отложений, опираясь на фауну млекопитающих, вряд ли возможно.

Выбор радиоуглеродного метода для геохронологического изучения аласных отложений может быть сделан, исходя из изложенных ниже соображений.

Во-первых, возраст встречаемых ныне аласных отложений, как следует из геологических данных большинства исследователей, скорее всего не превышает верхнечетвертичный. Возрастные пределы радиоуглеродного метода, соответственно, перекрывают данный отрезок геологического времени.

Во-вторых, в аласных отложениях часто встречаются органические остатки, в том числе и древесина. При достаточном ко-

личестве такого материала в разрезе аласных отложений, по ним можно выполнить абсолютную датировку C^{14} -методом.

В-третьих, наиболее широкое распространение аласные отложения получили на аккумулятивных равнинах, имеющих средне- и верхнечетвертичный возраст. Следовательно, возраст ведущих элементов аласного рельефа (межаласья) также, скорее всего, незначительно превышает верхнечетвертичный.

Учитывая это, а также особенности связанные с формированием аласных отложений, можно было полагать, что метод C^{14} - наиболее подходящий для изучения их абсолютного возраста.

C^{14} -ДАТИРОВАНИЕ АЛАСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ РАВНИНЫ

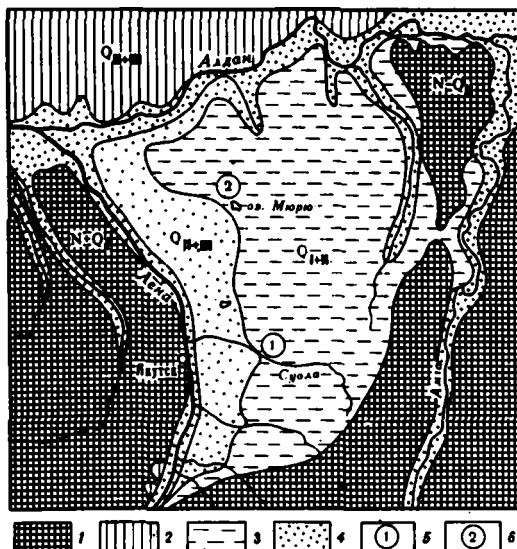
К настоящему времени нами получено [Костюкевич и др., 1974, 1977] много C^{14} -дат аласных отложений. Радиоуглеродные даты получены, главным образом, для северных районов Приморской низменности Якутии (и прилежащих островов) и междуречья Лены и Амги в Центральной Якутии. Комплексные геохронологические исследования на междуречье Лены и Амги были выполнены сотрудниками нескольких лабораторий Института мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР в полевые сезоны 1974-1975 гг. На схеме обозначены районы исследований, целью которых было всестороннее изучение отложений, слагающих днища аласных котловин, разных стадий развития. Комплексный подход к изучению аласных отложений достигнут применением геоморфологических, криолитологических, палинологических, минералого-петрографических, геохронологических и других методов исследования. Результаты были обобщены.

Материал на C^{14} -анализ отбирали из буровых скважин, профиль которых проходил через участки межаласья и днища наиболее древних аласных котловин исследуемых регионов, а также в естественных обнажениях, шурфах.

Ведущие геоморфологические позиции района исследований среднего течения р. Суола следующие: пойма, древняя надпойма и аласные котловины (аласы), приуроченные к поверхности древней надпоймы.

Уровень древней надпойменной поверхности р. Суола, как показывают геологические данные, мог образоваться во второй половине верхнего плейстоцена, в результате частичной деградации толщ многолетнемерзлых отложений, соответствующей абалахскому уровню [Иванов, 1973].

Аласные отложения этого района вложены в отложения древней поверхности надпоймы р. Суола и могут быть, следовательно, условно отнесены к абалахской поверхности аллювиальной равнины. Важные данные для характеристики возраста аласных отложений этого региона получены для зрелой аласной котловины Хара-Булгун-



Обзорная геоморфологическая схема района исследований (составлена Ивановым М.С.)

1 - денудационная равнина; 2 - аккумулятивная ледниково-флювиогляциальная равнина; 3 - аккумулятивная пологоводно-озерная равнина; 4 - аккумулятивная аллювиальная равнина

Цифры в кружках на схеме - районы работ: 1 - 1974 г.; 2 - 1975 г.

ных. C^{14} -даты - 8650 ± 200 лет назад (Им-262), $N=2 \div 5$ м, 9120 ± 200 лет назад (Им-263), $N=3 \div 6$ м - определенные для образцов, отобранных в опорных скважинах, показывают, что возраст аласных отложений, сформировавшихся в средней части зрелой аласной котловины данного уровня, очевидно, не моложе этих величин. Общая мощность аласных отложений в зрелых аласных котловинах Эбэ, Хара-Булгуннях, Атта-Бютей не превышает при этом 8-9 м. Следовательно, возраст аласных отложений района средней Суолы может быть определен как несколько более старый, чем голоценовый. Получено еще несколько датировок, которые не выходят за эти пределы.

По морфологии и размерам в исследованном районе можно выделять молодые и древние аласные котловины. Получено несколько C^{14} -дат для просадочных отложений молодых аласных котловин типа "доедя". Отложения отдельных молодых котловин имеют чисто термокарстовое происхождение, т.е. являются термоделяписивными [Иванов, 1972]. Образцы древесины, отобранные с глубины $5 \div 2$ м в шурфах, которые были пройдены на днище нескольких аласных котловин типа доедя, показали возраст 600-700 лет: 715 ± 140 лет назад (Им-248), 600 ± 150 лет назад (Им-260).

Радиоуглеродные определения абсолютного возраста, полученных

Лабораторный номер образца	Время отбора проб	Район исследований в Центральной Якутии
Им-260	Август 1974 г.	Мегино-Кангаласский (Хоробутская луго-мелиоративная система)
Им-261	То же	Там же
Им-262	"	"
Им-263	"	"
Им-355	"	"
Им-354	"	"
Им-360	Август 1975 г.	Усть-Алданский (оз. Сырдах)
Им-362	То же	Усть-Алданский (аласная котловина Мюрю)
Им-363	"	Там же
Им-370	"	"
Им-371	"	"

Этим возрастом, очевидно, можно определять время заложения молодых аласных котловин в этом районе.

К сожалению, нами не получено радиоуглеродных дат, которые могли бы характеризовать возраст древней надпойменной террасы р. Суола. Тем не менее, по имеющимся радиоуглеродным датам достаточно хорошо прослеживается хронология образования про-сачочных форм района средней Суолы.

Вторым районом исследования явилась аласная котловина Мюрю (ее юго-восточная часть), которая расположена в северной части Лено-Амгинского междуречья. Приурочена аласная котловина Мюрю к тунгюлонской псевдотеррасе [Соловьев, 1959].

Для аласного рельефа этой части котловины Мюрю характерны: плоские низменные участки, окаймляющие озера - "пойма озер"; приподнятые над озером на 2-3 м останцовые поверхности острова; глубоко вдающиеся в озеро полуострова; гривы, вытянутые в основном с юга на север; присклоновые участки, по уровню занимающие промежуточное положение между озерной "поймой" и останцовыми поверхностями.

Профили буровых скважин позволили охарактеризовать аласные отложения, соответствующие этим элементам рельефа. Первым

Геоморфологическая поверхность	Глубина залегания от поверхности, м	Абсолютный возраст, лет назад
Древняя надпойменная поверхность р. Суола (аласные отложения)	Днище термокарстовой котловины "дюеда"	600±150
То же	1,05-1,35	4470±200
"	5-6	8650±200
"	2-6	9120±200
Тюнгюльонская терраса (современная почва)	0-10	1400±100
То же	1,10	4600±300
Тюнгюльонская поверхность (участок межаласья)	3,50	19600±500
Тюнгюльонская поверхность (аласная котловина)	5,00	3910±100
То же	5,00	4725±190
"	2,50-3,00	1350±150
"	4,00	2900±200

двум соответствуют в основном озерные отложения. В аласных отложениях котловины отчетливо выделяются фации, которые соответствуют различным условиям формирования и промерзания осадка. Общая мощность аласных отложений здесь значительно больше, чем в котловинах среднего течения р. Суола.

Получены C^{14} -даты, которые могут характеризовать возраст аласных отложений, соответствующих присклоновым участкам котловины, они также сравнительно молодые.

Возраст тюнгюльонской поверхности исследованного района может характеризовать C^{14} -дата 19 600±600 лет назад (Им-360). На радиоуглеродный анализ в этом образце отобраны нитевидные корешки трав с глубины 3,5 м от поверхности в естественном обнажении берегового обрыва термокарстового оз. Сырдах (сборы Катасонова Е.М.).

В таблице сведены результаты выполненных определений абсолютного возраста для аласных отложений и ведущего элемента аласного рельефа двух исследованных районов Лено-Амгинского междуречья.

В аласных отложениях районов исследований распространены камешки, нитевидные корешки трав, растительный детрит. Однако

эти материалы также встречаются в небольшом количестве и плохой сохранности. Поэтому, чтобы набрать необходимое количество органического материала на анализ, приходится бурить в одном месте несколько скважин. Особенно мало органических остатков в основании отложений аласного комплекса. Вследствие этого предельный возраст отдельной аласной котловины бывает невозможно определить. Вполне понятно, что и полученные нами радиоуглеродные даты страдают как раз таким недостатком.

При определении абсолютного возраста аласных отложений применялись сцинтилляционные счетчики природного радиоуглерода с возрастными пределами 35 200 и 46 200 лет назад.

Радиоуглеродные анализы выполнены по методике, описанной нами ранее [Костюкевич и др., 1974].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате проведения комплексных геохронологических исследований аласных отложений выполнено радиоуглеродное датирование для двух сопредельных районов Центральной Якутии. Комплексность изучения подобных отложений достигалась применением ряда методов, используемых в мерзлотно-геологических исследованиях и методов абсолютного датирования. Такие широкие исследования аласных отложений проведены впервые.

Получены радиоуглеродные датировки, которые могут характеризовать возраст аласных отложений и элементов аласного рельефа Центрально-Якутской низменности.

Абсолютные датировки по аласным отложениям не превышают 10 000 лет. Виды этих отложений в исследуемых районах оказались геокриологически не изучены. Это позволяет считать, что возраст аласных отложений в этом регионе старше.

Автор выражает признательность Е.М. Катасонову, под научным руководством которого проводились данные исследования. Приношу также благодарность своим коллегам, принимавшим участие в полевых работах и выполнении лабораторных радиоуглеродных анализов.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов М.С. Типы и фации аласных отложений Центральной Якутии. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
- Иванов М.С. Геокриологическая характеристика территории Хоробутской луго-мелиоративной системы в Центральной Якутии. - В кн.: Вопросы географии Якутии. Я.: Гидрометеиздат, 1973, вып. 6.
- Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений Янской приморской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1954.

- Катасонов Е.М. Об аласных отложениях Янской приморской низменности. - В кн.: Геология и геофизика. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1960, № 2.
- Качурин С.П. Термокарст на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1972.
- Костюкевич В.В., Дегтярева Г.П., Иванов И.Е. Радиоуглеродные данные Лаборатории Института мерзотоведения СО АН СССР. Сообщение II. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42.
- Костюкевич В.В., Иванов И.Е., Нестеренко С.А. Радиоуглеродные данные Лаборатории Института мерзотоведения СО АН СССР. Сообщение III. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Романовский Н.Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островов. - В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961, вып. 2.
- Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Труш Н.И., Нистратова Т.А. Состав и свойства аласных отложений Яно-Индигирского междуречья. - В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Шило Н.А. К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии. - В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. (Тр. Сев.-Вост. н-и. ин-та СО АН СССР, вып. 11).
- Уваркин Ю.Т., Шаманова И.И. Основные закономерности термокарста в Западной Сибири. - В кн.: II Международная конференция по мерзотоведению. Якутск, 1973, вып. 2.

