

ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК 551.324.63+551.794(235.222)

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ
ГОЛОЦЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ (Центральная Азия)

А.Р. Агатова, А.Н. Назаров*, Р.К. Непоп, Л.А. Орлова

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Сибирский федеральный университет, 660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия*

На основании геоморфологических исследований, радиоуглеродного датирования моренных комплексов и верхней границы леса в пределах Северо-Чуйского хребта, увязанных с активизациями склоновых процессов, почво- и торфообразованием в юго-восточной части Горного Алтая, определены временные рамки основных гляциальных и климатических событий этой территории в интервале от 7000 л. н. до первой половины XIX в. Массив из 57 абсолютных датировок, характеризующий развитие оледенения на обширной и при этом единой в климатическом и неотектоническом плане территории, получен впервые за время исследования Алтая. Новые результаты опровергают традиционные представления о голоценовом оледенении этой горной страны как восьми стадиях постепенной деградации поздне-вюрмского (сартанского) оледенения и свидетельствуют о практически полной деградации оледенения в верховьях трогов не позднее 7000 л.н. и неоднократных активизациях долинных ледников ЮВ Алтая во второй половине голоцена. Приводятся данные о морфологии и возрасте морен трех активизаций, выраженных в рельефе. Совпадение во времени пиков понижения температуры и увеличения влажности привело к катастрофически быстрому и максимальному по амплитуде (до 5—6 км) продвижению ледников в аккемскую стадию (4900—4200 л.н.). С учетом дендрохронологического датирования археологических памятников пазырыкской культуры на территории ЮВ Алтая возраст морен исторической стадии определяется интервалом 2300—1700 л.н. В стадию актру (конец XIII — середина XIX в.) были сформированы ближайшие к современным ледникам морены. В периоды потеплений между стадиями происходили значительное сокращение либо полная деградация ледников и регенерация леса в зоне современного оледенения. Прогрессирующая аридизация климата в голоцене приводила к уменьшению размеров ледников ЮВ Алтая в каждую из последующих стадий и отсутствию положительной реакции баланса массы ледников на сильнейший за прошедшее тысячелетие термальный минимум середины XIX в.

Горно-долинное оледенение, стадии наступания ледников, морены, динамика климата, голоцен, радиоуглеродная хронология, Северо-Чуйский хребет, Алтай.

RADIOCARBON CHRONOLOGY OF HOLOCENE GLACIAL AND CLIMATIC EVENTS
IN SOUTHEASTERN ALTAI (Central Asia)

A.R. Agatova, A.N. Nazarov, R.K. Nepop, and L.A. Orlova

The geomorphological studies and radiocarbon dating of moraine complexes and the tree line within the North Chuya Ridge, along with active slope processes, soil formation, and peat formation in southeastern Gorny Altai, constrain the age of the main glacial and climatic events in this area at 7 ka to the first half of the 19th century. It is for the first time in the history of Altai studies that 57 absolute dates were obtained for glaciation in a vast but climatically and neotectonically homogeneous area. The new data refute the conventional idea that the Holocene glaciation in this mountain land comprised eight stages of the gradual retreat of the Late Würm (Sartan) glaciation. Also, they evidence that glaciation in the upper parts of the troughs retreated almost completely no later than 7 ka and valley glaciers in the southeastern Altai were activated many times in the second half of the Holocene. Data are given on the morphology and age of three moraine generations reflected in the topography. A combination of temperature minima and humidity maxima led to a catastrophically rapid and the largest (up to 5–6 km) ice advance at the Akkem Stage (4.9–4.2 ka). In addition to the radiocarbon data, the time limits of the Historical Stage (2.3—1.7 ka) were defined more precisely using dendrochronological and archaeological data from Scythian burials of Pazyryk culture in SE Altai. The moraines closest to the present-day glaciers formed at the Aktru Stage (late 13th—middle 19th century). During warm interglacials, the glaciers waned considerably or

retreated completely and the zone of recent glaciation was reforested. As a result of progressive aridization in the Holocene, the glaciers in SE Altai waned at each successive stage, and their mass balance was not positive during the greatest temperature minimum of the last millennium (middle 19th century).

Mountain–valley glaciation, stages of ice advance, moraines climatic dynamics, Holocene, radiocarbon chronology, North Chuya Ridge, Altai

ВВЕДЕНИЕ

Сбор и анализ информации о динамике голоценовых оледенений и последующий ее синтез в виде палеогеографических и палеоклиматических реконструкций являются актуальными не только для понимания климатических событий недавнего прошлого, но и для их прогнозирования в ближайшем будущем. Для получения целостной картины пространственной изменчивости климата голоцена во внутренней части Евразии необходимы исследования динамики горных ледников в каждом из сегментов Центрально-Азиатского горного пояса.

Основные черты современного климата Алтая, северного крыла этого пояса, обусловлены его внутриконтинентальным положением, поступлением основного объема осадков с запада, со стороны Атлантического океана, и воздействием Монгольского антициклона. Российская часть поднятия — Горный Алтай — имеет наибольшую для всей горной системы протяженность с запада на восток и характеризуется сложной широтно-меридиональной ороклиматической зональностью. В рассматриваемой юго-восточной части Горного Алтая (ЮВ Алтай) (рис. 1) господствует аридный климат — на днище Чуйской котловины выпадает осадков не более 200 мм/год [Русанов, 1961], при этом из общей площади оледенения Горного Алтая (910 км²) на долю ЮВ Алтая приходится около 75 % [Ревякин и др., 1979]. Развитие оледенения здесь благоприятствует значительная высота хребтов — до 3500–4500 м, максимальная не только для Горного Алтая, но и азиатской части России в целом. Количество осадков на высоте снеговой линии резко возрастает, а их абсолютное значение убывает с запада на восток от 2000 до 500 мм/год и менее [Нарожный, Осипов, 1999]. Высота снеговой линии увеличивается с 2600 м в западной части Катунского хребта до 3400 м на границе с Монголией. Верхняя граница леса проходит на

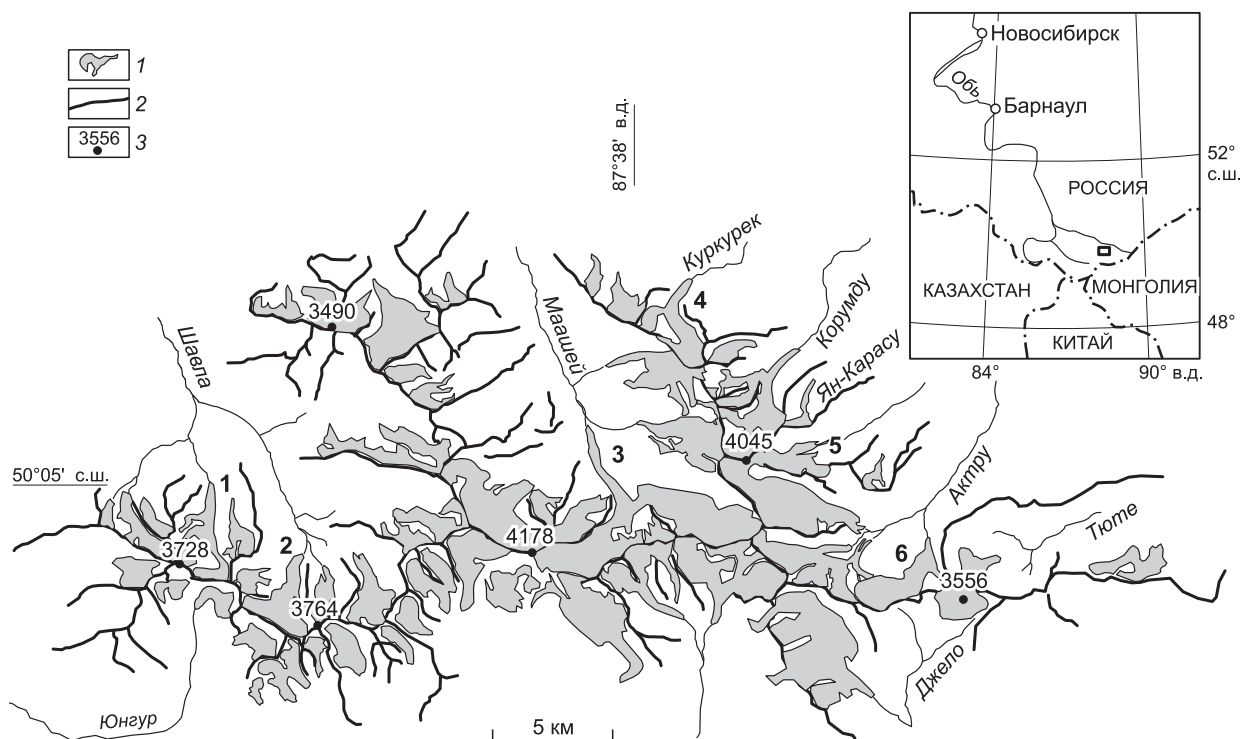


Рис. 1. Район исследований и орографическая схема Северо-Чуйского хребта.

На врезке прямоугольником показано положение Северо-Чуйского хребта. 1 — ледники, 2 — водоразделы, 3 — абсолютные высоты, м. Цифрами отмечены исследованные долины: 1 — левого притока р. Шавла, 2 — р. Шавла, 3 — р. Маашей, 4 — р. Куркюрек, 5 — р. Ян-Карасу, 6 — р. Актру.

высоте 2350—2450 м над ур. м. В южных и юго-восточных районах на развитие леса влияет локальное перераспределение осадков. Участки взрослого леса ограничены здесь высотами 2220—2330 м над ур. м., отдельные деревья и молодой подрост встречаются вплоть до 2500 м. В условиях дефицита влаги на распределение современных ледников влияют: дифференциация хребтов по абсолютной высоте; фактор абсолютной экспозиции склонов, усиленный преимущественно субширотным простиранием линейно вытянутых хребтов ЮВ Алтая; асимметричное строение большинства хребтов — пологие северные макросклоны длиннее крутых южных, что обуславливает большую площадь ледосборов ледников северной экспозиции; концентрация твердых осадков на северо-восточных подветренных склонах. По этим причинам основная масса ледников сосредоточена в самых высоких хребтах ЮВ Алтая: Катунском, Северо-Чуйском и Южно-Чуйском. При этом объем льда на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта в два раза больше, чем на южном, а в расположенном восточнее Южно-Чуйском хребте это отношение равняется уже семь к одному [Никитин и др., 2000]. Сходное распределение современных, голоценовых и позднеплейстоценовых ледников свидетельствует о формировании современной ороклиматической зональности и дефиците осадков на этой территории уже с начала позднего плейстоцена [Агатова, 2005].

Характер колебания ледников в голоцене на территории ЮВ Алтая неоднократно обсуждался отечественными исследователями [Мягков, 1936; Тюменцев, 1936; Варданянц, 1938; Душкин, 1965; Адаменко, Сюбаев, 1977; Ивановский, Панычев, 1978; Ивановский и др., 1982; Окишев, 1982; Адаменко, Селищев, 1984; Соломина, 1988; Бутвиловский, 1993]. Однако вплоть до начала текущего столетия вследствие малого количества абсолютных датировок моренных отложений история голоценового оледенения Алтая реконструировалась главным образом по положению древних конечных морен относительно современных ледников, их абсолютной высоте и расчетам депрессии снеговой линии, визуальным оценкам сохранности первоначальной формы моренных валов, их задернованности и залесенности.

В то же время в последние десятилетия сложилась уникальная ситуация для абсолютного датирования голоценовых подвижек горно-долинных ледников. Современное отступление ледников и деградация льда в моренах приводят к вытаиванию большого количества фрагментов погребенной древесины, что делает возможным массовое радиоуглеродное датирование. На сегодняшний день получено более 70 новых датировок древесины из долин Катунского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов юго-восточной части Горного Алтая. Подобный массив данных, характеризующих динамику голоценового оледенения для представительной по площади и в то же время единой в климатическом и неотектоническом плане территории, получен впервые за время исследования Алтая. В статье проводится анализ 57 радиоуглеродных датировок фрагментов деревьев, обнаруженных в моренных и флювиогляциальных отложениях вблизи современных ледников и выше современной границы леса в шести долинах Северо-Чуйского хребта. Кроме того, нами были учтены новейшие данные дендрохронологического датирования археологических памятников пазырыкской культуры ЮВ Алтая, проанализированы 62 ранее опубликованных радиоуглеродных датировок моренных, почвенных и торфяных отложений, проведена их калибровка, без которой невозможно их корректное сопоставление с вновь полученными датами, а также проверка валидности последних путем датирования ряда образцов в разных лабораториях.