УДК 551.89+550.93

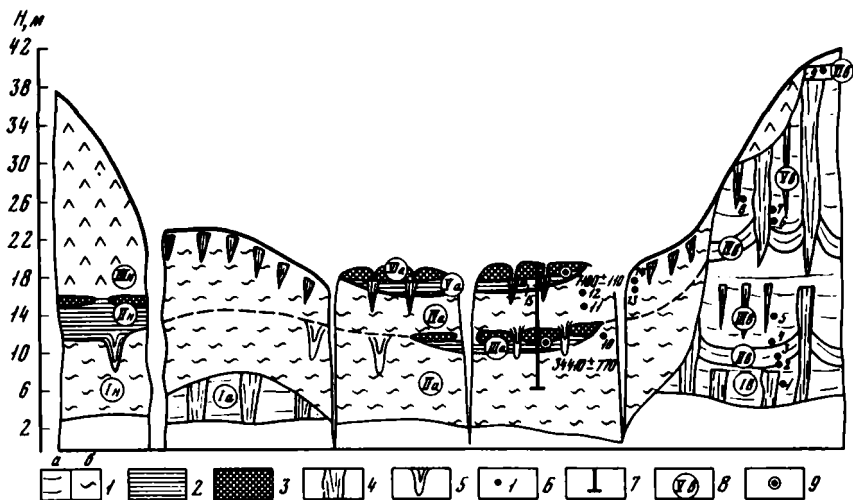
Т.Н. Каплина, О.В. Лахтина, Н.О. Рыбакова

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТА И МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ, КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (на примере разреза Станчиновский Яр на р. М. Анюй)

Реконструкция развития ландшафтов и мерзлых толщ Северной Якутии в позднем плейстоцене и голоцене до последнего времени базируется на малом количестве радиоуглеродных данных и ограниченном числе детально изученных опорных разрезов. В связи с этим представляют интерес материалы, полученные авторами по известному разрезу Станчиновский Яр на р. М. Анюй¹.

Обнажение Станчиновский Яр расположено по правому берегу р. М. Анюй ниже пос. Анюйск и имеет протяженность вдоль реки более 2 км. Оно неоднократно освещалось в литературе [Бискз,

¹ Полевые материалы собраны в ходе работ Колымской экспедиции ПНИИИС Госстроя СССР в 1974 г. В работах участвовали В.А. Абрашов и В.И. Паньшин.



Р и с. 1. Схема строения разреза Станчиковский Яр

1 - алевриты: а - ледового комплекса, б - таберальные; 2 - суглинки озерные; 3 - торф; 4 - ледяные жилы; 5 - псевдоморфозы по ледяным жилам; 6 - точки отбора образцов для гранулометрического анализа; 7 - место отбора образцов на спорово-пыльцевой анализ; 8 - индексы пачек, описанных в тексте; 9 - точки отбора образцов для радиоуглеродного датирования

1957; Константинова, 1965; Шер, 1971; Кузнецова, 1978а,б]. Первые радиоуглеродные датировки по разрезу получены М.Н. Алексеевым [Алексеев и др., 1974]. Тем не менее, названный разрез отличается столь сложным строением и столь богатыми возможностями для палеогеографических и палеогеокриологических реконструкций, что упомянутыми публикациями эти возможности далеко не исчерпаны.

В обнажении вскрываются разрезы двух останцов водораздельной равнины (едомы) и расположенного между ними обширного аласа. На бечевнике по всему яру (включая едомные холмы и алас), а также местами в толще пород, собрано много костных остатков млекопитающих. А.В. Шер [1971] установил, что эти остатки относятся к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу и позволяют датировать осадки яра поздним плейстоценом. Изучение собранной нами обширной коллекции (около 100 костей), по заключению А.В.Шера, подтвердило позднеплейстоценовый возраст толщ.

Разрезы верхнего и нижнего по течению едомных холмов существенно различаются.

Верхний по течению едомный холм весь сложен "ледовым комплексом", т.е. алевритами, включающими полигональные системы ледяных жил. Гранулометрический состав пород испытывает по разрезу незначительные изменения (рис. 1, табл.,

№ образца*	Содержание частиц, %; диаметр, мм							
	1- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,002	<0,002
1	0,1	0,2	0,3	17,4	58,2	11,2	5,5	7,1
2				10,9	58,4	13,3	7,5	9,9
3	1,8	0,1	0,1	21,0	64,0	7,0	4,0	2,0
4			0,1	14,0	68,0	8,4	6,6	2,9
5			0,1	21,6	55,6	9,6	7,6	5,5
6			0,1	31,2	40,0	13,2	9,0	6,5
7				10,6	60,5	9,2	9,0	10,7
8			0,2	15,2	55,5	13,1	7,8	8,2
9				28,0	36,6	10,9	10,5	14,1
10				39,0	43,1	2,9	9,4	5,6
11				33,1	42,5	11,1	6,9	6,4
12			0,1	6,3	75,0	12,0	4,8	1,8
13				12,2	61,0	11,2	10,1	5,5
14			0,4	12,3	73,4	7,6	3,8	2,5
15				6,4	40,7	20,3	17,4	15,2

* Размещение образцов по разрезу показано на рис. 1.

обр. 1-9). Во всех отобранных образцах резко преобладает пылеватая фракция. Тем не менее, разрез нельзя назвать монотонным: снизу вверх друг друга сменяют различные по криогенному строению пачки пород (см. рис. 1, Iв - VIв)².

Различия в криогенном строении позволяют выделить породы двух типов. Первый - серо-коричневые алевроиты с микрошлировыми линзовидными криотекстурами, образующими в разрезе ритмично повторяющиеся сгущения. В породах прослеживается слоистость, большей частью горизонтальная, образованная цветовыми различиями (гумусированностью) слоев, однако местами, особенно в нижней части разреза, встречаются косые серии слоев. К первому типу относятся пачки Iв, IIIв и Vв. Системы ледяных жил в названных пачках различны - в пачках Iв и Vв это крупные жилы шириной до 3-4 м с расстояниями между ними 6-8 м, в пачке IIIв - небольшие жилы шириной 0,5-1 м, образующие полигоны размером 3-5 м. Слои вмещающих пород у контактов с ледяными жилами не изгибаются вверх или изгибаются очень слабо.

Второй тип пород, к которому принадлежат пачки IIв, IVв и VIв, представлен сизовато-серыми алевроитами, отличающимися чрезвычайно высокой льдистостью. Породы имеют "поясковые" криотекстуры, в которых чередуются слои (пояски), образованные

² Здесь и далее буквенные индексы у номеров пачек означают их принадлежность к разрезам: "в" - верхнего едомного холма, "н" - нижнего едомного холма и "а" - аласа.

ледогрунтом, и слои с мелкосетчатой криотекстурой. Ледяные жи-
лы в пачках IIв и IVв имеют ширину до 2,5 м, причем слои вме-
щающих пород у контактов с ними чрезвычайно сильно загнуты
вверх. Особое положение в разрезе занимает пачка VIв, залегаю-
щая непосредственно под сезоннотальным слоем. Подобный слой
льdistых алевроитов перекрывает ледовый комплекс на территории
приморских низменностей Якутии повсеместно, срезаая головы ле-
дяных жил. Этот слой, по нашему мнению, возник в результате
возрастания, а затем уменьшения глубины протаивания. Его про-
мерзание снизу сопровождалось активным выделением льда в
связи с его высокой увлажненностью и, вероятно, медленным темпом
промерзания. Высокая степень сходства криогенного строения
пачки VIв (покровный слой) и лежащих ниже пачек IIв и IVв дает
основания для предположения о их аналогичном формировании.

Таким образом, в разрезе верхнего едомного холма просле-
живаются три ритма, каждый из которых состоит из малольдистой
и сильнольдистой пачек. Характерны перестройки систем ледяных
жил на границах пачек. Приведенные соображения позволяют пред-
полагать, что выделенные ритмы имеют климатостратиграфическое
значение.

В разрезе нижнего по течению едомного холма
выделяется три основных пачки осадков (см. рис. 1, Iн—IIIн).

Пачка Iн сложена плотными серыми алевроитами, в которых
местами прослеживается неясная горизонтальная слоистость. Крио-
текстуры алевроитов преимущественно массивные. Алевроиты имеют
облик таберальных осадков, т.е. протаявших и уплотненных осад-
ков ледового комплекса, впоследствии промерзших эпигенетически.

Пачку IIн образуют суглинки с четкой горизонтальной слоис-
тостью. Вверх по разрезу они обогащаются прослойками торфа, а
верх пачки сложен торфом мощностью до 1,5 м. Пачка представ-
ляет собой осадки озерного водоема, постепенно превратившегося
в болото. В озерных суглинках отмечается обилие макроостатков
деревьев и кустарников, причем особенно обильны остатки высоко-
ствольной березы. В.Р. Филин определил отсюда древесину кедро-
вого стланика [Шер, 1971].

В целом совокупность пачек Iн—IIIн образует завершенный цикл
термокарстовых (аласных) отложений — таберальные осадки вверх
по разрезу сменяются озерными, а еще выше болотными.

Верхняя часть разреза сложена ледовым комплексом (пачка IIIн).
Плохая обнаженность разреза во время наших исследований не
позволила изучить эту часть разреза в мерзлом состоянии; наличие
ледового комплекса здесь зафиксировано по присутствию байджа-
рахов в термоцирке. Несколько фрагментов разреза удалось изу-
чить Т.П. Кузнецовой [1978].

Разрез аласа имеет большую протяженность вдоль реки
и построен достаточно сложно. В основании разреза, в его средней
по течению части на протяжении около 200 м выходят породы ле-
дового комплекса (см. рис. 1, Ia). Литологически алевроиты, вме-

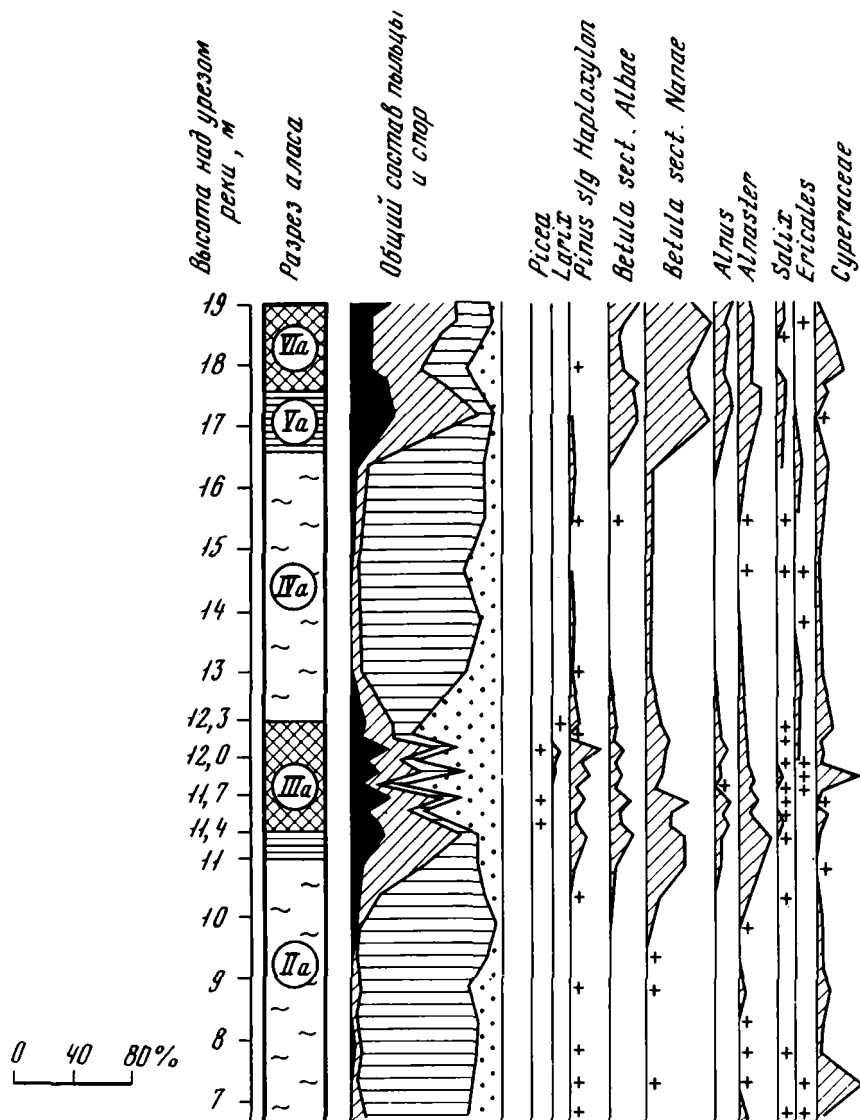
щающие крупные ледяные жилы, совершенно аналогичны породам пачки Iв в основании верхнего едомного холма. По всей видимости, пачка Ia является реликтом некогда сплошного слоя ледового комплекса, впоследствии протаявшего в результате термокараста.

Пачка IIa, занимающая значительную часть разреза аласа, сложена плотными серыми алевритами с массивными криотекстурами. Местами в пачке прослеживаются крупные псевдоморфозы по ледяным жилам. Мы рассматриваем пачку IIa как таберальные осадки, что находит подтверждение в ее спорово-пыльцевых спектрах (рис. 2, IIa).

В спектрах резко преобладает пыльца травянистых растений достаточно разнообразного состава (до 20 семейств). Преобладает пыльца злаков, полыней, маревых, гвоздичных, камнеломковых. Пыльца деревьев отсутствует, а кустарники представлены единичными зернами берез, ольховника, кедрового стланика. Количество спор относительно невелико, они представлены зелеными, сфагновыми и печеночными мхами при заметном участии плаунка сибирского. Состав спектров свидетельствует о полном безлесии территории, холодном и засушливом климате. Такие спектры фиксировались палинологами в ряде известных разрезов ледового комплекса на территории приморских низменностей Якутии [Рыбакова, 1962, 1972; Гитерман, 1973; Каплина, Гитерман и др., 1978].

Пачка IIIa залегает на пачке IIa линзообразно. Она представлена озерными неяснослоистыми суглинками, включающими раковины пресноводных моллюсков, и перекрывающими их торфяниками. Торфяник преимущественно сфагновый, в его основании встречается много макроостатков высокоствольной березы. Кроме того, В.Р. Филиным определены отсюда шишки даурской лиственницы и орехи кедрового стланика [Шер, 1971]. Спорово-пыльцевые спектры торфяника ранее изучались Н.Г. Ивановой [Шер, 1971, табл. 6] и Р.Е. Гитерман [1977]. Р.Е. Гитерман сделала вывод о развитии в эпоху накопления торфяника лиственнично-березовых лесов с участием кедрового стланика, с зарослями кустарниковых берез и ольховника.

По нашим данным (см. рис. 2, IIIa) не только сам торфяник, но и подстилающие его озерные отложения пачки IIIa, вмещают спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы деревьев и кустарников, в отдельных образцах — с преобладанием сфагновых мхов, что явно отражает локальные условия сфагнового болота. Особенно обильна пыльца кустарниковых берез и ольховника, но существенный процент составляет пыльца высокоствольных берез и ольхи. Присутствует пыльца лиственницы (до 6%), что без сомнения, отражает существенную роль этой породы в древостоях. Особенно примечательно присутствие единичных зерен пыльцы ели, ареал которой теперь удален от низовьев р. М. Ангой на 700–800 км. Нахождение этих зерен в торфянике исключает возможность их переноса, следовательно, нужно допустить или, что



Р и с. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу аласа

1 - пыльца деревьев; 2 - пыльца кустарников; 3 - пыльца трав
4 - споры; 5 - пакки слоев, описанные в тексте

ель принимала некоторое участие в древостоях, или, по крайней мере, что ее ареал расширился к северу настолько, что стал возможен ветровой занос пыльцевых зерен.

В целом описанные спектры отражают растительность сфагнового болота в северотаежной зоне, вокруг которого произрастали леса из березы, ольхи и лиственницы, возможно, с примесью ели.

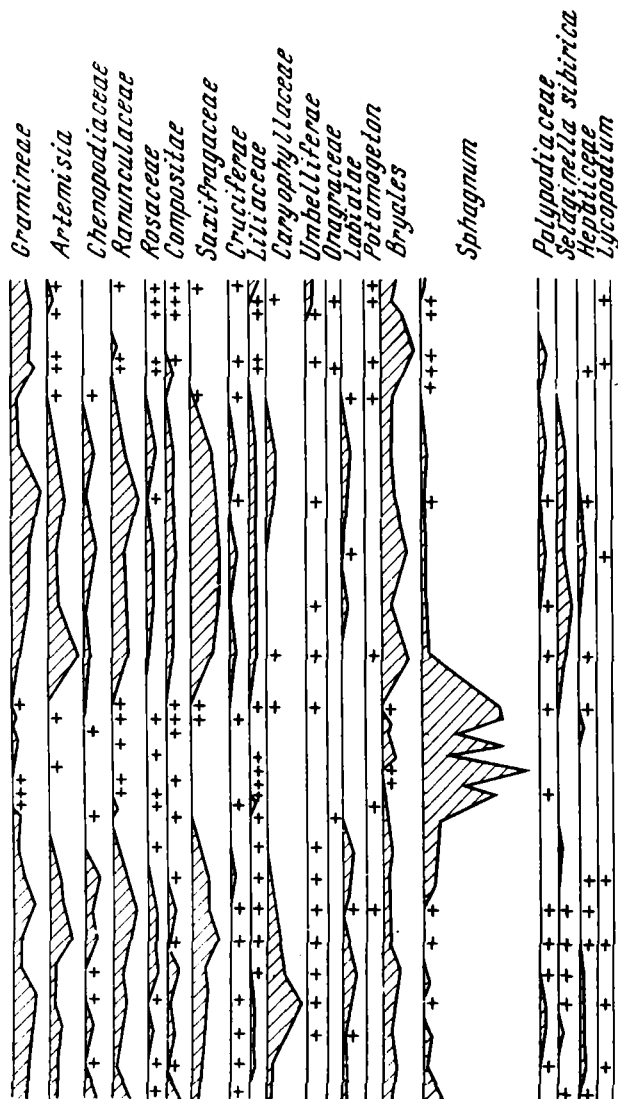


Диаграмма составлена в процентах каждого таксона от общего числа подсчитанных микрозерен

Отсюда следует, что спектры отражают существенное потепление и увлажнение климата по сравнению с предшествующей эпохой накопления пачки Па. Климат был, несомненно, благоприятнее современного. Таким образом, спорово-пыльцевые данные хорошо согласуются с криолитологическими особенностями толщи, подтверждая, что развитие термокарста по отложениям ледового комп-

лекса было связано с эпохой потепления. Однако, протаивание мерзлых пород было не повсеместным, и талик под термокарстовым озером не был сквозным, о чем свидетельствует сохранение в мерзлом состоянии пачки Ia.

Возраст пачки IIIa и соответствующего эпохе ее накопления потепления определяется радиоуглеродными датировками. По сбраму М.Н. Алексеева по древесине из торфяника получена дата $40\,600 \pm 800$ лет назад [Алексеев и др., 1974]; по отобранному нами образцу мелкой древесины получена дата $34\,410 \pm 770$ лет назад (МАГ-167), эти даты позволяют достаточно уверенно отнести описанный цикл развития термокарста к каргинскому теплему интервалу. Соответственно возраст подстилающей пачки IIa, вмещающей безлесные спорово-пыльцевые спектры, определяется как зырянский.

Торфяник и подстилающие его осадки разбиты псевдоморфозами по крупным ледяным жилам. Торфяные блоки имеют протяженность 5-8 м, разрывы между ними (псевдоморфозы) шириной от 2-4 м. Таким образом, за эпохой торфонакопления последовала эпоха активного роста полигонально-жильных льдов. Эти льды были связаны с накоплением перекрывающей торфяник пачки IVa - сизых алевроитов, в которых в настоящее время наблюдаются сетчатые криотекстуры, причем сетка ледяных шпиров разреживается книзу, что связано с ее вторичным, эпигенетическим характером.

На спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 2, IVa) видно, что этой пачке соответствует новая эпоха похолодания и ксерофитизации климата. Спектры в этой фазе очень близки к описанным спектрам пачки IIa и фиксируют резкое преобладание травянистой растительности с развитием злаков, полыней, камнеломковых, увеличением роли зеленых мхов и плаунка сибирского.

Выше линзообразно залегают своеобразные четко горизонтально-слоистые осадки - пачка Va. В них чередуются слои рыжего (ожелезненного), серо-голубоватого и черно-бурого (окрашенного окислами марганца) осадка. Криотекстура осадков мелкосетчатая. Это - осадки неглубокого озерного водоема, что подтверждается обилием в них мелких пресноводных моллюсков.

Верхним членом разреза аласа является торфяник, который выделяется в виде пачки VIa. В его основании вновь появляются остатки древесины, в том числе крупной березы.

На спорово-пыльцевой диаграмме пачки Va и VIa выделяются резким возрастанием содержания пыльцы деревьев и кустарников - в оптимуме до 80%. Резко сокращается количество пыльцы трав, выпадает из спектров пыльца полыней, маревых, камнеломковых, а также споры плаунка сибирского. Описанные спектры отражают новую фазу потепления и увлажнения климата и смещения растительных зон к северу, в результате чего рассматриваемая территория оказалась занятой северотайжной растительностью с участием березы. В изученных спектрах не было обнаружено пыльцы лиственницы, которая, как известно, плохо сохраняется в осадках.

Однако, в ряде других разрезов приповерхностных торфяников Приморской низменности Якутии пыльца лиственницы присутствует, причем даже на более северных территориях [Каплина, Рыбакова, 1978; Хотинский и др., 1971]. Это позволяет думать, что лиственница присутствовала и на изученной нами территории, которая в эпоху накопления пачек Va и VIa была занята лиственнично-березовыми лесами с примесью ольхи, с густым подлеском ольховника и кустарниковых берез.