Результаты наших исследований опровергают традиционные представления о голоценовом оледенении Алтая как восьми стадиях последовательного распада позднеюрмского (сартанского) оледенения [Варданянц, 1938] и позволяют обоснованно судить о времени наиболее важных гляциальных и климатических событий второй половины голоцена в одном из горных районов внутренней части Евразии. В статье обосновывается хронология трех последних, выраженных в рельефе, стадий наступания долинных ледников Алтая: аккемской, исторической и актру.

ТРАДИЦИОННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДИНАМИКЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Стадии голоценового оледенения Горного Алтая традиционно выделяются в соответствии со схемой деградации вюрмских ледников, предложенной Л.А. Варданянцем [1938] еще в первой половине двадцатого столетия по аналогии с Кавказом (табл. 1). Восемь стадий сокращения ледников Кавказа были синхронизированы им со стадиями альпийских и алтайских ледников. Так как сам Л.А. Варданянц на Алтае не работал, им были обобщены данные из работ К.Г. Тюменцева [1936] и И.М. Мягкова [1936], исследовавших оледенение Катунского хребта в ходе геологической съемки (1929—1932 гг.) и ледниковой экспедиции АН СССР (1933 г.). По названиям рек и озер этого хребта и даны названия аккемской, кочурлинской, мультинской и огневской стадий. Схема Л.А. Варданянца была позднее использована А.В. Шнитниковым [1957] для подтверждения восьмикратного проявления 1850-летнего ритма пульсации влажности в поствюрмское время не только на побережье, но и в центре Евразии. Однако ни в одной из долин Катунского хребта не были установлены все восемь стадий отступления ледников, и «порядковый номер» моренного вала от ледника не может служить основанием для определения его возраста.

Таблица 1. Динамика ледников Алтая в голоцене по представлениям различных авторов

Стадия наступания, по [Варданыц, 1938]	Высота конечных морен различных стадий, горный узел Биш-Иирду и ледник Машей; хронология ста- дий, некоторых горных сооружений Азии, по [Шнитников, 1963]		Фаза наступания и депрессия границы питания в бассейне Актру, по [Ивановский, 1967]		Стадиальные конечные морены второго мегастадиала и депрес- сия границы питания для Право- го Актру, по [Окишев, 1982]	
	абсолютная высота, м	время максимума, лет до н.э.	фаза	депрессия, м	№ морены от ледника	депрессия, м
XIX—XVII вв. Историческая	между 2200 2300	— Около начала н.э.	VII VI	50—70 100	1 2	70 175
Аккемская	1900—2000	Около 1900	V	250	3	285
Кочурлинская	1700	3700—3800	IV	450—470	4	355
Мульгинская	около 1550	5600—5800	III	600	5	430
Огнёвская	1350	7400—7600	II	650	6	485
Первая	1250	9200—9400	I	До 700	7	540
Максимум вюрма	около 1100	11000—11300	—	—	8	625

Тем не менее в ряде работ [Шнитников, 1963; Окишев, 1982] возраст стадиальных моренных валов в долинах Алтая определялся с разницей в 1800—1900 лет с применением подобной упрощенной процедуры датирования.

Для установления возраста стадиальных морен помимо морфологических критериев и абсолютной высоты положения моренных валов использовались также определения депрессии границы питания ледников. Однако значения депрессии для одной и той же стадии в пределах ЮВ Алтая (см. табл. 1) отличаются, по данным разных исследователей, на нескольких десятках метров. Очевидно, что подобные расхождения не только не позволяют на основании этого параметра относить стадиальные валы к конкретным временным интервалам, но и сопоставлять по возрасту морены в разных долинах.

Аналитические методы — радиоуглеродный [Ивановский, Панычев, 1978; Ивановский и др., 1982; Михайлов, 1987], дендрохронологический [Душкин, 1965; Адаменко, Сюбаев, 1977; Адаменко, Селищев, 1984], лихенометрический [Соломина, 1988] — стали применяться для изучения ледникового рельефа и отложений с конца 70-х годов прошлого столетия. Это позволило получить первые абсолютные датировки ближайших к современным ледникам морен в долинах рек Актру, Корумду, Ян-Карасу (Северо-Чуйский хребет), Берели (Катунский хребет) и отложений моренно-подпрудного озера в долине р. Чикты (Южно-Чуйский хребет). Позднее была получена радиоуглеродная датировка морен ледника Софийский в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), позволившая уточнить хронологические рамки малой ледниковой эпохи на Алтае и выделить наступание XIII в. [Агатова и др., 2002], предшествовавшее наступанию XVI—XIX веков, установленному ранее в долине Актру [Ивановский, Панычев, 1978].

Однако, как подчеркивалось выше, к концу двадцатого столетия количество абсолютных датировок голоценовых моренных отложений оставалось недостаточным для корректных палеогеографических реконструкций (табл. 2). Относительно полно был обоснован возраст только последней стадии — малой ледниковой эпохи. Лишь пять лет назад вновь возобновились целенаправленное изучение динамики ледников и климата ЮВ Алтая, включающее датирование конечных морен и палеограницы леса [Галахов и др., 2005, 2008; Назаров, Агатова, 2008], а также палинологические исследования отложений оз. Джангысколь у подножия Северо-Чуйского хребта [Blyakharchuk et al., 2008] и разрезов в долинах Южно-Чуйского и Курайского хребтов [Schlutz, Lehmkuhl, 2007].

Несмотря на недостатки, схема Л.А. Варданыца до сих пор используется в качестве основы для палеогеографических реконструкций на территории Горного Алтая. В целом уверенной, хотя и не строгой, идентификации по морфологическим признакам в большинстве горно-ледниковых долин поддаются морены только трех наиболее молодых из выделенных стадий.

Моренные комплексы **аккемской стадии** в Северо-Чуйском хребте описаны для долин рек Актру, Корумду, Куркурек. «Древние ледники этих долин отложили конечные морены в виде коротких языков, внешняя сторона которых лежит на более крутом склоне, обращенном к Курайской котловине, а внутренний склон ограничивает пологую и несколько расширенную часть днища долины... Упомянутое расширение перед мореной обычно либо занято озером, либо покрыто широким, сравнительно ровным галечниковым чехлом. Подобный характер долины, в известной степени, маркирует положение конечной морены аккемской стадии» [Ивановский, 1967, с. 180]. Один из ее наиболее характерных признаков — значительная удаленность от морен последующих более слабых активизаций. В ряде долин в строении морены выделяются два вала. Несмотря на сравнительно хорошую сохранность и выраженность в релье-

Таблица 2. Ранее опубликованные радиоуглеродные датировки, характеризующие активность ледников и колебания климата в голоцене на территории ЮВ Алтая

Образец	Возраст ¹⁴ C (календарный ВР), лет	Место отбора, описание образца	Интерпретация (по автору)	Источник
СОАН 1617	610 ± 50 (601 ± 64)	Долина р. Актру, стволы деревьев во фронтальном откосе правой лопасти морены стадии актру ледника Малый Актру	Фронтальная часть морены стадии актру сформирована ледником Малый Актру в конце XVI в. или начале XVII в.	[Ивановский, Панычев, 1978]
СОАН 1426	430 ± 30 (490 ± 39)			
СОАН 1616	430 ± 50 (482 ± 57)			
СОАН 1618	440 ± 50 (485 ± 59)	Долина р. Актру, ствол дерева во фронте левой лопасти морены стадии актру ледника Малый Актру		
СОАН 1427	430 ± 30 (490 ± 39)	Долина р. Актру, прикорневая часть кедра на внутренней стороне фронтального вала моренного комплекса стадии актру ледника Большой Актру	Дерево сломано наступающим ледником, фронт морены в стадию актру сформирован в XVII в.	
ТА-859	6060 ± 60 (6903 ± 128)	Долина р. Ян-Карасу, древесина из 4-й от ледника конечной морены	Дерево погибло в кочурлинскую стадию с депрессией снеговой линии 350 м	[Окишев, 1982]
СОАН 1881	6100 ± 50 (7006 ± 154)	Долина р. Ян-Карасу, лиственница во фронте каменного глетчера	Граница леса в это время была на 300 м выше современной	[Ивановский, 1993]
СОАН 1882	6080 ± 60 (6913 ± 120)	Долина р. Ян-Карасу, фрагменты погребенной древесины в каменном глетчере		
СОАН 1883	2920 ± 35 (3063 ± 104)			
СОАН 1884	3075 ± 25 (3301 ± 62)			
СОАН 1885	465 ± 30 (514 ± 26)	Долина р. Корумду, ствол кедра на пятой конечной морене ледника Корумду	Наступание ледника в стадию актру	
СОАН 1887	130 ± 20 (105 ± 46)	Долина р. Актру, ствол, погребенный боковой мореной	Активизация склоновых процессов во время деградации ледника в стадию актру	[Ивановский и др., 1982]
СОАН 1888	125 ± 15 (103 ± 44)	Долина р. Актру, ствол, погребенный вблизи верхнего края боковой морены		
СОАН 2106	3810 ± 105 (4174 ± 270)	Чуйская впадина, растительные остатки из бугров пучения	Отсутствие ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине	[Рудой, 1988]
б/н-1	3730 ± 35 (4068 ± 91)	Урочище Ештыккель (подножие северного склона Северо-Чуйского хребта), погребенные торфяные горизонты	Потепление климата и смена увлажненности территории	[Бутвиловский, 1993]
б/н-2	2450 ± 95 (2543 ± 203)			
б/н-3	2240 ± 70 (2204 ± 154)			
б/н-4	2100 ± 100 (2105 ± 226)			
б/н-5	1880 ± 60 (1822 ± 129)			
б/н-6	3110 ± 30 (3324 ± 68)	Долина р. Чуя (устье р. Куэхтанар), горизонты погребенных каштановых почв	Периоды интерстадиальных потеплений	
б/н-7	2425 ± 30 (2433 ± 82)			
б/н-8	1610 ± 25 (1481 ± 66)			
б/н-9	6565 ± 80 (7452 ± 133)			