Пачки IVa–VIa в совокупности отражают второй цикл развития термокарста в низовьях Колымы, который, как и первый, был связан с резким изменением климатических условий в сторону потепления. Этот этап потепления фиксируется на геохронологической шкале двумя радиоуглеродными датировками. По сборам М.Н. Алексеева из нижней части торфяника получена дата 6000 ± 300 лет назад (ГИН-379) [Алексеев и др., 1974]; по нашим сборам из основания торфяника – дата 7100 ± 100 лет назад (МГУ-424). Приводимые даты позволяют отнести развитие термокарста, предшествовавшее накоплению озерных осадков и торфа, к началу голоцена, и соответственно, подстилающую пачку IVa – к сартанскому холодному интервалу. Накопившись в холодное время как осадки ледового комплекса, алевроиты пачки IVa были преобразованы в таберальные в начале голоцена.

Верхние пачки отложений аласа (IVa–VIa) вмещают систему относительно небольших ледяных жил – шириной 0,5–1 м, вертикальной протяженностью до 3–4 м. Нижняя часть ледяных жил сформирована эпигенетически, и лишь в верхней части появляются признаки сингенеза. По-видимому, полигональные льды сформировались в аласе в ходе похолодания во второй половине голоцена.

При реконструкции истории формирования рассмотренного разреза могут быть предложены две гипотезы. Во-первых, можно предположить, что осадки аласа вложены в осадки едомных холмов и являются в целом более молодыми. В этом случае отложения едомных холмов придется отнести к среднему плейстоцену, чему, по-видимому, противоречит обилие собранных на бечевнике под едомными холмами фаунистических остатков позднеплейстоценового возраста, составляющих с остатками, собранными под аласом, единый фаунистический комплекс. Не отрицая необходимости проверки этой гипотезы, мы отдаем предпочтение второй гипотезе, излагаемой ниже.

Во время зырянского холодного интервала накопилась толща ледового комплекса, которая сохранилась в первоначальном виде в основании разреза верхнего едомного холма и в основании аласа (пачка Ia). Учитывая, что общая объемная льдистость ледового комплекса составляет 60–65%, а мощность таберальных осадков пачки IIa равна 8 м, можно установить, что дневная поверхность в конце этого этапа должна была располагаться приблизительно на уровне 20–22 м над современным урезом реки, т.е. совпадала с льдистой пачкой IVb.

В каргинское время, когда территория была занята лесами, на значительной части площади аласа и нижнего едомного холма в результате развития термокарста ледовый комплекс протаял и был преобразован в таберальные отложения (пачки IIa и IIн). В это же время на поверхностях, не подвергшихся действию термокарста, несколько увеличилось сезонное протаивание. В образовавшемся аласе произошло накопление озерных осадков и торфяников (пачки IIIa и IIIн).

В ходе последующего (сартанского) похолодания произошло сокращение сезонноталого слоя с преобразованием его в льдистую пачку (IVв). Вновь начался рост полигонально-жильных льдов, разорвавших торфяники на блоки. Затем возобновилось осадконакопление, которое в конечном итоге сформировало поверхность, несколько более высокую (на 1,5–2 м), чем современная поверхность едомных холмов. Поскольку это осадконакопление шло на фоне весьма суровых климатических и геотемпературных условий сартанского времени, возник новый слой ледового комплекса, мощность которого составила 15–20 м (пачки Vв и IIIн). Такой же слой ледового комплекса существовал и на площади, ныне занятой аласом.

Новое потепление, фиксируемое продвижением на рассматриваемую территорию лесов, произошедшее на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, привело к новому циклу развития термокарста, но на этот раз площадь термокарстовой котловины (аласа) была несколько меньше – она не распространилась на участок нижнего едомного холма. Ледовый комплекс на площади аласа был преобразован в таберальные осадки пачки IVa. В теплое время голоцена накопились озерные и болотные осадки в аласе (пачки Va и VIa) и увеличилась глубина протаивания на едомных холмах.

При последующем похолодании, во второй половине голоцена, сформировались полигонально-жильные льды в аласе и сократилась глубина протаивания на едомных холмах, что привело к формированию льдистого слоя. Сопоставление мощности и льдистости покровного слоя (пачка VIв) позволяет предполагать, что сезонноталый слой во время голоценового климатического оптимума имел мощность около 1,2–1,3 м, что значительно превышает его современные значения (0,4–0,5 м).

Изложенные материалы позволяют уверенно отнести две холодные засушливые эпохи, отмеченные господством травянистых ландшафтов и накоплением пород ледового комплекса, к зырянскому и сартанскому интервалам и две теплые эпохи, сопровождавшиеся облесением территории, рассматривать как каргинскую и раннеголоценовую. В оптимальные фазы этих эпох климат был благоприятнее современного.

- Алексеев М.Н., Беспалый В.Г., Гептнер А.Р., Ложкин А.В., Чемяков Ю.Ф. Северо-Восток и Дальний Восток. - В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3.
- Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, вып. 2.
- Гитерман Р.Е. Растительность холодных эпох плейстоцена Колымской низменности в связи с проблемой ландшафтов Полярной Берингии. - В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктической флоры и фауны в кайнозое. Хабаровск, 1973.
- Гитерман Р.Е. Палинологическая характеристика отложений каргинского межледникового комплекса Северо-Востока СССР и его аналогов в Северной Америке. - В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лактина О.В., Абрашов Б.А., Киселев С.В., Шер А.В. Дуванный Яр - опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.
- Каплина Т.Н., Рыбакова Н.О. Новые данные о развитии растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене. - Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5.
- Константинова Г.С. О полигонально-жильных льдах на Анюйско-Колымской равнине. - В кн.: Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965, вып. 1.
- Кузнецова Т.П. Криолитогенез отложений северной части Колымской низменности (на р. М. Анюй). - В кн.: Проблемы криолитологии. -М.: Изд-во МГУ, 1978а, вып. 7.
- Кузнецова Т.П. Особенности проявления криолитогенеза в плейстоцене Колымской низменности (на примере разреза Станчиковский Яр на р. Анюй). - В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1978б, вып. 7.
- Рыбакова Н.О. Микропалеоботаническая характеристика четвертичных отложений Арктической Якутии. - Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология, 1962, № 6.
- Рыбакова Н.О. Результаты палинологического изучения четвертичных отложений Арктической Якутии. - В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.
- Хотинский Н.А., Карташова Г.Г., Великоцкий М.А. К истории растительности низовьев Яны в голоцене (по данным пыльцевого анализа аласных отложений). - В кн.: Палинология голоцена. М.: Наука, 1971.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971.

К СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

В Приморье позднелейстоценовые и голоценовые отложения наиболее полно представлены в котловине оз. Ханка. Выводы об их возрасте и палеогеографической обстановке осадконакопления основывались главным образом на результатах палинологического анализа, почти не подкрепленные данными абсолютного датирования. На протяжении 1971–1976 гг. коллектив сотрудников Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ, руководимый П.А. Каплиным, проводил комплексное изучение плейстоценовых отложений Приханкайской депрессии. Было изучено 12 разрезов, слагающих I и II надпойменные террасы и 5 разрезов скважин, пробуренных на южном побережье озера, а также двух скважин, пробуренных в пределах его акватории (со льда).

По растительным остаткам, обнаруженным в отложениях скважин, получены радиоуглеродные датировки в диапазоне от 26 200 до 37 000 лет назад, что позволяет отнести их к позднему плейстоцену. На основании полученных радиоуглеродных датировок, а также материалов палеомагнитных [Вирина, 1976] и палинологических исследований сделаны выводы о стратиграфическом положении изученных толщ и проведена реконструкция палеогеографических условий на территории Приханкайской депрессии в различные эпохи позднего плейстоцена.

Результаты комплексного изучения, радиоуглеродного датирования позволили предложить новую стратиграфическую схему, значительно отличающуюся от предложенной ранее [Короткий, Караулова, 1975]. Изучение разрезов скважин показало, что формирование толщи плейстоценовых отложений (мощностью до 70 м) происходило только в течение позднего плейстоцена и голоцена, а не в течение всего плейстоцена, как полагали эти авторы при исследовании осадков разрезов тех же скважин.

Сравнение литологических особенностей отложений и данные комплексных исследований позволили провести корреляцию разрезов скважин и охарактеризовать основные типы ландшафтов, существовавших в бассейне оз. Ханка в различные отрезки позднего плейстоцена (рисунок).

К эпохе первого позднелейстоценового потепления, сопоставляемого с казанцевским межледниковьем Сибири и сангамоном Северной Америки, мы относим толщу озерно-аллювиальных осадков, залегающую в низах сводного разреза. В это время на исследуемой территории были распространены широколиственные полидоминантные леса, встречались тсуга, лапина и мелколиственные по-

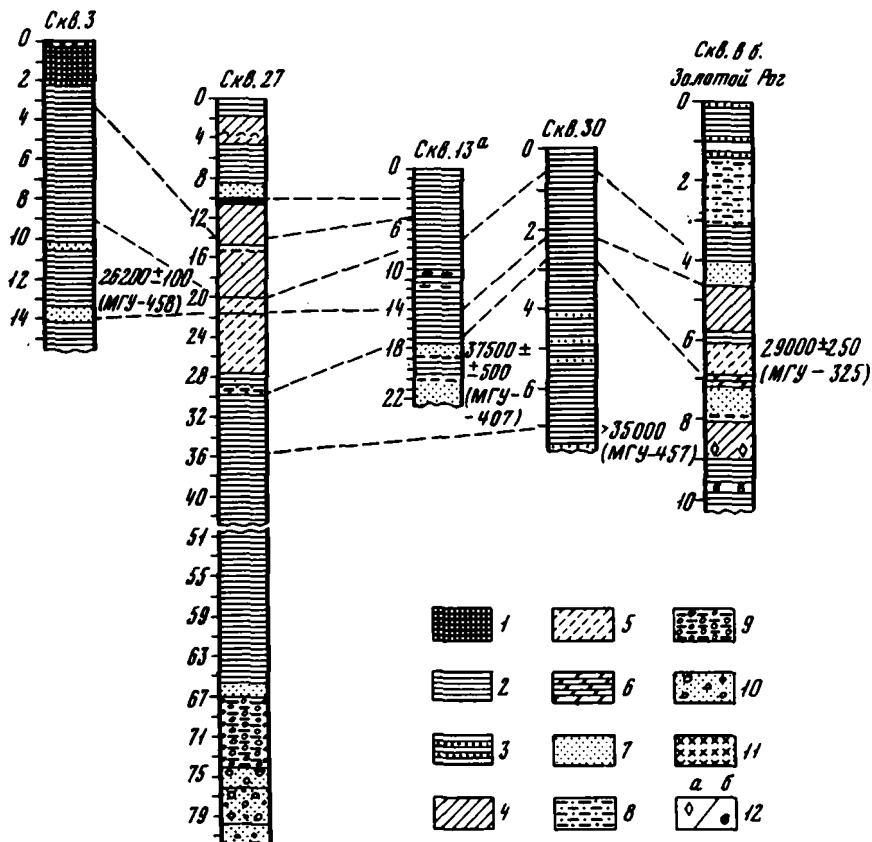


Схема корреляции отложений, вскрытых скважинами

1 - торф; 2 - глина; 3 - глина с прослоями песка; 4 - суглинок; 5 - супесь; 6 - алеврит торфянистый; 7 - песок; 8 - песок с прослоями глины; 9 - гравийно-галечный горизонт с прослоями глины; 10 - песок с гравием и галькой; 11 - лед с осокой; 12 - включения: а - обломков песчаников, б - раковин моллюсков

роды. На приозерной равнине существовала лесостепь. Климат был несколько теплее современного.

Во время первого значительного похолодания позднего плейстоцена (зырянское - в Сибири, ранний висконсин Северной Америки) широколиственные леса сменились березовыми с елью, пихтой, кедром. На приозерной равнине начали распространяться болота. Климат был менее теплым и возможно более влажным, чем современный.

В изученном разрезе хорошо выделяется толща осадков, которая по данным комплексного исследования и радиоуглеродным датировкам относится к следующему крупному потеплению позднего

плейстоцена - каргинскому межледниковью. Следует отметить, что два похолодания, отмеченные внутри этого межледниковья для Сибири и Северной Америки, прослеживаются и на изученной территории.

В начале крупного каргинского потепления в районе были развиты кедрово-березовые леса с широколиственными породами. На приозерной равнине широкое развитие получили болота. Климат был влажнее современного.

Начиная с этого времени можно проследить изменение природных условий и на побережье [Алешинская, Болиховская, Воскресенская и др., 1975]. В районе бухты Золотой Рог росли широколиственные леса с примесью хвойных пород. Этот период ознаменовался морской трансгрессией и увеличением размеров оз. Ханка.

Во время последовавшего затем небольшого похолодания на Приханкайской равнине существовала лесостепь, в горах - кедрово-березовые леса. В лесах прибрежных районов сокращалась роль неморальных элементов и увеличивалось количество кустарниковых видов берез и ольхи.

В растительных ландшафтах следующего теплого периода (малохетское потепление Сибири) преобладали хвойно-широколиственные леса, на приозерной равнине - лесостепи. На побережье существовали сходные ландшафты. Зафиксировано понижение уровня моря. Отложения, относящиеся к этому времени, датированы $37\,500 \pm 500$ лет назад (МГУ-407).

Во время похолодания, коррелируемого с конощельским Сибири, в предгорьях развиваются березово-лиственничные редколесья, на приозерной равнине - луга. Изменения происходили и в составе растительности южных районов побережья. Здесь увеличились участки, занятые сфагновыми и травянистыми болотами. Широкое распространение получили кустарниковые и ерниковые заросли. Время образования отложений этого берегового комплекса по данным радиоуглеродного датирования - $29\,000 \pm 250$ лет назад (МГУ-325).

При следующем этапе осадконакопления березово-лиственничные редколесья сменились темнохвойными (еловыми) лесами. Для отложений этого времени получена радиоуглеродная дата $26\,200 \pm 100$ лет назад (МГУ-458).

По-видимому, во время последней стадии каргинского межледниковья значительные площади, охватывающие большую часть юга Дальнего Востока, были заняты еловыми лесами.

Отложения каргинского межледниковья сменяются толщей осадков, накапливавшихся в эпоху последующего крупного похолодания, сопоставляемого с сартанским оледенением Сибири. Внутри этого относительно холодного периода отмечаются отрезки двух кратковременных потеплений, первое из которых характеризовалось господством елово-пихтовых лесов, а второе - лесостепи с участием кедрово-дубовых лесов.

В целом в растительном покрове района господствовали холодные лесостепи со значительным участием ерниковых формаций. Климат был гораздо холоднее современного.

В последующий этап развития природной среды (таймырское потепление Сибири) климат становится несколько теплее современного. Получают широкое распространение кедрово-дубовые леса с вязом, липой, березой. В составе лесных участков равнинной лесостепи также принимали участие широколиственные породы.

К последней холодной стадии позднего плейстоцена мы относим время, когда на Приханкайской равнине в последний раз широкое распространение получили березовые леса с незначительным участием кедра и ели и значительным - кустарниковых форм берез и ольхи. Площади вокруг озера были заняты болотами. Болота получили также широкое развитие и на побережье. Возраст торфа, обнаруженного в бухте Рудная на глубине 5-7 м от поверхности дна, составляет по данным радиоуглеродного датирования 10 500 лет назад (МГУ-518).

Голоценовые отложения Приморья достаточно подробно изучены в районах, прилегающих к побережью [Короткий, Караулова, 1975], и отрывочно - в пределах Приханкайской депрессии.

Нами подробно изучены и впервые датированы в исследуемом районе отложения I надпойменной террасы и высокой поймы.

Отложения I надпойменной террасы исследованы в бассейне р. Комиссаровка. Возраст древесины, обнаруженной на глубине 1,2 м (мощность разреза 3 м), составляет 4200 ± 300 лет назад (МГУ-447).

Изучение этих осадков позволяет говорить, что в период оптимума голоцена в растительном покрове Приханкайской депрессии и ее обрамления господствовали широколиственные и хвойно-широколиственные леса. Обращает на себя внимание их очень богатый видовой состав. Подобный видовой состав отмечен нами только для самого теплого времени позднего плейстоцена (казанцевского). Этот факт не позволяет нам согласиться с мнением Н.А. Хотинского [1977] о смещении оптимума голоцена в бореальное время.

В разрезе высокой поймы в верховьях р. Илистая у с. Кленовка исследованы осадки, относящиеся к субатлантическому периоду голоцена.

Возраст древесины и растительных остатков, обнаруженных на глубине 2,6 м, определен как 2600 ± 90 (МГУ-295) и 2400 ± 120 лет назад (МГУ-294).

В это время открытые пространства в долинах рек занимали злаковые, полные и осоково-разнотравные степи. В горах и предгорьях росли березовые леса с небольшим участием кедра, пихты и широколиственных. Климат был несколько прохладнее современного.

Таким образом, комплексный анализ в сочетании с радиоуглеродным датированием позволяет восстановить наиболее полную и последовательную картину изменения природных ландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И., Короткий А.Н., Лефлат О.Н., Парамонова Н.Н. Вещественный состав и условия формирования позднелейстоценовых отложений бухты Золотой Рог. - Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1975, № 4. Депонировано в ВИНТИ 15 мая 1975 г.
- Вирина Е.И. Возмущение геомагнитной полярности в верхнелейстоценовых осадках Приханкайской впадины. - В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тезисы докладов съезда. М., 1976, ч. 3.
- Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные о стратиграфии четвертичных отложений Приморья. - В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии: Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М.: Наука, 1977.

Предисловие	3
В.А. Дергачев. Магнитное поле Земли, концентрация C^{14} в период 4–7 тысяч лет назад и вопросы точности датировок	5
В.А. Зубаков. Современное состояние геохронологической шкалы позднего кайнозоя и методологические проблемы ее разработки	14
В.Н. Котенев. Геохронология позднечетвертичных глубоководных донных отложений Норвежского и Гренландского морей	29
А.И. Блажчишин, Д.Д. Квасов. Палеомагнитные датировки Баренцева ледникового щита и их значение для теории оледенения	34
А.П. Журавлев, А.А. Лийва. О датировке археологических памятников Пегремы (Карелия)	40
Г.А. Елина, А.А. Лийва. Голоценовая история болот Карелии в свете радиохронологии	44
И.М. Экман, А.А. Лийва. Об абсолютной хронологии "большого" вюрма-валдая на Онежско-Ладожском перешейке (по данным C^{14} датировок)	54
Э.Д. Лийвранд, Я.-М.К. Пуннинг, А.В. Раукас, Г.И. Хютт. Об эффективности разных методов определения возраста отложений разреза Пээду	62
Х.А. Арсланов, А.С. Лавров, В.В. Лядов, Л.Д. Никифорова, Л.М. Потапенко, Т.В. Тертычная. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины	68
А.Л. Александровский, О.А. Чичагова. Радиоуглеродная хронология голоценовых палеопочв	82
Ф.С. Завельский, Ю.Н. Марков, Е.Н. Романова, Н.А. Хотинский. Определение возраста нижней границы неолита центра Русской равнины	90
Э.В. Соботович, Д.Я. Телегин, Н.Н. Ковалюх, И.В. Садолько. Радиоуглеродное датирование памятников археологии Украины	97
И.К. Иванова. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья)	102
Л.С. Куликова. Выделение магнитохронологических реперов по результатам палеомагнитного изучения позднеплейстоценовых отложений разрезов Молодова V и Кормань IV	116
Х.А. Арсланов, Н.А. Гей, В.В. Лядов, Т.В. Тертычная. Новые данные о геохронологии и палеогеографии среднего вюрма Абхазии	131
Л.В. Векуа, Г.М. Майсурадзе, Е.Ш. Павленишвили, Д.З. Сологашвили. Палеомагнетизм и стратиграфия позднекайнозойских вулканитов Кавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса	135

А.Е. Додонов, В.А. Ранов, В.Н. Шелкопляс. Геохронология плейстоцена и возраст вновь открытых палеолитических культур в ископаемых почвах Южного Таджикистана	146
А.В. Пеньков. Палеомагнетизм и геохронология антропогеновых толщ Южного Таджикистана	152
А.В. Шнитников, Г.Н. Бердовская, Л.А. Земляничина, А.А. Лийва, Д.В. Севастьянов. Плейстоцен-голоценовая история озер Тянь-Шаня по новейшим данным	159
Х.А. Арсланов, В.М. Макеев, О.Ф. Барановская, Д.Б. Малаховский, Т.В. Тертычная. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли	168
М.В. Никольская, Н.В. Кинд, Л.Д. Сулержицкий, М.Н. Черкасова. Геохронология и палеофитологические характеристики голоцена Таймыра	176
С.М. Андреева. Северо-Сибирская низменность в каргинское время. Палеогеография, радиоуглеродная хронология	183
Л.Л. Исаева, Н.В. Кинд, С.М. Андреева, Г.В. Иваненко, М.В. Никольская, Л.Д. Сулержицкий, Э.Л. Фишер. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности по радиоуглеродным данным	191
М.А. Бардеева, Л.Л. Исаева, С.М. Андреева, Н.В. Кинд, М.В. Никольская, Л.Г. Пирумова, Л.Д. Сулержицкий, М.Н. Черкасова. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья	198
Х.А. Арсланов, Н.К. Верещагин, В.В. Лядов, В.В. Украинцева. О хронологии каргинского межледниковья и реконструкции ландшафтов Сибири по исследованиям трупов мамонтов и их "спутников"	208
С.А. Лаухин, Н.И. Дроздов, А.В. Стариков, С.Н. Виноградов, Н.Х. Сейфулин, А.Л. Рябинин, В.С. Форова. Радиоуглеродное датирование плейстоцен-голоценовых отложений в долине широтного течения Ангара	213
И.Л. Шофман. Геохронология и палеогеография позднего антропогена внеледниковой области северо-востока Сибирской платформы ..	223
В.В. Колпаков, А.П. Белова. Радиокарбонное датирование в ледниковой области Верхонья и ее обрамлении	230
В.В. Костюкевич. Радиоуглеродное датирование аласных отложений Центральной Якутии	235
Т.Н. Каплина, О.В. Лахтина, Н.О. Рыбакова. История развития ландшафта и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчиковский Яр на р. М. Ануй)	243
И.С. Болиховская, Т.Н. Воскресенская, М.В. Муратова. К стратиграфии и палеогеографии позднеледниковых и голоценовых отложений Приморья	254

Дергачев В.А. Магнитное поле Земли, концентрация C^{14} в период 4-7 тысяч лет назад и вопросы точности датировок. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Исследуются изменения содержания радиоуглерода в образцах известного возраста в период максимума геомагнитного поля. Анализируются калибровочные кривые и выясняются причины разброса коррекционных поправок для привязки радиоуглеродных дат к истинным. Показано, что корректирующие поправки только за счет 80-90-летнего цикла солнечной активности в исследуемый интервал времени могут достигать 200 лет. Тщательный учет всех причин, обуславливающих отклонение радиоуглеродного возраста от истинного, позволит построить точную калибровочную кривую для интервала более 10 000 лет. Ил. 5, библиогр.: 20 назв.