Образец	Возраст ¹⁴ C (календарный BP), лет	Место отбора, описание образца	Интерпретация (по автору)	Источник
б/н-10	7530 ± 60 (8308 ± 110)	Долина р. Чуя (устье р. Куэхтанар), горизонты погребенных каштановых почв	Периоды интерстадиальных потеплений	[Бутвиловский, 1993]
б/н-11	8700 ± 65 (9717 ± 177)			
СОАН 1692В	5330 ± 80 (6131 ± 150)			
СОАН 438	7400 ± 100 (8202 ± 184)	Долина р. Тара (Южно-Чуйский хребет), линзы почв с обожженными древесными углями		
СОАН 2122	8510 ± 40 (9506 ± 36)	Долина р. Богуты (хр. Чихачева), линзы почв с обилием обожженных древесных углей		
СОАН 2288	8730 ± 90 (9745 ± 208)			
СОАН 2289	8330 ± 95 (9303 ± 215)			
СОАН 2290	8890 ± 70 (9969 ± 233)			
СОАН 2374	2680 ± 35 (2799 ± 51)	Курайская впадина (разрез конуса выноса р. Курайка), криотурбированные супеси и суглинки с растительными остатками	Почвообразование, завершившееся формированием многолетнемерзлых пород	
СОАН 2375	4590 ± 30 (5304 ± 24)	Курайская впадина (разрез конуса выноса р. Курайка), галечно-русловой и пойменно-суглинистый аллювиальный комплекс с линзами торфа	Накопление мелкообломочного материала и органики в условиях малодинамичной среды	
СОАН 1756	540 ± 25 (538 ± 22)	Долина р. Джазатор (устье долины р. Чикты, подножие южного склона Южно-Чуйского хребта), погребенные торфяные горизонты в отложениях моренно-подпрудного озера	Смена обводнения, потепление внутри стадии актру	[Ивановский и др., 1982]
СОАН 1757	830 ± 50 (737 ± 65)		Смена обводнения, потепление VI—VII вв., сменившееся наступанием ледников в стадию актру	
СОАН 1758	1140 ± 30 (1055 ± 87)		Начало увлажнения 3000 л. н., вызвавшее наступание ледников исторической стадии, окончившееся в VI—VII вв. н.э.	
СОАН 1759	3215 ± 20 (3427 ± 41)			
СОАН 1760(1)*	3205 ± 40 (3421 ± 65)			
СОАН 1760(2)*	3390 ± 30 (3633 ± 71)			
ЛУ 1526	520 ± 80 (549 ± 118)	Долина р. Берель (Катунский хребет), фрагмент древесины из современного конечно-моренного комплекса ледника Большой Берельский	Наиболее древняя морена после окончания средневекового оптимума	[Михайлов, 1987]
ЛУ 1800	4400 ± 70 (4967 ± 120)	Курайская впадина (междуречье рек Курай и Кызыл-Таш), торфяные прослои в отложениях террасы	Этапы обводнения Курайской котловины, завершившиеся заболачиванием и формированием торфяного горизонта	
ЛУ 1802	2990 ± 90 (3153 ± 228)			
ЛУ 1801	3260 ± 250 (3476 ± 620)	Урочище Ештыккель (береговое обнажение оз. Джангысколь), торфяной горизонт	Озерный режим в котловине оз. Джангысколь сохранялся до 3000 л.н.	[Михайлов и др., 1989]
ЛУ 1804	7070 ± 170 (7892 ± 311)	Урочище Ештыккель (береговое обнажение оз. Джангысколь), растительные остатки		
ЛУ 1829	3710 ± 40 (4057 ± 99)	Урочище Ештыккель (холм рядом с оз. Джангысколь), древесина		
ЛУ 1831	3800 ± 70 (4238 ± 175)			

Образец	Возраст ^{14}C (календарный BP), лет	Место отбора, описание образца	Интерпретация (по автору)	Источник
СОАН 4116	2630 ± 60 (2780 ± 90)	Долина р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), древесина в склоновых отложениях	Активизация склоновых про- цессов	[Агатова и др., 2002]
СОАН 4117	710 ± 35 (676 ± 37)	Долина р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), древесина в отложениях ближайшего к леднику моренного комплекса	Начало наступания ледника Софийский в стадию актру	
СОАН 4865	650 ± 60 (611 ± 72)	Долина р. Актру (Северо-Чуйский хребет), торфяник перед фронтальной частью морены аккемской стадии	Скорость торфонакопления составляет 0.29 мм/год	[Галахов и др., 2005]
СОАН 4866	1745 ± 45 (1643 ± 99)			
СОАН 5451	2875 ± 80 (3041 ± 203)	Долина р. Актру, погребенный древесный уголь в рыхлых отло- жениях, 600 м ниже по долине морены аккем- ской стадии	Возраст древесного угля ис- пользован для оценки скоро- сти осадконакопления	
Hv 23423	2240 ± 175 (2302 ± 426)	Долина р. Тархата (Южно-Чуйский хребет), погребенная почва	Сухой климат	[Schlutz, Lehmkuhl, 2007]
Hv 24148	910 ± 145 (890 ± 251)	Бассейн р. Чуя, древесный уголь в делювиальных отложениях	Период деградации леса и уси- ления эрозии почвы, связан- ных с аридизацией климата	
Hv 24149	1070 ± 155 (1005 ± 281)			
Hv 24150	1010 ± 155 (932 ± 255)			
Hv 24151	1170 ± 45 (1075 ± 106)			
Hv 24152	2265 ± 70 (2242 ± 135)			
Hv 23424	3450 ± 125 (3718 ± 278)	Долина р. Чикты (южный макросклон Южно- Чуйского хребта), погребенная почва	Возраст ископаемых почв, перекрытых солифлюкционными натекками, указывает на период потепления перед последую- щим ухудшением климата	
Hv 23425	7210 ± 255 (8029 ± 453)			
Hv 23426	3830 ± 160 (4239 ± 412)			
Hv 23427	2800 ± 130 (2994 ± 282)	Бассейн р. Чуя, погребенная почва	Сухой климат	
Hv 23431	1475 ± 60 (1369 ± 77)	Долина р. Чуя, погребенная почва		

* Анализ образца проведен по разным фракциям углеродсодержащего материала.

фе морен, относимых к аккемской стадии, до недавнего времени отсутствовали достоверные свидетельства ее абсолютного возраста.

Морена **исторической** стадии в пределах ЮВ Алтая чаще всего выглядит как более или менее четко выраженные задернованные, частично залесенные валы, располагающиеся непосредственно перед молодой мореной стадии актру. Лишь у ледника Малый Актру «историческая» морена перекрыта полностью, однако это исключение. В большинстве долин масштаб развития ледников в историческую стадию был большим, чем в последующие активизации. У крупных ледников Северо-Чуйского хребта морена этой стадии, как правило, мощная, протяженная и состоит из крупноглыбового материала. В долине р. Маашей морена исторической стадии представлена тремя основными валами, осложненными более мелкими, что указывает на последовательное уменьшение активности ледника. У малых ледников (Ян-Карасу, Куркурек) выделение валов в строении конечной морены проблематично.

Границы периода, в течение которого могли сформироваться морены исторической стадии (3000 — около 1300—1400 л.н. в радиоуглеродной шкале), определялись на основании радиоуглеродного датирования торфяных прослоев в отложениях моренно-подпрудного озера в устье долины р. Чикты (Южно-

Чуйский хребет) [Ивановский и др., 1982] и каменных глетчеров в долине р. Ян-Карасу [Ивановский, 1993].

Наиболее поздняя стадия, соответствующая европейской малой ледниковой эпохе, была названа **стадией актру** [Ивановский, Панычев, 1978], так как именно в долине р. Актру моренные комплексы этой стадии были описаны и изучены наиболее детально. Морена стадии актру четко выделяется у всех без исключения ледников. Моренный комплекс стадии располагается в непосредственной близости от современных ледников и, как правило, состоит из двух-трех серий валов, выраженных в большей или меньшей степени и последовательно вложенных один в другой. Конечные морены перегораживают долину от одного склона до другого. Даже у небольших ледников высота валов нередко превосходит 100 м [Ивановский, Панычев, 1978]. В пределах Северо-Чуйского хребта морена до настоящего времени слабо освоена лесом, зачаточный почвенный покров имеет островное распространение.

Л.Н. Ивановским с соавторами начало стадии актру было определено концом XVI — серединой XVII в., а окончание датируется первой половиной — серединой XIX в., при этом максимальным считалось наступание XVII в. [Ивановский, Панычев, 1978; Ивановский и др., 1982]. Этот вывод был сделан на основании восьми радиоуглеродных датировок погребенной моренами древесины и определения времени заселения морен лесной растительностью, а также двух датировок погребенных торфяных горизонтов в отложениях моренно-подпрудного озера в устье долины р. Чикты. Анализ динамики радиального прироста деревьев, растущих у подножия моренных комплексов, позволил М.Ф. Адаменко с соавторами выделить три наступания ледников бассейна Актру в интервале от начала XVI до 80-х годов XIX в., но максимальное наступание, по их мнению, приходится на середину XIX в., а быстрое отступление ледников начинается лишь с конца 80-х — начала 90-х годов XIX в. [Адаменко, Сюбаев, 1977; Адаменко, Селищев, 1984]. Лихенометрические исследования показали, что наступания ледников Большой и Малый Актру были синхронными, но разномасштабными — кульминация наступания Большого Актру приходится на XVII в., Малого Актру — на конец XVIII — начало XIX в. [Соломина, 1988].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения амплитуды продвижения ледников в различные стадии был применен геоморфологический метод, включающий дешифрирование аэрофотоснимков и полевые исследования с картированием конечных и боковых морен различной степени сохранности и залесенности. В случае нахождения в долине нескольких стадияльных комплексов учитывались их положение относительно друг друга, удаленность от современных ледников, абсолютная высота. Анализировались состав и форма слагающих морены обломков. Проводилась генетическая типизация других форм рельефа, сложных крупно-обломочными отложениями — присклоновых каменных глетчеров, обвалов, селевых выносов.

Находки погребенной древесины во всех без исключения долинах сделаны в моренных и флювиогляциальных отложениях. Остатки деревьев различной сохранности в большинстве случаев вымываются непосредственно из-под языков ледников и разносятся тальми водами в пределах поймы реки. Характерными признаками таких образцов являются следы воздействия ледника: надрезы камнями, изломы, потертости, скручивания с разрывами и т.п. Часто их поверхность покрыта своеобразной шелушащейся коркой из отслаивающейся древесины. Образцы древесины в поверхностном положении отбирались от погибших деревьев на моренных валах различных генераций. В данном случае древесные остатки представляют собой более или менее сохранившиеся фрагменты стволов, частично перекрытые моренными отложениями или находящиеся вне зоны непосредственного воздействия ледника. Некоторые образцы отобраны на верхнем пределе распространения лесной растительности. В этом случае гибель деревьев вызывалась значительным ухудшением климата.

Датирование фрагментов древесины было проведено радиоуглеродным методом по стандартной методике [Арсланов, 1987] в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). С целью проверки достоверности получаемых результатов часть образцов была параллельно направлена в радиоуглеродную лабораторию Института географии РАН (г. Москва). Разница в радиоуглеродном возрасте, полученном для одного и того же образца в обеих лабораториях, не превысила ошибки метода, что позволяет считать проведенные измерения корректными. В статье приводятся календарный (в скобках) и радиоуглеродный возраст каждого образца. Определение остаточной активности углерода в обеих лабораториях выполнено на установке QUANTULUS-1220. Для расчета возраста использован период полураспада ^{14}C 5570 лет. Для перехода на период полураспада 5730 лет необходимо к дате ввести коэффициент 1.03. Возраст рассчитан от 1950 г. Калибровка радиоуглеродного возраста проведена в программе Calib Radiocarbon Calibration Program [Stuiver, Reimer, 1993] версии REV 5.0.1 [Reimer et al., 2004]. Интервал калиброванного возраста приведен на 2σ . Датировки, опубликованные в работах предшественников, были откалиброваны нами в этой же программе.

СТАДИАЛЬНЫЕ МОРЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДОЛИНАХ СЕВЕРО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА

Высоты Северо-Чуйского хребта, одного из центров современного оледенения Алтая, составляют около 3000—3100 м, в центральной части — массиве Биш-Иирду — до 3500—3700 м. Наиболее высокими вершинами являются Маашей (4177 м) и Актру (4056 м). Гребневая часть хребта имеет альпийский рельеф. Долины представляют собой вложенные трюги, в верховьях которых еще сохраняются ледники, отступающие со средней за прошедшее столетие скоростью около 9.6 м/год (ледник Малый Актру). Максимальная скорость отступления ледников приходилась на интервал 1900—1940 гг. [Pattyn et al., 2003].

Шесть исследованных долин секут северный макросклон Северо-Чуйского хребта, обращенный к Курайской котловине. Характеристика долин дается с запада на восток — в направлении подъема снеговой линии.

Долина левого притока р. Шавла. В верховьях левого притока р. Шавла расположен небольшой ледник (№ 27, по [Каталог..., 1977]). На небольшом удалении он обрамлен моренным комплексом, на основании своего ближайшего положения к леднику и прекрасной сохранности относимым к стадии актру. В своей левой части он налегает на значительно эродированную, залесенную и задернованную морену исторической стадии (рис. 2). Моренные отложения обеих стадий прорезаны глубоким и сухим в настоящее время руслом, заваленным фрагментами деревьев и целыми стволами. В настоящее время река стекает по другому руслу, в котором до сих пор находятся стоящие и поваленные стволы 200—300-летнего возраста (измерения 2007 г.). Отдельные современные деревья произрастают ниже по долине до высоты 2350—2380 м.