УДК 550.93

Зубаков В.А. Современное состояние геохронологической шкалы позднего кайнозоя и методологические проблемы ее разработки. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Дается обзор современных представлений о геохронологической шкале, приводятся новые данные по геохронологии плейстоцена и обсуждается вопрос о таксономии и продолжительности климатических ритмов в плио-плейстоцене. Ил. 2, табл. 2, библиогр.: 9 назв.

УДК 551.79.35

Котенев Б.Н. Геохронология позднечетвертичных глубоководных донных отложений Норвежского и Гренландского морей. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1980, с.

В донных поверхностных отложениях мощностью до 3,2 м, покрывающих дно Исландского плато и западной части Норвежской котловины, выделяется 6 горизонтов. По данным тефрохронологии нижние возрастные рубежи этих горизонтов датированы 9,3, 62, 67/70, 80, 90/95/ и 105 тыс. лет. В более длинных колонках Ламонтской обсерватории можно выделить седьмой горизонт: 105-127 тыс. лет. Первый и седьмой горизонты соответствуют межледниковым эпохам, третий и пятый межстадиальным, второй, четвертый и шестой - ледниковым, когда приток атлантических вод в Северный Ледовитый океан резко сокращался, а ледовый покров значительно увеличивал свою площадь. Ил. 1, библиогр.: 10 назв.

УДК 550.838+551.431+551.351

Блажчишин А.И., Квасов Д.Д. Палеомагнитные датировки Баренцева ледникового щита и их значение для теории оледенения. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

На основании изучения 27 колонок донных отложений Баренцева моря и определения возраста с помощью палеомагнитного метода дается схема развития ледникового щита начиная с плиоцена и делаются некоторые выводы, касающиеся теории оледенения северного полушария. Ил. 2, библиогр. 23 назв.

Журавлев А.П., Лийва А.А. О датировке археологических памятников Пегремы (Карелия). - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Опираясь на типологию, плотное положение памятников, палеогеографическую обстановку и радиоуглеродное датирование предлагается хронологическая схема древних поселений Пегремы. Ил. 2, библиогр.: 8 назв.

Елина Г.А., Лийва А.А. Голоценовая история болот Карелии в свете радиохронологии. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

На основании палинологических и радиоуглеродных данных сделана попытка восстановить основные этапы истории растительности лесов и болот Карелии. Вычислена определенная зависимость возраста болот от типа рельефа. Табл. 2, ил. 1, библиогр.: 31 назв.

• УДК 551.739(470.22)

Экман И.М., Лийва А.А. Об абсолютной хронологии "большого" юорма - валдая на Онежско-Ладонском перешейке (по данным C^{14} датировок). - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

C^{14} датировки образцов озерно-болотных отложений позволили наметить хронологическую схему изменения основных геологических событий на Онежско-Ладонском перешейке в позднем плейстоцене. Рубеж между ранним и средним валдаем оценивается ориентировочно в 47 000-48 888 лет. Климатический оптимум средневалдайского межледниковья имел место в интервале между 45 000-42 000 л.н. Поздневалдайский ледник распространился на рассматриваемую территорию не ранее 30 000-31 000 л.н. (скорее позднее). Трансгрессии ледникового покрова предшествовал, по-видимому, длительный предледниковый - переходный период. Ил. 2, библиогр. 16 назв.

Лийвранд Э.Д., Пуннинг Я.-М.К., Раукас А.В., Хютт Г.И. Об эффективности разных методов исследования в выяснении возраста отложений в верхнелейстоценовом стратотипическом разрезе Пээду (юго-восточная Эстония). - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Приводятся результаты детального изучения разреза Пээду палеонтологическим, литолого-минералогическим и инженерно-геологическими методами и датирования радиоуглеродным и термолуминесцентным методами. Не полная согласованность полученных датировок свидетельствует о методических трудностях использования ТЛ метода и необходимости его дальнейшего усовершенствования. Ил. 1, библиогр.: 11 назв.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Получено свыше двадцати радиоуглеродных датировок, укладывающихся в средневалдайский интервал - от 48 до 33 тыс. лет. В комплексе с палинологическими данными датировки позволяют выделить четыре интервала более теплых или более холодных, чем современный: теплый (48,8-45,5 тыс. лет), холодный (45,5-42,5 тыс. лет), теплый (42,5-38,0 тыс. лет), холодный (34-33 тыс. лет).

В динамике поздневалдайского ледника выделен этап активного продвижения, сменившийся этапом стабилизации края, во время которого произошло формирование основного пояса краевых образований. Затем последовало отмирание обширных лопастей, спуск подпрудных озер и кратковременное возобновление речного стока к северу (12-13 тыс. лет назад по С¹⁴). Ил. библиогр. 12 назв.

УДК 551.89(550.93)

Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродная хронология голоценовых палеопочв. - В кн.: Геохронология четвертичного периода, М.: Наука, 1980, с.

Исследование песчаных погребенных почв Прибалтики, датированных по С¹⁴ показало, что в отличие от общепринятых схем истории почв, в среднем голоцене интенсивно развивалось подзолообразование (под сосново-широколиственными лесами), а в позднем голоцене оно ослабло (под основными лесами). В развитии дерново-подзолистых почв на лессовидных суглинках центра Русской равнины выделяется темноцветная, предположительно степная, стадия. Темноцветные горизонты по С¹⁴ датируются позднеатлантическим временем. Начало и конец этой стадии пока не установлены. Библиогр.: 20 назв.

УДК 551.739(470.22)

Завельский Ф.С., Марков Ю.Н., Романова Е.Н., Хотинский Н.А. Определение возраста нижней границы неолита центра Русской равнины. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Проведенные недавно археолого-палеогеографические исследования на озерно-болотных стоянках центра Русской равнины, выявили наиболее древний (ранее неизвестный) пласт неолитических памятников верхне-волжской культуры с гребенчато-накольчатой керамикой, возрастные границы которой отстоят от современных на 5800-7000 лет.

Таким образом, выявлен феномен синхронного появления неолитических племен на значительной территории Сев. Европы. Ил. 1, библиогр.: 14 назв.

УДК 551.79:550.93

Соботович Э.В., Телегин Д.Я., Ковалюх Н.Н., Садолько И.В. Радиоуглеродное датирование памятников археологии Украины. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Статья содержит новые данные по радиоуглеродному датированию археологических памятников Украины, относящихся к эпохам мезолита (IX–VI тыс. до н.э.), неолита и медного века (VI–III тыс. до н.э.), эпохи бронзы (11 тыс. до н.э.) и более поздних периодов истории. Ил. 3, библиогр.: 0 назв.

УДК 551.89

Иванова И.К. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья). – В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Послойное изучение лёссов и ископаемых почв, с применением литологического, палеопедологического, палинологического, палеонтологического и радиоуглеродного методов, позволяет выделить в вюрмской толще Среднего Приднестровья, отложенной в условиях сурового климата, не менее 6-ти периодов потепления интерстадиального характера, сопоставляемых с интерстадиалами других областей Северного полушария и до 4-х генераций мерзлотных явлений. Автор не объединяет ранневюрмские интерстадиалы со временем земского межледникового и склоняется к трехчленному делению вюрма, что отражено на прилагаемой схеме. Ил. 1, библиогр.: 22 назв.

УДК 551.89:550.838

Куликова Л.С. Выделение магнитохронологических реперов по результатам палеомагнитного изучения позднелейстоценовых отложений разрезов Молодова V и Кормань IV. – В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

В результате детального палеомагнитного изучения разрезов Молодова V и Кормань IV выделены вековые вариации склонения и наклонения за последние 50 000 лет с согласующимися спектральными характеристиками и обнаружены экскурсы геомагнитного поля 44 000–43 300 и 26 500–23 500 лет тому назад. Показано, что экскурсы могут служить магнитохронологическими реперами, а вековые вариации – дополнительным критерием при стратификации и датировании: позднелейстоценовых отложений исследуемого региона. Ил. 4, библиогр.: 33 назв.

УДК 551.89+550.93

Арсланов Х.А., Гей Н.А., Лядов В.В., Тертычная Т.В. Новые данные о геохронологии и палеогеографии среднего вюрма Абхазии. – В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Палинологические и геохронологические данные показывают, что климат в изученном районе в средневалдайское время был холоднее современного. Табл. 1, ил. 1, библиогр.: 7 назв.

551.89+550.838

Векуа Л.В., Майсурадзе Г.М., Павленишвили Е.Ш., Сологашвили Д.З. Палеомагнетизм и стратиграфия позднелайтозойских вулканитов Кавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. – В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Палеомагнитным методом установлены возрастные границы вулканогенных образований ахалакской свиты и уточнены стратиграфические уровни отдельных павовых комплексов. Составлен сводный палеомагнитный разрез Южной Грузии. Вулканиты Южно-Грузинского нагорья объединены в 3 группы: верхнеплейстоценовые, нижне- и среднеплейстоценовые. Библиогр.: 19 назв.

УДК 551.79

Додонов А.Е., Ранов В.А., Шелкопляс В.Н. Геохронология плейстоцена и возраст вновь открытых палеолитических культур в ископаемых почвах Южного Таджикистана. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

В субэразовых отложениях Южного Таджикистана выделено 10 плейстоценовых педокомплексов. По данным термолюминесцентных дат и материалов палеомагнитной хронологии X, IX и VIII педокомплексы находятся в интервале от 300-350 до 700-800 тыс. лет, VII и VI педокомплексы в интервале от 120-130 до 300-350 тыс. лет, V, IV, III, II и I педокомплексы датированы в пределах последних 120-130 тыс. лет. Археологические находки приурочены главным образом в VI и V почвенным комплексам. Возраст их по-видимому, соответствует R₁-R₀ и R-W. В Европе и на ближнем Востоке времени формирования VI и V педокомплексов Южного Таджикистана отвечают средне-верхне-ашельские культуры. Библиогр.: 18 назв.

УДК 551.89:550.838

Пеньков А.В. Палеомагнетизм и геохронология антропогенных толщ Южного Таджикистана. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Главным вкладом палеомагнетизма в геохронологию антропогенных толщ Южного Таджикистана следует считать установление четких временных отстояний между геологическими телами и вмещаемыми ими палеонтологическими остатками и т.д. Для обоснования возраста региональных палеомагнитных реперов применяется комплекс методов и различных методических приемов. Библиогр. 12 назв.

УДК 551.481+550.93

Шнитников А.В., Бердовская Г.Н., Земляницына Л.А., Лийва А.А., Севастьянов Д.В. Плейстоцен-голоценовая история озер Тянь-Шаня по новейшим данным. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1980, с.

На основе многолетних полных исследований и применения радиоуглеродного метода датирования выявлена периодическая изменчивость состояния крупных озер Чатыркель, Сонкель и ряда более мелких в течение голоцена и, частично, плейстоцена. Ил. 3, библиогр.: 7 назв.

УДК 551.89+550.93

Арсланов Х.А., Макеев В.М., Барановская О.Ф., Малаховский Д.Б., Тертычная Т.В. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Доказывается существование в среднем вюрме продолжительной морской трансгрессии и незначительная мощность сартанского (поздnevюрмского) ледникового покрова по сравнению с зырянским (ранневюрмским). Библиогр. 3 назв.

УДК 551.89+561

Никольская М.В., Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Черкасова М.Н. Геохронология и палеофитологические характеристики голоцена Таймыра. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

В 35 разрезах голоцена получено более 40 C^{14} дат. Почти все разрезы изучены палинологически; в 10 выделены макроостатки растений, в 8 определена флора диатомей. Интерпретациям предшествовало изучение гербария, воздушных и поверхностных проб, диатомей из современных рек и озер. Наибольшее количество C^{14} дат и палеофитологических характеристик приходится на время 9-8 и 6-7 тысяч лет назад. Самый древний разрез ($10\ 860 \pm 80$) приурочен к позднеледниковью. В бореальное время (около 8 000 л.н.) отмечается значительное улучшение природных условий, когда таежные элементы проникали на левобережье рр. Хета-Хатанга. Наиболее поздние характеристики принадлежат отложениям суббореального времени ($3\ 790 \pm 50$ л.н.). Ил. 1, библиогр.: 7 назв.

УДК 551.89 550.93

Андреева С.М. Северо-Сибирская низменность в каргинское время. Палеогеография, радиоуглеродная хронология. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

На основании геологических исследований и большого числа радиоуглеродных определений восстановлена история и хронология каргинской ингрессии Полярного бассейна и выделены три этапа потеплений и два похолодания в течение каргинского времени. Ил. 2, библиогр.: 5 назв.

УДК 551.89+550.93

Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Андреева С.М., Иваненко Г.В., Никольская М.В., Сулержицкий Л.Д., Фишер Э.Л. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности по радиоуглеродным данным. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Большое число радиоуглеродных дат (более 200) и многолетние геолого-съемочные работы позволили уточнить стратиграфию, геохронологию и палеогеографию Северо-Сибирской низменности в позднем плейстоцене и голоцене. Ил. 3, библиогр.: 1 назв.

УДК 551.793.89+550.93

Бардеева М.А., Исаева Л.Л., Андреева С.М., Кинд Н.В., Никольская М.В., Пирумова Л.Г., Сулержицкий Л.Д., Черкасова М.Н. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

В работе приводится субширотная корреляция позднечетвертичных отложений на основании впервые полученных для этого района радио-

углеродных дат. Уточнены вопросы стратиграфии и палеогеографического развития территории. Ил. 2, библиогр.: 11 назв.

УДК 551.89+550.93

Арсланов Х.А., Верещагин Н.К., Лядов В.В., Украинцева В.В. О хронологии каргинского межледникового и реконструкции ландшафтов Сибири по исследованиям мерзлых трупов мамонтов и их "спутников". - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Радиоуглеродное датирование трупов мамонтов из различных районов севера Сибири и палинологических исследований вмещающих отложений позволило реконструировать палеогеографическую обстановку времени захоронения животных. Вычислено несколько климатических ритмов в течение каргинского межледникового. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.79:550.93:930.26:551.8(571.5)

Лаухин С.А., Дроздов Н.И., Стариков А.В., Виногадова С.Н., Сейфулин Н.Х., Рябинин А.Л., Форова В.С. Радиоуглеродное датирование плейстоцен-голоценовых отложений в долине широтного течения Ангары. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Для нижнего культурного слоя палеолита стоянки Усть-Кова в широтном течении Ангары получена дата $30\,100 \pm 150$ лет (ГИН-1741), для культурных слоев неолита и железа на стоянках Чадобец и Пашино получены даты соответственно: 4410 ± 200 (КРИЛ-233), 2990 ± 120 (КРИЛ-232), 2230 ± 100 (КРИЛ-231) и 2270 ± 80 (ГИН-1743), 1250 ± 50 (ГИН-1742) лет. Обсуждаются вопросы природных условий обитания человека на этих стоянках. Ил. 2, библиогр.: 17 назв.

УДК 551.79+550.93

Шофман И.Л. Геохронология и палеогеография позднего антропогена внеледниковой области северо-востока Сибирской платформы. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Приведено 36 C^{14} -дат для аллювия пойм, низких надпойменных террас Марки, Молодо, Вилтоя и Лены и покровных суглинков. Аллювий 18-24 м террас имеет 10 дат $36\,100 \pm 200 - 50\,000 \pm 2000$ лет; 10-15 м. террас - 6 дат $8160 \pm 20 - 12\,700 \pm 150$ лет; пойм - $3200 \pm 400 - 5230 \pm 70$ лет. Ископаемые торфяники в покровных суглинках формировались $37\,600 \pm 80 - 2400 \pm 1500$ лет назад. Выделены лесные и безлесные фазы, отвечающие раннему и малохетскому потеплениям и раннему и юганскому похолоданиям. В оптимум каргинского межледникового установлены зональные различия палеоландшафтов. Выделены отложения синхронные конощельскому и норильскому этапам. Резко выделяется потепление в начале голоцена (после 10 400 лет) и похолодание около 8100 лет назад. Не подтвердилось похолодание около 3320-3600 лет назад. Табл. 1, ил. 4, библиогр.: 7 назв.

УДК 551.89:550.93

Колпаков В.В., Белова А.П. Радиокарбоновое датирование в ледниковой области Верхоянья и ее обрамлении. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Проведен анализ 55 новых радиоуглеродных дат ГИН, полученных при опробовании в пределах конечноморенных сооружений последнего оледенения в Западном Приверхоянье на р. Тумара и на восточной периферии Верхоянья на рр. Бытантай, Бухурук и Улахан-Саккырыр, а также в перигляциальной зоне на рр. Алдан, Лена, Яна, Дулгалах, Линде, Омолой. Ил. 4, библиогр.: 3 назв.

УДК 551.79(550:93)

Костюкевич В.В. Радиоуглеродное датирование аласных отложений Центральной Якутии. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с.

Приводятся теоретические обоснования по изучению абсолютной геохронологии аласных отложений современной криолитозоны с использованием метода радиоуглеродного датирования. Обсуждены результаты двухлетних комплексных геохронологических исследований аласных отложений двух сопредельных районов Лено-Амгинского междуречья в Центральной Якутии. Приводятся радиоуглеродные даты для районов среднего течения реки Суолы и аласной котловины Морю.

Радиоуглеродные датировки аласных отложений этих районов не превышают десяти тысяч лет. Ил. 1, библиогр.: 13 назв.

УДК 551.89+550.93

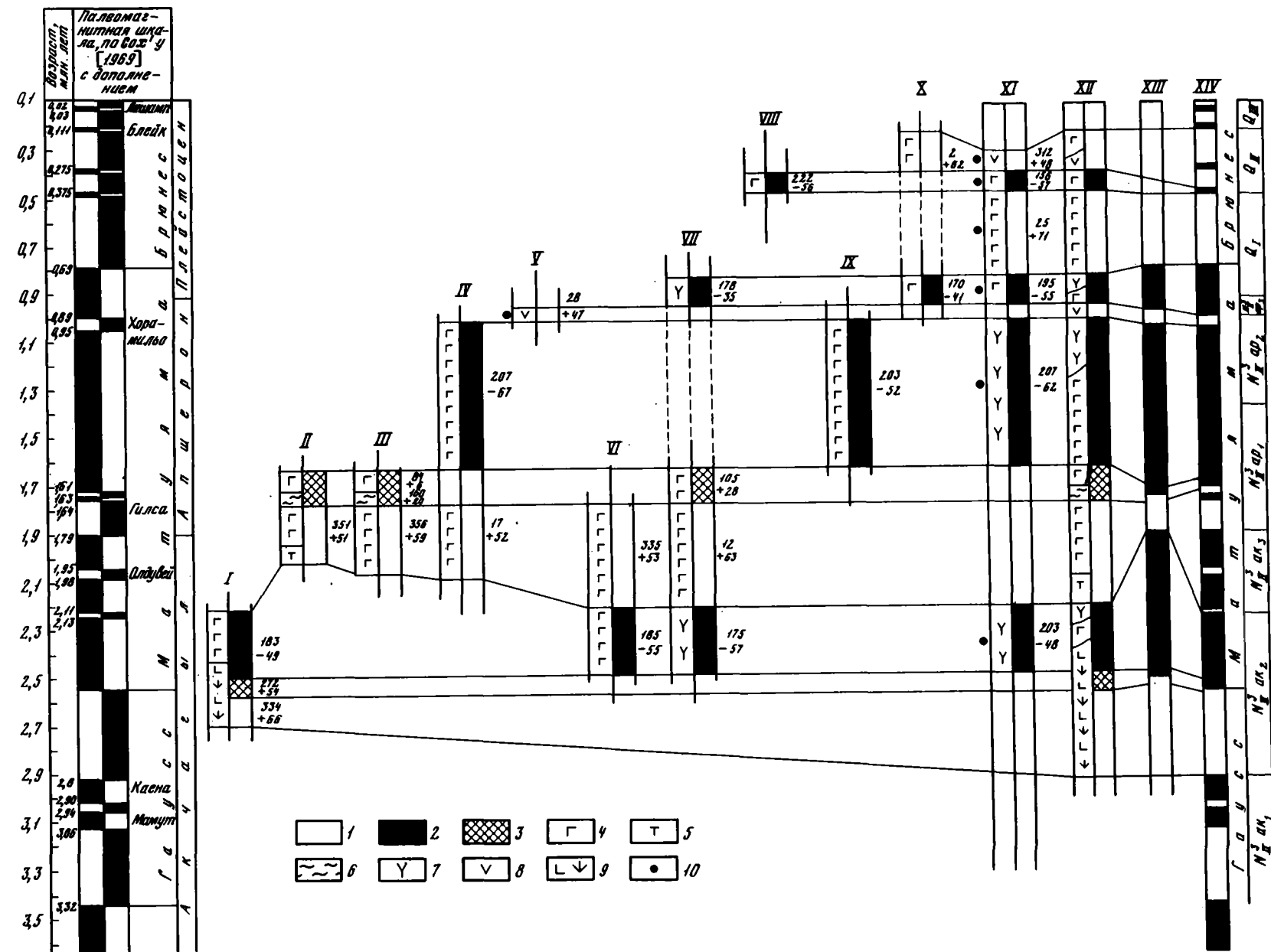
Каплина Т.Н., Лактина О.В., Рыбакова Н.О. История развития ландшафтов и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчиковский яр на р. М. Анюй). - В кн.: Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1980, с.

Комплексное изучение разреза позднечетвертичных отложений и радиоуглеродное датирование позволило отнести две холодные эпохи к зырянскому и сартанскому времени и две теплые эпохи - каргинскому, раннеголоценовому времени. В оптимальную фазу этих эпох климат был благоприятнее современного. Табл. 1, ил. 2, библиогр.: 13 назв.

УДК 551.89+550.93

Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Муратова М.В. К стратиграфии и палеогеографии позднелейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. - В кн.: Геохронология четвертичного периода. - М.: Наука, 1980, с.