В этой долине было сделано 13 находок древесины.

Долина истока р. Шавла. Здесь находятся несколько небольших ледников с хорошо выраженными моренами стадии актру (рис. 3). На склонах долины встречаются фрагменты стволов деревьев, произраставших выше пределов распространения современного взрослого леса.

В этой долине было отобрано четыре образца. Один из них свидетельствует о потеплении между исторической стадией и стадией актру, а три других — о наступании наиболее крупного ледника № 21 [Каталог..., 1977] в стадию актру.

Долина р. Маашей. В верховьях этой долины расположен крупный ледник Маашей (№ 144, по [Каталог..., 1974]). Морена стадии актру сложена крупноглыбовым материалом, незадернована и имеет зачаточный растительный покров. Морена исторической стадии образована тремя основными валами, осложненными более мелкими, что указывает на последовательное уменьшение активности ледника (рис. 4). Особенностью морены является ее большая протяженность (около 1200 м) и концентрация материала вдоль подножия левого борта долины вследствие слияния языка ледника Маашей с его левым притоком № 145 [Каталог..., 1977] в то время. Амплитуды подвижек ледника при формировании внутреннего вала исторической стадии и фронта морены стадии актру очень близки, что усложняет задачу определения верхней хронологической границы исторической стадии. Выделение морены аккемской стадии в долине Маашей затруднено по причине активно протекающих склоновых процессов и аккумуляции обломочного материала на днище долины, приведшей к возникновению подпрудного озера.

В верховьях этой долины отобрано 14 образцов.

Долина р. Куркурек. В этой долине, в верховьях которой расположен одноименный ледник, представлены все три изучаемых комплекса морен. Морена стадии актру (рис. 5) залегает на задернованной и покрытой растительностью морене исторической стадии, в ее строении, в отличие от морен крупных ледников, выделение осцилляционных валов проблематично. На значительном удалении от них в месте резкого тектонически обусловленного перегиба днища долины сохранилась морена аккемской стадии.

Находка фрагментов двух полусгнивших стволов диаметром 40—80 см сделана на днище долины ниже морены исторической стадии среди современных деревьев диаметром не более 20 см.

Долина р. Ян-Карасу. Река берет начало с небольшого одноименного ледника. В верхней части долины широко распространены присклоновые каменные глетчеры, некоторые из них достигают днища долины. На основании датирования погребенной древесины (ТА-859) один из таких глетчеров был интерпретирован как моренный вал кочурлинской стадии, сформированной ледником при депрессии границы питания 350 м около 6000 л.н. [Окишев, 1982]. Л.Н. Ивановским [1993] данная форма рельефа однозначно интерпретируется как каменный глетчер, материалом для него лишь предположительно могла послужить морена. Сходные находки (СОАН 1881, 1882) во фронте этого глетчера позволили ему утверждать, что верхняя граница леса в долине Ян-Карасу в это время была на 300 м выше современной (см. табл. 2). Активизация каменных глетчеров, во фронте одного из которых на абсолютной высоте 2450—2500 м были обнаружены погибшие деревья (СОАН 1883, 1884), связывается Л.Н. Ивановским с окончанием очередного потепления и ростом увлажненности около 3000 л.н. Для возрастных интерпретаций упомянутыми авторами использовались некалиброванные даты.

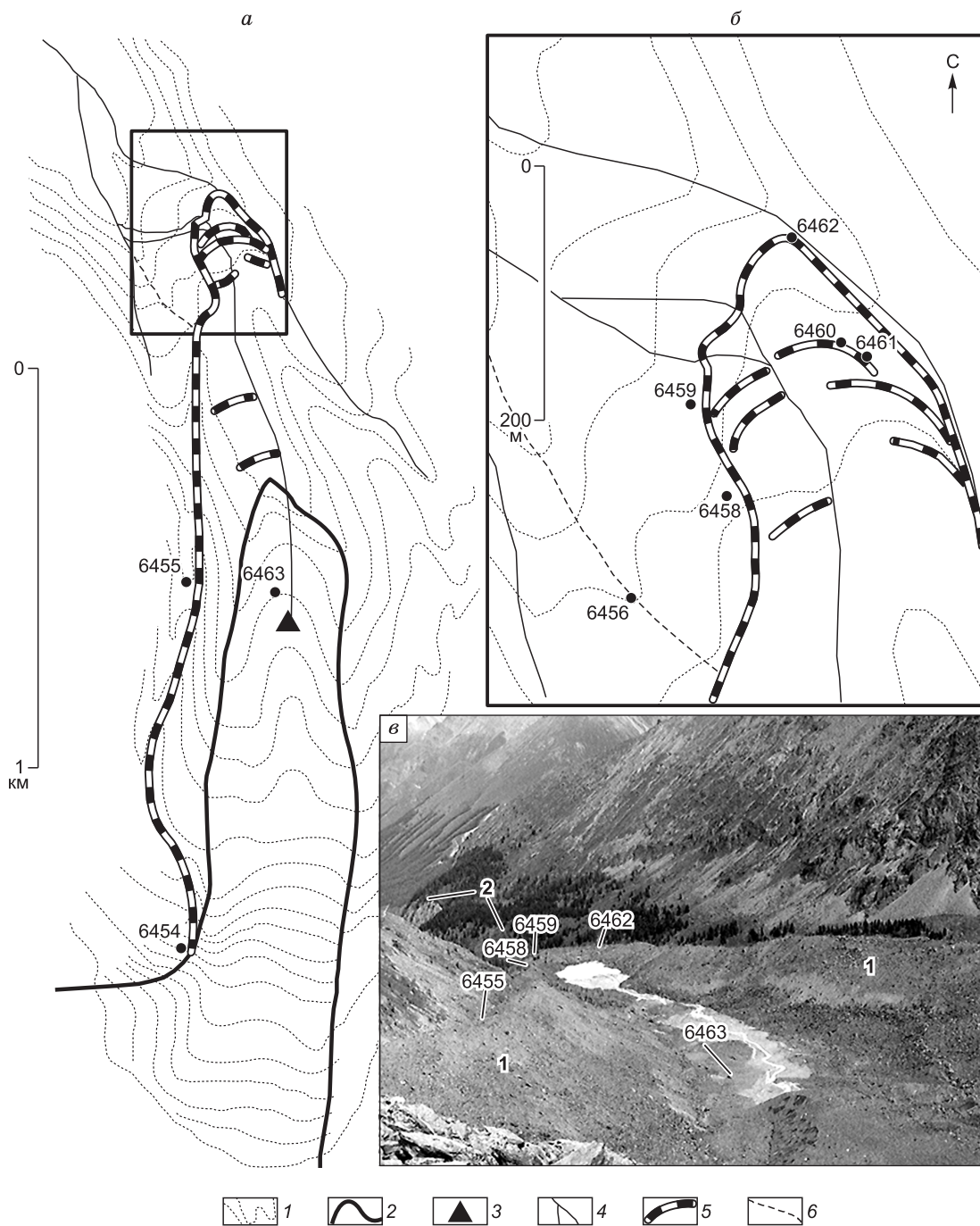


Рис. 2. Ледник № 27 [Каталог..., 1974] в верховьях левого притока р. Шавла (а); конечно-моренный комплекс стадии актру ледника № 27 с местами отбора проб на радиоуглеродное датирование (б); фотография с места отбора обр. СОАН 6454 (в).

1 — изолинии, проведены через 10 м; 2 — граница ледника в 1960-х годах; 3 — положение языка ледника в 2006 г.; 4 — современные водотоки; 5 — гребни моренных валов; 6 — пересохшее русло. 1 — моренный комплекс стадии актру; 2 — морены исторической стадии. Здесь и далее фотографии А.Н. Назарова.

Два образца были отобраны в верховье долины в ручье ниже фронта присклонового каменного глетчера на высоте 2380 м, где в настоящее время растут лишь единичные молодые деревья (рис. 6).

Долина р. Актру. В верховьях этой крупной долины сосредоточены ледники Большой и Малый Актру, Кар Малого Актру. Большой Актру, единый еще в первой половине XX в. [Ивановский, 1967], сейчас представляет собой два отдельных потока — Левый и Правый Актру. Талые воды с этих ледни-

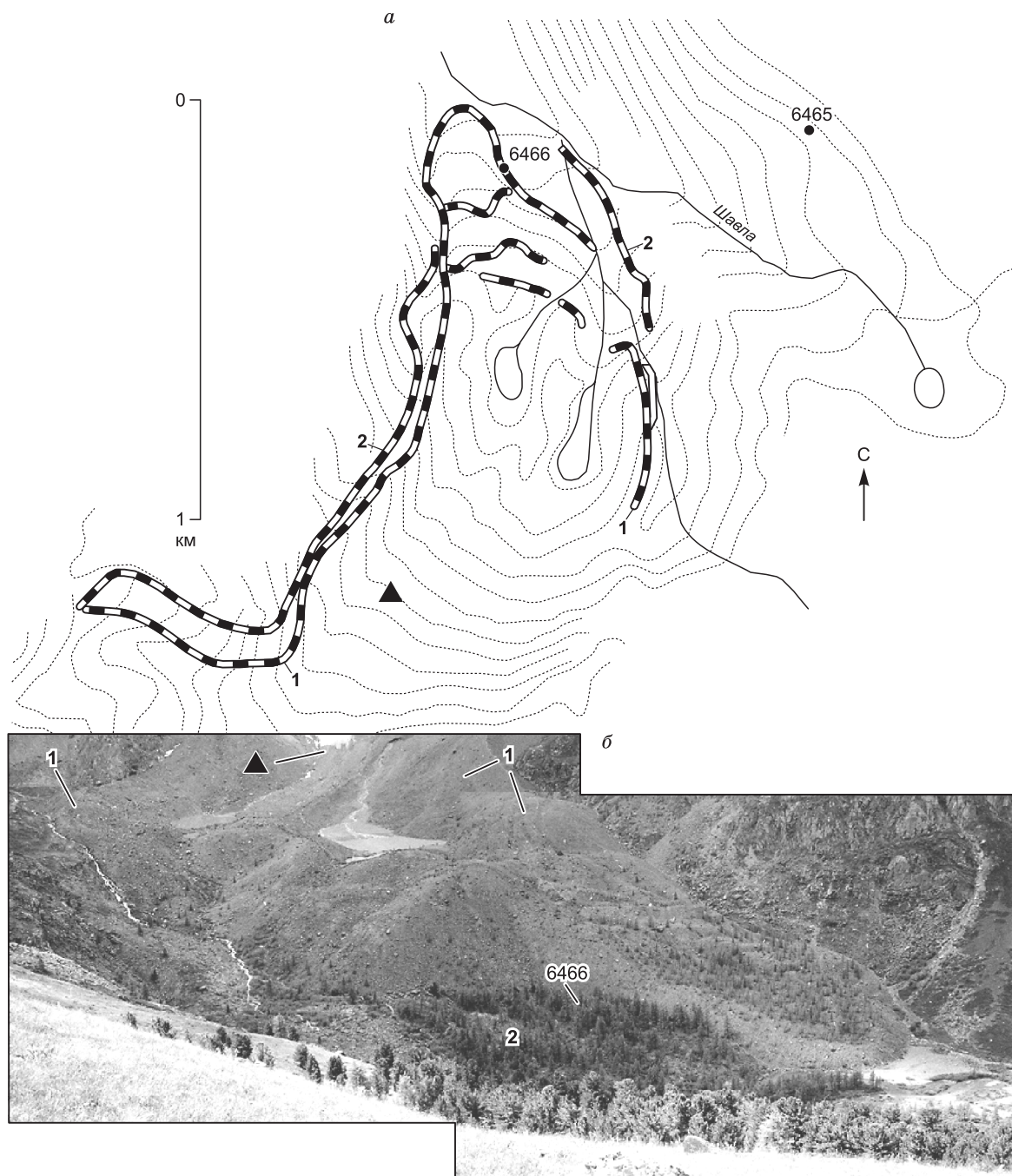


Рис. 3. Схема (а) и фотография (б) моренного комплекса ледника № 21 [Каталог..., 1974] в истоках р. Шавла.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Отступление ледника по сравнению с 1960 г. составило около 280—300 м.

ков при слиянии образуют полноводную реку Актру. В долине морфологически четко выражены морены всех трех рассматриваемых стадий наступания ледников.

Фронтальный вал аккемской стадии находится на высоте 2050 м, в 4.5 км ниже места слияния рек Актру и Малый Актру. Ширина фронта морены составляет около 1 км при относительной высоте около 70 м. Весьма вероятно, что столь значительный моренный комплекс сформирован несколькими активизациями ледника, хронологическое разделение которых в настоящий момент невозможно. Не исключено, что сложное строение морены было обусловлено существованием в этой части долины крупного массива мертвого (пассивного) льда, сформировавшегося во фронте ледника при его отступании [Ива-

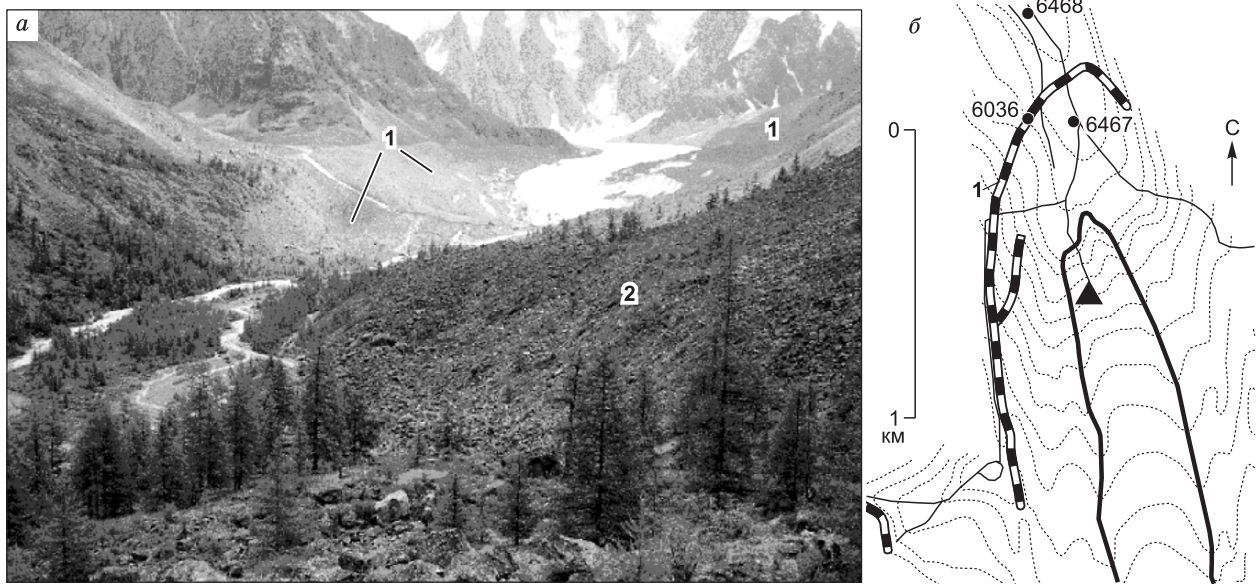


Рис. 4. Моренные комплексы стадий актру и исторической в долине р. Маашей.

a — вид на ледник Маашей со среднего вала морены исторической стадии (июль 2006 г.); *б* — схема отбора образцов. Усл. обозн. см. на рис. 2.

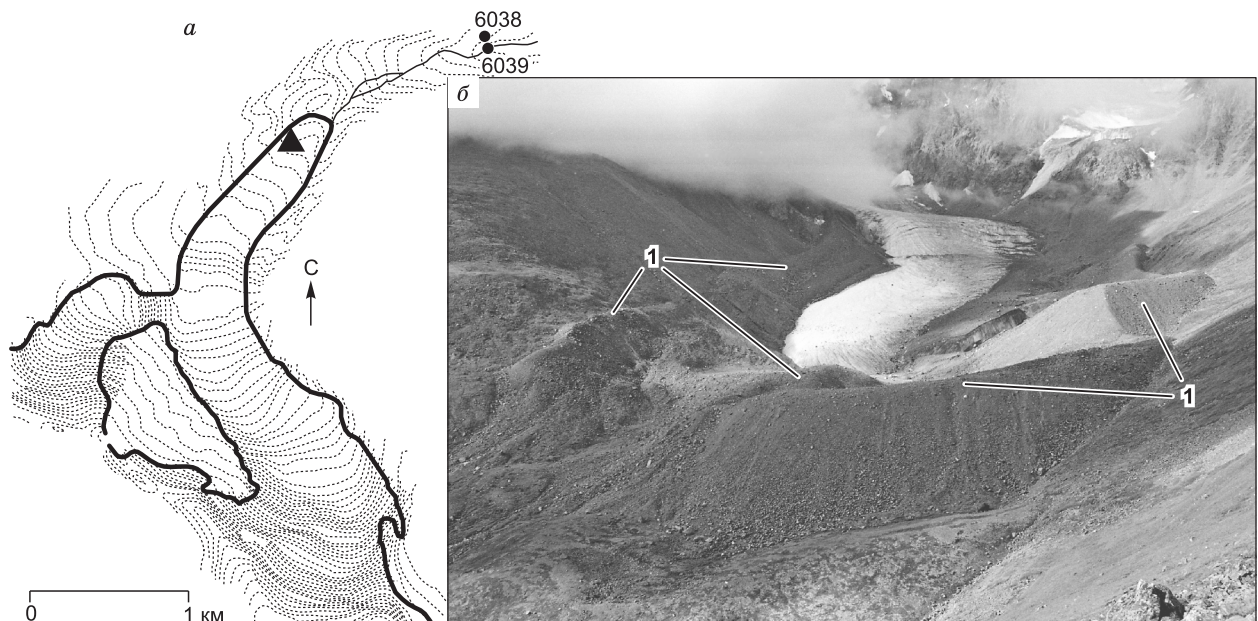


Рис. 5. Моренный комплекс стадии актру ледника в долине р. Куркюрек.

a — места отбора образцов на датирование; *б* — нижняя часть ледника Куркюрек. Молодой подрост интенсивно осваивает предполья ледника и пространство перед ним во внутренней части морены. Усл. обозн. см. на рис. 2.

новский, 1967]. В пределах аккемской морены у левого края поймы расположен небольшой торфяник (10 × 20 м) с максимальной мощностью 75 см. Выше по долине в межморенном понижении еще в 1961 г. существовало озеро (около 50 м в диаметре), заполнявшее всю пойму реки [Занин, 1961; Ивановский, 1967].

Морена исторической стадии ледника Большой Актру, сложенная крупными глыбами метаморфических сланцев, расположена в верховье долины на высоте 2230 м. На ее поверхности встречаются стволы погибших лиственниц и кедров диаметром несколько десятков сантиметров возрастом до 550 лет

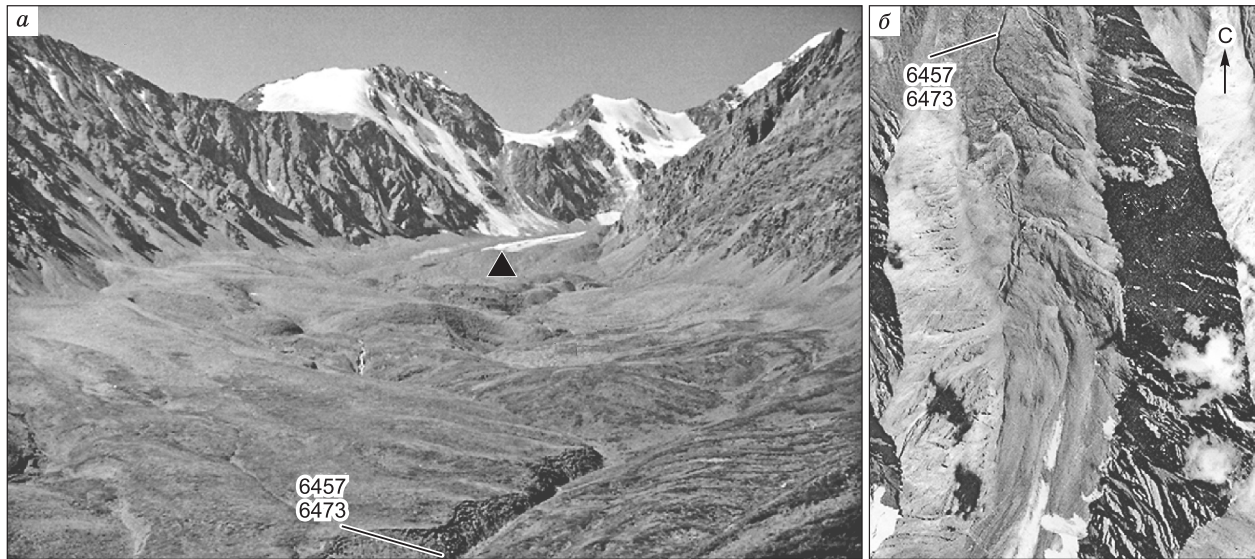


Рис. 6. Места отбора проб в долине р. Ян-Карасу.

a — вид ледника Ян-Карасу с левого борта долины, *б* — фрагмент аэрофотоснимка долины р. Ян-Карасу с местом отбора проб на датирование.

[Душкин, 1965]. Фронтальный вал высотой около 175 м испытывает криогенные трансформации — пучение, оплывание, проседание. Проксимальная часть исторической морены погребена отложениями, сформированными Большим Актру в стадию актру (рис. 7), и осцилляции в строении сохранившегося фрагмента шириной около 160 м выделить сложно. В результате размыва морены исторической стадии возникла терраса, отделенная от нее уступом высотой 20—30 м. Фрагмент этой террасы, сохранившийся между моренами малой ледниковой эпохи ледников Большой и Малый Актру (так называемая «кедровая площадка»), в настоящее время густо заселен кедрами и лиственницами 400-летнего возраста [Адаменко, Селищев, 1984].

В строении моренного комплекса стадии актру, образованного ледником Большой Актру, выделяется три осцилляционных вала. Их практически одновременное заселение отдельными лиственницами началось около 1870 г. [Ивановский, Паньчев, 1978]. Фронтальный моренный вал перед ледником Малый Актру имеет двуплоскостное строение. Такая особенность объясняется исследователями на основании морфологии и состава отложений либо разным возрастом лопастей — правая сформирована в историческую стадию, а левая — в стадию актру [Душкин, 1965], либо различной активностью правой, покрытой моренным чехлом, и левой чистой частей ледникового языка в стадию актру, полностью перекрывших историческую морену [Ивановский, Паньчев, 1978], либо пульсирующим характером правого притока ледника — Кара Малого Актру [Галахов и др., 2005]. В конце XIX в. ледник отступил от фронтального вала Малого Актру, освободив площадку шириной более 150 м, и отдельные лиственницы появились с внутренней стороны вала на рубеже XIX и XX веков [Ивановский, Паньчев, 1978].

В долине Актру было сделано 20 находок древесины, датированы торфяные и озерные отложения, перекрывающие морену аккемской стадии.

ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ

При определении возраста гляциальных событий голоцена с использованием радиоуглеродного метода необходимо учитывать, что продолжительность выделяемых событий должна превышать ошибку определения календарного возраста, которая для наших образцов составляет $\pm 26 \dots \pm 291$ лет. Определение возраста органики моложе 2 тыс. лет имеет высокую относительную погрешность, а разбавление концентрации атмосферного ^{14}C вследствие начавшейся в середине XIX в. индустриализации (эффект Зюсса) вообще не позволяет датировать образцы моложе 1850 г. [Вагнер, 2006]. Кроме того, время гибели деревьев определяется с некоторым приближением — для датирования может использоваться несколько десятков годовых колец. К тому же самые внешние кольца, расположенные непосредственно под корой, при транспортировке дерева ледником практически никогда не сохраняются, что приводит к удревнению времени гибели образца. В зависимости от степени сохранности фрагментов древесины разница может составлять первые сотни лет.