Сопряженный анализ и радиоуглеродное датирование отложений, изученных по пяти скважинам и 12 естественным обнажениям, позволили по новому осветить вопросы расчленения плейстоценовых толщ Приморья. Согласно материалам комплексного исследования в настоящей статье дана характеристика природной обстановки на территории Приханкайской депрессии в различные эпохи позднего плейстоцена и голоцена. Библиогр. 4 назв.

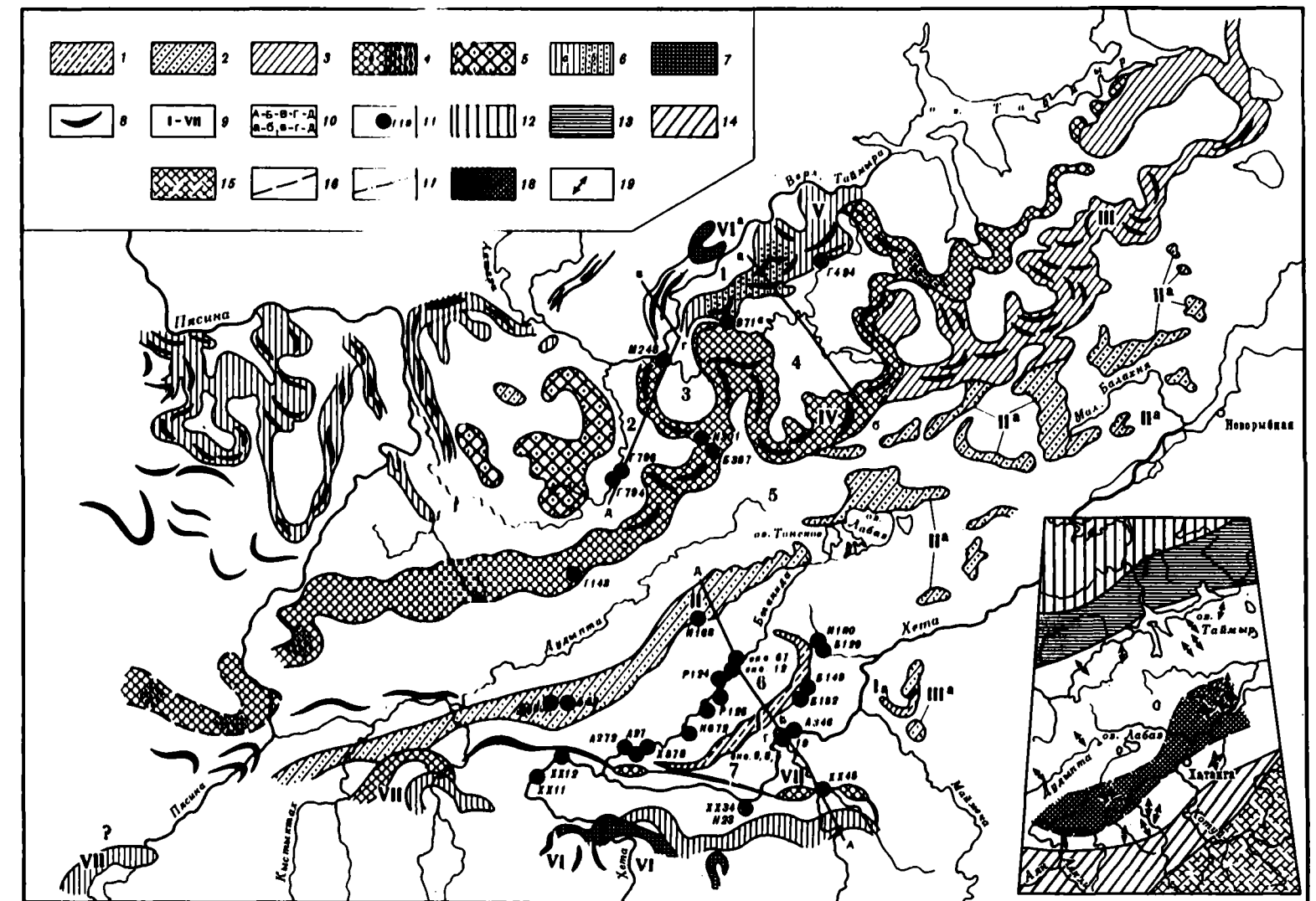


Р и с. 3. Палеомагнитная корреляция плио-плейстоценовых вулканитов Южной Грузии

1-3 - намагниченность: 1 - прямой, 2 - обратный, 3 - промежуточная; 4 - долериты; 5 - туфы; 6 - озерные отложения; 7 - андезиты-базальты; 8 - андезиты; 9 - сферические базальты; 10 - породы, датированные по К-Аг

Цифры у разрезов справа - древнее склонение и наклонение

1-14 - разрезы: I - Токи; II - Ахалкалаки; III - Дилиска; IV - Корхи; V - Кумурдо; VI - Аппия; VII - Сарфадара; VIII - Аспиндза; IX - Самшвилде; X - Зуратакети; XI - сводный разрез бассейна р. Храми; XII - сводный разрез Южно-Грузинского вулканического нагорья; XIII - сводный разрез морских плио-плейстоценовых отложений Азербайджана; XIV - сводный разрез плиоцен-плейстоценовых вулканитов

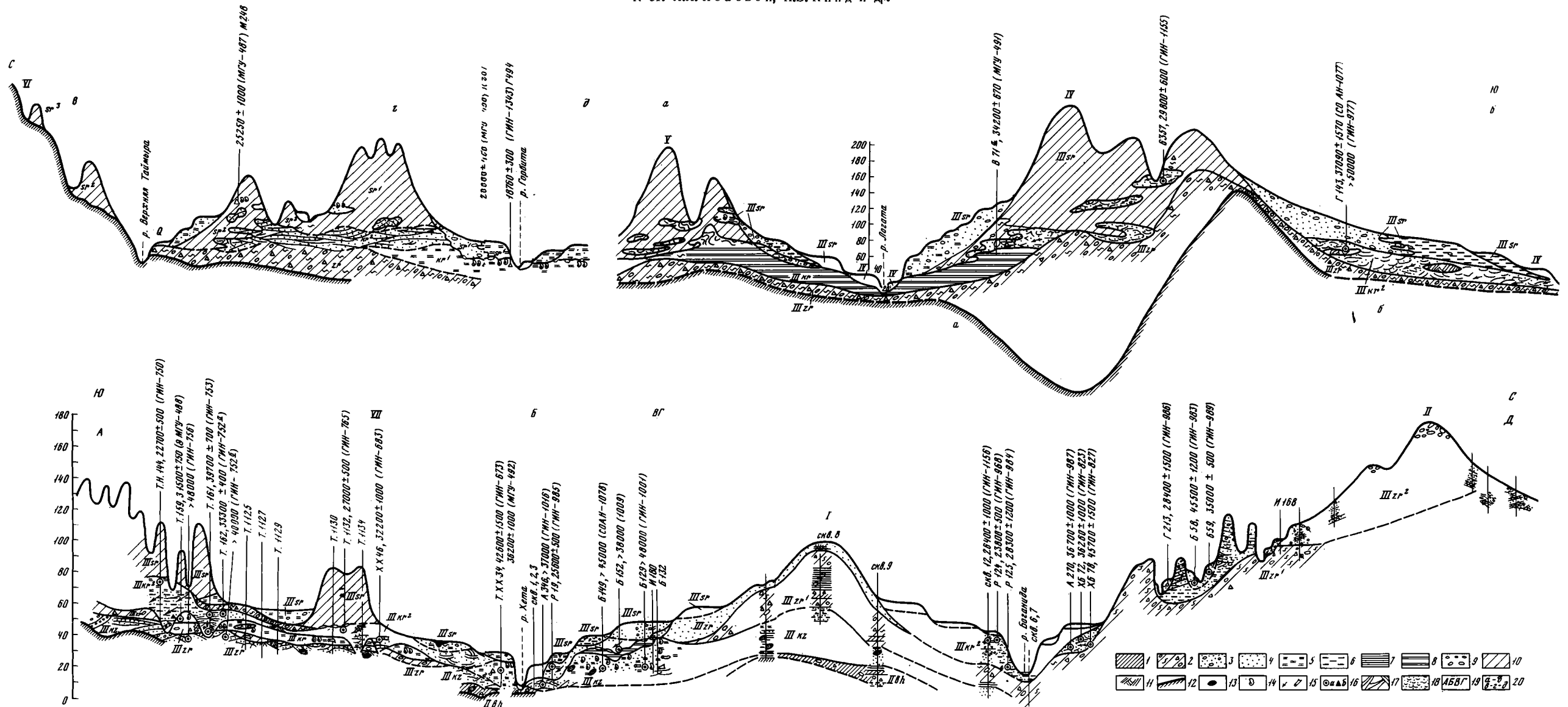


Р и с. 1. Схема распространения краевых ледниковых образований в Северо-Сибирской низменности

1-3 - краевые образования зырянского оледенения (IIst): 1 - гряды и подораздельные массивы трещинно-камового происхождения; 2 - гряды напорного происхождения; 3 - кончю-моренные гряды преимущественно насыпные; 4-7 - краевые образования сартанского оледенения (IIst): 4 - образования первой фазы оледенения (а - преимущественно насыпные, б - преимущественно напорные), 5 - массивы сложного трещинно-камового и напорного происхождения, 6 - образования второй фазы сартанского оледенения (а - преимущественно насыпные, б - преимущественно напорные), 7 - образования третьей фазы оледенения, насыпные; 8 - вершины кончю-моренных гряд; 9 - гряды: I - Урдахская, Ia - гряды, имеющие такое же происхождение, как и Урдахская; II - Сампесинская, IIa - гряды, имеющие такое же происхождение, как и Сампесинская; III -

Северо-Кокорская, IIIa - ее возрастные аналоги, IV - Сынтабульская; V - краевые образования у подножья гор Бырранга; VI - гряды у северного подножья плато Путорана; VIa - их возрастные аналоги; 10 - положение линий профилей, разрез по которым приведен на рис. 2; 11 - обнажения и скважины и их номер

На карте-врезке - петрографические провинции, ориентировка и состав обломочного материала, морены зырянского оледенения [по материалам С.М. Андреевой, 1978]; 12 - Северо-Таймырская, 13 - Быррангская, 14 - Путоранская, 15 - Анабарская; 16 - южная граница распространения валунов двух северных провинций; 17 - северная граница распространения валунов двух южных провинций; 18 - площадь смешанного состава обломочного материала (и северных и южных провинций); 19 - ориентировка длинных осей галек



Р и с. 2. Геолого-геоморфологический профиль через Северо-Сибирскую низменность по линиям А-Б-В-Г-Д, а-б, в-г-д (см. рис. 1)

1 - морена среднеголеистоценового возраста (II bh); 2 - морена зырянского оледенения (III zt); 3 - флювиогляциальные пески с галькой и валунами; 4 - трещинно-каменные пески; 5 - алевроиты массивные; 6 - алевроиты слоистые; 7 - глина массивная; 8 - глина ленточная; 9 - гальчаники, валушники; 10 - краевые ледниковые образования сартанского оледенения (III st); 11 - торф; 12 - докол - дочетвертичные породы; 13 - конкреции; 14 - раковины морских моллюсков; 15 - растительный дерит и джезина; 16 - места отбора проб на определение абсолютного возраста по C¹⁴ (а - растительные остатки, б - раковины моллюсков); 17 - косая слоистость; 18 - волнисто-вогнутая слоистость; 19 и 20 - линии профилей.

3 р. 10 к.