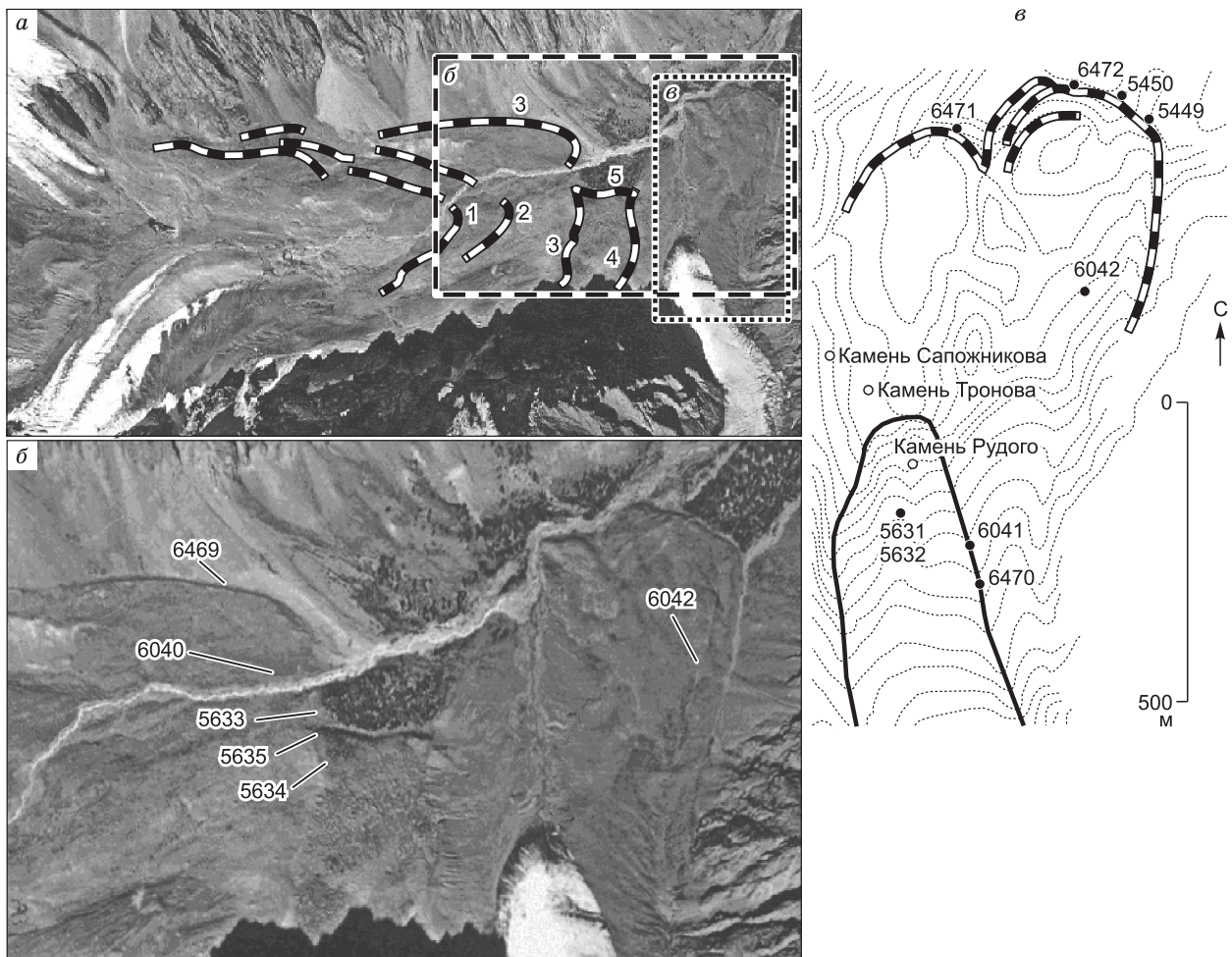


Рис. 7. Моренные комплексы стадий актру и исторической в долине р. Актру.

а — аэрофотоснимок предполий ледников Большой и Малый Актру. В правой части снимка — язык ледника Малый Актру, в левой — Правого и Левого Актру, ранее представлявших собой единый ледник Большой Актру. Цифрами обозначены морены различных генераций Большой Актру: 1—3 — подвижек стадии актру, 4 — исторической стадии и 5 — «кедровая площадка» — фрагмент древней речной террасы, отложения которой были сформированы в результате размыва морены исторической стадии. *б, в* — места отбора проб на радиоуглеродное датирование. Снимок 1975 г. Положение конечной морены ледника Малый Актру закартировано в 2001 г. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Вторым важным моментом при интерпретации возраста морен является неоднозначность определения истинной причины гибели единичных древних деревьев, извлекаемых из моренных или флювиогляциальных отложений близ современных ледников. В горных долинах к гибели деревьев помимо похолоданий и подвижек ледников приводят лавины, сели, камнепады, обвалы, оползни, особенно часто происходящие именно в верховьях долин, в приледниковой зоне. Активизация склоновых процессов, в свою очередь, может быть вызвана целым рядом причин — от климатических (ливней, паводков, обильных снегопадов) до сейсмических. Во второй половине голоцена период повторяемости сильных землетрясений в горном обрамлении Курайско-Чуйской системы межгорных впадин составляет 500—900 лет [Рогожин и др., 2007], т.е. сильные землетрясения происходят здесь не реже, чем интенсивные похолодания. Чуйское землетрясение 2003 г. ($M_S = 7.3$), в плейстоценовую зону которого входил и Северо-Чуйский хребет, привело не только к образованию крупных трещин в ледниках, но также к камнепадам и поломке отдельных деревьев в приледниковой зоне. В ходе землетрясений не исключены деформации моренных валов и гибель деревьев в их обрамлении, время которых может быть неверно интерпретировано как фаза максимума наступания ледника. И, наконец, усиление склоновых процессов, сопровождающееся массовой гибелью и погребением деревьев у подножия крутых склонов ледниковых долин, может происходить в ходе деградации оледенения [Ивановский и др., 1982]. Именно поэтому даты гибели единичных деревьев не всегда могут быть однозначно привязаны к началу ледниковых стадий. Еще од-

ним доводом против такой интерпретации является сложность определения временного промежутка между гибелью дерева и его погребением ледником. При этом необходимо учитывать высокую устойчивость древесины лиственницы к внешним воздействиям, в частности, к сырости, что позволяет ей хорошо сохраняться в аэробных условиях в течение первых сотен лет после гибели дерева, а на сухой каменной поверхности — вплоть до первых тысячелетий. Так, фрагмент комлевой части дерева (сердцевина с 30—50 годовыми кольцами) возрастом 6175 ± 125 лет (7035 ± 291) (СОАН 6454), обнаруженный в долине левого притока Шавлы выше пределов распространения современного леса, представляет собой сухую древесину прекрасной сохранности.

В то же время очевидно, что появление и рост деревьев в верховьях долин, в области современно оледенения, мог произойти лишь в период, характеризующийся благоприятными для произрастания лесной растительности условиями и деградацией ледников больше современной. Таким образом, с помощью радиоуглеродного датирования мы более определенно выявляем именно теплые периоды, во время которых происходило интенсивное расширение ареалов древесной растительности. Временные границы холодных периодов и сопутствующего ледникового морфолитогенеза устанавливаются с меньшей степенью достоверности. Фактически древние стадии оледенения выделяются между датированными теплыми периодами, а их границы уточняются с появлением большего количества новых данных. При этом именно массовость обнаруживаемых фрагментов деревьев, погибших в течение относительно узкого интервала времени, будет однозначно указывать на наступление ледника. Примером могут служить многочисленные находки стволов деревьев, погребенных наступавшим ледником Селиверстова (массив Монгун-Тайга) [Чистяков, Селиверстов, 1999].

Исключением является лишь малая ледниковая эпоха, так как в данном случае непосредственно сам исследователь фиксирует погребение деревьев мореной, хотя даже в этой ситуации полностью отрицать другие причины гибели лесной растительности все же нельзя — термозрозия и обрушение склонов моренных валов в ходе дегляциации также приводят к гибели деревьев, иногда вырастающих рядом с фронтальной мореной уже после ее формирования. Так, интервал жизни одного из деревьев, присыпанных мореной стадии актру в долине Шавлы, был определен дендрохронологическим методом 1777—1925 годами, т.е. дерево погибло уже в ходе деградации ледника, несмотря на внешние признаки его гибели в максимум наступания. В то же время применение радиоуглеродного метода для установления хронологических рамок осциллиаций внутри стадии актру малоэффективно по причине большой погрешности метода в пределах последних столетий.

При палеоклиматических реконструкциях следует учитывать, что развитие древесной растительности, не испытывающей в условиях высокогорья дефицита влаги, определяется преимущественно температурным режимом, а образование торфяных отложений указывает в основном на значительное и частую локальное увлажнение, которое может возникать в ходе как наступания, так и деградации ледников. Соответственно, более информативными являются датировки торфяников, а также почв и озерных отложений, перекрывающих морены, указывающие на время окончания ледниковой седиментации (*terminus ante quem*). Подчеркнем, что радиоуглеродные датировки торфяных и почвенных отложений чаще всего дают представления лишь об усредненном возрасте их формирования. При датировании низовых торфяников существует возможность их «удревнения» за счет привнесенной органики.

Применение лихенометрического и дендрохронологического методов в целях реконструкции динамики оледенения также имеет свои ограничения. Для построения кривых роста лишайников необходимы точно датированные реперные поверхности, нахождение которых проблематично при исследовании древних стадий. Корректное датирование морен стадии актру также чрезвычайно затруднено. Как показывают наблюдения в долине Большого Актру, время заселения лишайниками поверхности молодых морен может сильно отличаться в разных частях моренного комплекса. Различие во времени стабилизации поверхности морен этой стадии в долинах Северо-Чуйского хребта отмечалось и ранее [Соломина, 1999]. Время заселения и скорость роста эпилитных лишайников, кроме того, могут определяться петрографическим составом обломочного материала. Так, морена исторической стадии в долине Актру сложена крупными глыбами в основном метаморфических сланцев. Порода выветривается очень неравномерно, что ограничивает рост лишайников.

Основным климатическим параметром, определяемым дендрохронологическим методом, является температура воздуха в период вегетации. На устойчивое ухудшение условий существования, которое может вызвать гибель леса на его верхней границе или вблизи наступающего ледника, указывает сужение годовых колец либо даже их отсутствие в особо холодные годы. Вместе с тем установление прямых зависимостей между теплыми и холодными периодами, выделенными по скорости ежегодного радиального прироста деревьев, наступанием и деградацией ледников является крайне сложной задачей. Прежде всего, это связано с ненулевым временем реакции ледника на изменение его баланса массы, который в значительной мере определяется количеством твердых осадков. Однако этот параметр не учитывается при дендрохронологическом анализе. Высоочастотные колебания климата с периодом

меньше времени реакции, составляющим около 100 лет для ледников ЮВ Алтая [De Smedt, Pattyn, 2003; Агапова, Непоп, 2010], могут вообще не сказаться на движении ледника. Его развитие в данном случае будет следовать за ходом основного климатического тренда. Таким образом, скорость реакции отдельных деревьев и ледников на изменение климата отличается как минимум на два порядка. Именно поэтому результаты их прямого сопоставления [Душкин, 1965; Адаменко, Сюбаев, 1977; Адаменко, Селищев, 1984; Панюшкина и др., 2002] различаются между собой и являются дискуссионными. В то же время использование дендрохронологического метода для определения абсолютного возраста деревьев, произраставших позднее 2000—3000 л.н., является более предпочтительным по сравнению с радиоуглеродным методом в связи с большой погрешностью последнего при датировании таких образцов. Оптимальным же является перекрестное датирование образцов обоими методами. Для ЮВ Алтая такое датирование можно осуществить в интервале последних 2767 лет с использованием длительной 2367-летней абсолютной древесно-кольцевой хронологии Монгун-Тайга [Mygland, Gerasimova, 2010], объединенной с обобщенной 446-летней древесно-кольцевой хронологией пазырыкских курганов Горного Алтая, Восточного Казахстана и Северо-Западной Монголии [Слюсаренко, 2010].

При этом независимо от метода определения возраста погребенной древесины судить о времени отдельных осциллирующих ледника зачастую очень сложно вследствие многослойного строения моренных комплексов.

Палинологический метод может дать дополнительную информацию о колебаниях климата, особенно необходимую для интервалов, слабохарактеризованных находками древесины в верховьях ледниковых долин. В то же время, как показало сравнение наших данных с результатами спорово-пыльцевого анализа, значительные периодические изменения высоты границы леса в последние 6000 лет, хорошо коррелируемые с наступаниями/деградациями ледников, могут быть совершенно не отражены в спорово-пыльцевых спектрах отложений у подножия хребтов [Blyakharchuk et al., 2008], либо «пропущенным» является максимальное из наступаний, в ходе которого в долинах хребтов были сформированы наиболее удаленные от современных ледников морены [Schlutz, Lehmkuhl, 2007]. Меньшая обеспеченность абсолютными датами исследованных палинологическим методом разрезов и использование упрощенных глубинно-возрастных моделей для определения возраста границ палинозон приводит к относительно низкой точности привязки реконструируемых климатических событий к абсолютной шкале времени. Соответственно, результаты исследования динамики ледников могут быть использованы в дальнейшем для уточнения палеоклиматических реконструкций, выполненных палинологическим методом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДИСКУССИЯ

Результаты исследования представлены в табл. 3 и на рис. 8. Обобщение всех полученных к настоящему времени абсолютных датировок древесины, торфяных, озерных и почвенных отложений позволяет реконструировать периоды активизации и деградации долинных ледников и изменение границы леса на склонах Северо-Чуйского хребта, связанные с колебаниями климата на территории ЮВ Алтая в середине — второй половине голоцена. В данном разделе при описании хронологии основных климатических событий голоцена приводятся калиброванные даты.

Распад сарганского оледенения

Фаза перигляциальной растительности, состоящей из тундровых, степных и пионерных сообществ, возможно, с участками древесной растительности, характеризующая холодный и сухой климат, зафиксирована в отложениях оз. Джангысколь у подножия Северо-Чуйского хребта 13000—11700 л.н. [Blyakharchuk et al., 2008]. На значительно более теплый и влажный по сравнению с современным климат на территории ЮВ Алтая уже в начале голоцена [Бутвиловский, 1993] указывает формирование почвенных горизонтов с древесными остатками на абсолютных высотах 2000—2320 м в долинах рек Богуты, Тара, Чикты (СОАН 2122, 2288, 2289, 2290, б/н-9, -10, Нв 23425), в настоящее время лишенных лесной растительности. Почвообразование и появление леса на такой высоте свидетельствуют о значительном отступании сарганских ледников уже к 10000 л.н. и существовании условий, благоприятных для их дальнейшего распада и деградации в верховьях долин.

Отсутствие к настоящему времени в верховьях ледниковых долин ЮВ Алтая находок деревьев старше 7000 л.н. не позволяет пока уверенно говорить о деградации выше современного уровня либо даже исчезновении ледников в гребневых частях хребтов в интервале 10000—7000 л.н. Возможно, 9000—8000 л.н. между периодами почвообразования активизации сохранившихся долинных ледников происходили, но оценить амплитуду их продвижения в настоящий момент невозможно.

Таблица 3. Радиоуглеродные датировки древесины, торфяных и озерных отложений, характеризующие динамику оледенения Северо-Чуйского хребта во второй половине голоцена

Лабораторный номер	Тип образца ¹	Местоположение ²	Координаты, с.ш., в.д.	Абсолютная высота, м	¹⁴ C возраст, лет	Календарный возраст ВР, лет
СОАН 5449	2	6	50°4'28.9'', 87°46'21.2''	2188	580 ± 55	575 ± 54
СОАН 5450	2	6	50°4'30.1'', 87°46'18.6''	2173	615 ± 50	602 ± 63
СОАН 5631	1	6	50°4'8.2'', 87°46'0.65''	2242	2855 ± 80	2999 ± 213
СОАН 5632	1	6	50°4'8.2'', 87°46'0.65''	2242	2770 ± 80	2912 ± 167
СОАН 5633	1	6	50°4'14.65'', 87°45'39.4''	2324	785 ± 80	738 ± 98
СОАН 5634	1	6	50°4'12.4'', 87°45'40.9''	2344	670 ± 85	630 ± 111
СОАН 5635	1	6	50°4'13.6'', 87°45'40.6''	2331	1105 ± 85	1045 ± 143
СОАН 5636 ³	5	6	50°6'36.96'', 87°48'17.2''	2022	2565 ± 100	2583 ± 225
СОАН 5637 ⁴	5	6	50°6'0.48'', 87°48'0.10''	2050	2950 ± 120	3113 ± 270
СОАН 6033	3	3	50°6'57.7'', 87°35'19.2''	2234	1525 ± 45	1427 ± 98
СОАН 6034	3	3	50°6'57.0'', 87°35'19.6''	2202	850 ± 45	743 ± 61
СОАН 6035	1	3	50°6'31.8'', 87°35'37.2''	2218	915 ± 45	831 ± 92
СОАН 6036	1	3	50°6'31.8'', 87°35'37.2''	2218	775 ± 45	719 ± 58
СОАН 6037	3	3	50°7'06.6'', 87°34'24.1''	2399	1120 ± 70	1052 ± 132
СОАН 6038	3	4	50°9'34.1'', 87°39'55.6''	2327	665 ± 35	651 ± 26
СОАН 6039	3	4	50°9'29.6'', 87°39'56.1''	2310	645 ± 35	583 ± 30
СОАН 6040	1	6	50°4'18.4'', 87°45'33.9''	2332	730 ± 45	688 ± 49
СОАН 6041	1	6	50°4'8.75'', 87°46'5.45''	2234	4315 ± 85	4930 ± 145
СОАН 6042	1	6	50°4'19.7'', 87°46'18.1''	2249	1205 ± 25	1121 ± 61
СОАН 6454	3	1	50°4'39.04'', 87°23'53.0''	2462	6175 ± 125	7095 ± 231
СОАН 6455	2	1	50°5'8.628'', 87°23'54.456''	2281	590 ± 65	592 ± 73
СОАН 6456	1	1	50°5'31.164'', 87°23'52.080''	2173	1140 ± 70	1057 ± 128
СОАН 6457	4	5	50°6'58.212'', 87°44'40.956''	2384	4350 ± 45	4914 ± 72
СОАН 6458	2	1	50°5'33.756'', 87°23'55.896''	2155	470 ± 60	495 ± 68
СОАН 6459	2	1	50°5'36.06'', 87°23'54.60''	2160	480 ± 90	498 ± 77
СОАН 6460	3	1	50°5'37.104'', 87°24'01.368''	2165	400 ± 70	420 ± 113
СОАН 6461	3	1	50°5'37.50'', 87°24'00.612''	2160	435 ± 60	484 ± 64

Продолжение табл. 3

Лабораторный номер	Тип образца ¹	Местоположение ²	Координаты, с.ш., в.д.	Абсолютная высота, м	¹⁴ C возраст, лет	Календарный возраст ВР, лет
СОАН 6462	2	1	50°5'40.272'', 87°23'58.38''	2138	485 ± 60	498 ± 69
СОАН 6463	1	1	50°5'8.152'', 87°24'5.148''	2208	3650 ± 75	3990 ± 170
СОАН 6464	3	1	50°6'8.712'', 87°22'24.852''	2310	450 ± 60	490 ± 68
СОАН 6465	3	2	50°4'16.824'', 87°27'30.672''	2397	1185 ± 70	1116 ± 151
СОАН 6466	2	2	50°4'14.052'', 87°26'53.592''	2198	385 ± 35	466 ± 43
СОАН 6467	1	3	50°6'32.112'', 87°35'45.42''	2176	5230 ± 55	6018 ± 112
СОАН 6468	1	3	50°6'44.352'', 87°35'37.032''	2158	4890 ± 50	5658 ± 78
СОАН 6469	3	6	50°4'23.70'', 87°45'26.46''	2377	1515 ± 75	1421 ± 127
СОАН 6470	1	6	50°4'6.456'', 87°46'4.836''	2240	4840 ± 80	5593 ± 147
СОАН 6471	2	6	50°4'29.604'', 87°46'6.888''	2207	465 ± 70	493 ± 72
СОАН 6472	2	6	50°4'30.504'', 87°46'15.816''	2222	520 ± 90	549 ± 121
СОАН 6473	4	5	50°6'58.212'', 87°44'40.956''	2384	4500 ± 50	5171 ± 140
СОАН 6911	2	1	50.09372°, 87.40088°	2157	460 ± 40	501 ± 48
СОАН 6912	2	1	50.09385°, 87.40082°	2155	480 ± 35	518 ± 33
СОАН 6913	2	2	50.07023°, 87.44854°	2199	435 ± 35	486 ± 49
СОАН 6914	2	2	50.07004°, 87.44879°	2200	535 ± 40	536 ± 29
СОАН 7376	1	3	50.112700°, 87.592450°	2156	4985 ± 95	5753 ± 170
СОАН 7377	1	3	50.111050°, 87.594970°	2158	4680 ± 90	5433 ± 166
СОАН 7378	1	3	50.109390°, 87.595990°	2173	4710 ± 100	5461 ± 190
СОАН 7379	1	6	50.072260°, 87.770230°	2218	710 ± 55	679 ± 56
СОАН 7380	1	6	50.071620°, 87.772190°	2261	700 ± 50	677 ± 52
СОАН 7381	1	6	50.071880°, 87.771770°	2260	1000 ± 50	889 ± 101
СОАН 7382	1	6	50.071880°, 87.771770°	2260	690 ± 45	659 ± 39
ИГАН 3645	1	6	50°4'8.75'', 87°46'5.45''	2234	4640 ± 100	5317 ± 271
ИГАН 3702	1	6	50.069470°, 87.768370°	2236	4810 ± 60	5551 ± 103
ИГАН 3875	1	3	50.112700°, 87.592450°	2157	4870 ± 70	5607 ± 143
ИГАН 3878	3	3	50.109910°, 87.597740°	2196	500 ± 60	513 ± 59

Лабораторный номер	Тип образца ¹	Местоположение ²	Координаты, с.ш., в.д.	Абсолютная высота, м	¹⁴ C возраст, лет	Календарный возраст ВР, лет
ИГАН 3879	1	1	50.089450°, 87.400520°	2149	3450 ± 70	3726 ± 170
ИГАН 3880	1	3	50.108060°, 87.596150°	2174	4540 ± 80	5146 ± 187
ИГАН 3886	3	3	50.110520°, 87.596890°	2182	380 ± 60	411 ± 102

Примечание. Образцы отобраны А.Н. Назаровым в 2003—2008 гг., образец СОАН 5631 предоставлен Н.И. Быковым, паспорта образцов с СОАН 5449 по СОАН 6473 приведены в работе [Галахов и др., 2008].

¹ 1 — фрагменты стволов деревьев в моренных и флювиогляциальных отложениях, в руслах ручьев перед современными ледниками; 2 — деревья, погибшие *in situ* у фронта морен и частично погребенные; 3 — фрагменты и стволы деревьев, росших на склонах долин и на моренах; 4 — фрагменты деревьев в отложениях склоновых каменных глетчеров; 5 — торфяные и озерные отложения.

² Места находок образцов см. на рис. 1.

³ Для оценки верхней возрастной границы формирования морены аккемской стадии в долине р. Актру (2718±225 л.н.) использованы возраст перекрывающего ее торфа и скорость торфонакопления, рассчитанная в работе [Галахов и др., 2005].

⁴ Возраст растительного детрита и торфяного прослоя, перекрывающего морену аккемской стадии в долине Актру, использован для оценки верхней возрастной границы ее формирования — древнее 3203 ± 380 л.н. Для этой оценки использовалась скорость осадконакопления, оцененная в работе [Галахов и др., 2005].

Потепление перед аккемской стадией

Находки лиственниц (СОАН 1881, 1882, ТА-859) в отложениях каменных глетчеров высоко на склоне долины Ян-Карасу свидетельствуют о том, что 7000 л.н. граница леса на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта была примерно на 300 м выше современной [Ивановский, 1993]. Таким образом, можно констатировать, что не позднее 7000 л.н. произошел распад и практически полная деградация оледенения, развитого на территории ЮВ Алтая в сарганское время (поздний вюрм). Недостаточное количество радиоуглеродных датировок в интервале 8000—6000 л.н. пока не позволяет достоверно определить начало теплого периода, в течение которого произошло деградация поздневюрмского оледенения.

Одной из возможных причин отсутствия в настоящее время находок деревьев с возрастом 6800—6300 л.н. может являться кратковременное наступание ледников, амплитуда которого была заведомо меньше амплитуды наступания ледников в аккемскую стадию.

Многочисленные находки древесины, вынесенной талыми водами из-под ледников в долинах Маашея (СОАН 6467, 6468, 7376, 7377, 7378; ИГАН 3875, 3880), Ян-Карасу (СОАН 6457, 6473), Актру (СОАН 6041, 6470; ИГАН 3645, 3702), позволяют говорить об устойчивом потеплении около 6000—4900 л.н. Даже верховья долин, где в настоящий момент сохраняется современное оледенение и растут лишь единичные молодые деревья, с 6000 до 4900 л.н. были обильно заселены лесом. Гибель обнаруженных деревьев могла быть вызвана как возрастными, так и климатическими причинами. Однако возможные ухудшения климата в этот период, способные вызвать незначительные продвижения ледников, были непродолжительными, на что указывает широкий возрастной диапазон найденных деревьев.

В целом потепление около 7000—5000 л.н., включающее возможный эпизод похолодания около 6800—6300 л.н., на территории ЮВ Алтая намного превышало современное по температуре и продолжительности.

Усиление эоловой активности в Чуйской котловине после 6000 л.н. (СОАН 1692В), приведшее к погребению почвенного горизонта, может быть связано с началом ухудшения климата. Однако в это время и вплоть до 4900 л.н. в верховьях долин Северо-Чуйского хребта, непосредственно в зоне современного оледенения, продолжали расти деревья. На основании этих фактов мы считаем, что верхняя граница теплого периода, предшествовавшего аккемской стадии на территории ЮВ Алтая, проходит на рубеже около 5000 л.н.

Аккемская стадия и похолодание 3700—3300 л.н.

Отсутствие среди находок деревьев с возрастом 4200—4900 л.н., по всей видимости, свидетельствует о резкой смене климата около 5000 л.н. Условия, благоприятные для роста древесной растительности в пригребневой части Северо-Чуйского хребта, сменились похолоданием. Скорее всего, именно в это похолодание была сформирована аккемская морена в долинах рек Актру, Куркурек, Корумду. Дати-

ровки озерных и торфяных отложений, залегающих на морене аккемской стадии в долине Актру (СОАН 5636, 5637), указывают на ее формирование ранее 3000 л.н. Отсутствие фрагментов древесной и кустарниковой растительности в основании разрезов озерных и торфяных отложений указывает на начало их накопления еще до освоения морены растительностью. К 4200—4100 л.н. граница леса снова находилась на уровне не ниже современного и оставалась на этой высоте не менее двух-трех столетий, что позволило появиться новой поросли деревьев в верховьях долины р. Шавла (СОАН 6463, ИГАН 3879). С 4200 до 3700 л.н. в долине Чикты на высотах 2560 и 1935 м успевает сформироваться почва (Hv 23424, 23426). Весьма вероятно, что наиболее крупные ледники в долинах рек Маашей и Актру, обладающие обширными фирновыми бассейнами, находясь в фазе деградации, продолжали существовать. Отступая, такие ледники могли оставлять протяженные поля погребенных льдов, термокарстовых озер и западин. У подножия Северо-Чуйского хребта в урочище Ештыккель в это время происходит накопление торфа (б/н-1).

Таким образом, наиболее мощная из фиксируемых в рельефе голоценовых активизаций ледников длилась менее тысячи лет. Образование огромных многокилометровых ледников, оставивших конечные морены далеко в долинах, происходило очень быстро, в течение нескольких сотен лет. Такое катастрофически быстрое и мощное наступание ледников в аккемскую стадию, по всей видимости, было вызвано совпадением во времени пиков понижения температуры и увеличения влажности.

В период между заселением деревьями верховий долин Шавлы, Актру и Ян-Карасу около 4000 и 3000 л.н. (СОАН 1883, 1884, 6463, 5631, 5632), вероятно, произошла еще одна активизация ледников, длившаяся приблизительно с 3700 по 3300 л.н. Похолоданию сопутствовал рост увлажнения, приведшего к формированию нижнего торфяного прослоя на моренных отложениях в устье долины р. Чикты у подножия южного макросклона Южно-Чуйского хребта на высоте 1800 м (СОАН 1759, 1760). На наш взгляд, интервал продолжительностью 300—400 лет является слишком кратким для развития ледников длиной 5—6 км, максимум продвижения которых в долинах отмечен аккемской мореной. Если ледники в этот холодный период и наступали, то в Северо-Чуйском хребте они не превосходили по размерам ледников исторической стадии, и для подтверждения их возможной активизации необходимы исследования в других хребтах ЮВ Алтая.

Потепление перед исторической стадией

Информацию о последующем потеплении дают многочисленные датировки почвенных горизонтов, формировавшихся в широком диапазоне абсолютных высот от 2000 до 2590 м в долинах рек Юстыд (хр. Чихачева), Тархата (Южно-Чуйский хребет) и Чуя (б/н-6, -7, Hv 23427, 23423, 24152), и древесной растительности, расселившейся на склонах и в верховьях долин выше современной границы леса (СОАН 1883, 1884, 5631, 5632). Значительная (1—1.5 мм) ширина годовых колец ствола лиственницы (*Larix Sibirica*), произраставшей в зоне современного оледенения (СОАН 5631, 5632), указывает на благоприятные для роста деревьев климатические условия около 3000 л.н.. О повышенной увлажненности, сопровождавшей это потепление, свидетельствует формирование озерных и торфяных отложений на конечной морене аккемской стадии в долине р. Актру на высоте 2022 м (СОАН 5636, 5637), активизация каменных глетчеров, приведшая к гибели деревьев на склонах долин рек Ян-Карасу (СОАН 1883, 1884) и Аккол (Южно-Чуйский хребет) (СОАН 4116), развитие конуса выноса р. Курайка в пределах Курайской котловины, датированного по растительным остаткам (СОАН 2374). Дендрохронологический анализ погребальных срубов и колод из пазырыкских курганов Чуйской котловины (могильники Уландрык I и IV, Ташанта I, Барбургазы I, Юстыд I и Себистей) свидетельствует о более влажном и теплом климате, установившемся около 2500 л.н. Начало роста наиболее древних деревьев, использованных в погребальных конструкциях, относится к 720 г. до н.э. и указывает на достаточно широкое развитие лесной растительности и плановые заготовки лиственниц на ныне лишенных леса пустынных территориях ЮВ Алтая вплоть до 297 г. до н.э. [Слюсаренко, 2010]. Криотурбированный характер слоя супесей и суглинков пролювиального конуса р. Курайка (СОАН 2374) свидетельствует о последовавшем затем похолодании, вызвавшем в Курайской котловине формирование зоны многолетнемерзлых пород, а в хребтах обрамления — наступание ледников в историческую стадию. Возможно, именно это похолодание явилось причиной весьма краткого периода существования пазырыкского населения в этом районе Алтая.

Историческая стадия

В настоящее время отсутствуют датировки, позволяющие определенно установить абсолютный возраст морены исторической стадии. На завершение ее формирования ранее 1500 л.н. указывает регенерация лесной растительности на высоте не ниже современной границы леса в долине р. Актру (СОАН 6469), датировка ствола дерева, обнаруженного на поверхности среднего вала исторической стадии в долине Маашей (СОАН 6033), а также крупные размеры лишайников подрода *Rizocarpon* на этой морене. На основе датирования теплых периодов до и после исторической стадии мы предполагаем ее хро-

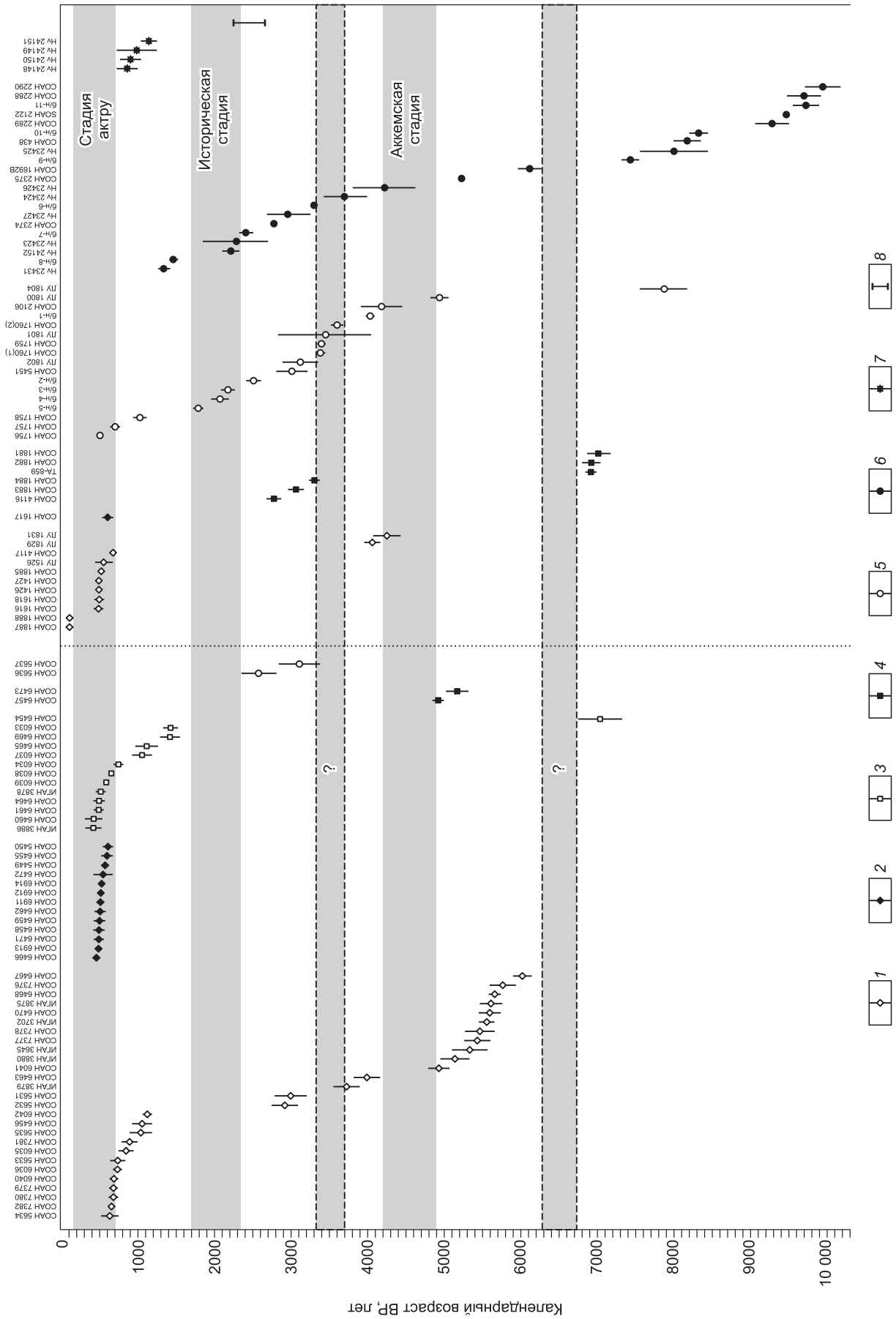


Рис. 8. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта (ЮВ Алтай) во второй половине голоцена по данным радиоуглеродного датирования.

В правой части схемы приведены все опубликованные ранее радиоуглеродные датировки, характеризующие рассматриваемый в статье временной интервал на территории ЮВ Алтая, в левой — полученные в ходе настоящего исследования. Темные полосы — стадии наступаний, превосходивших по масштабам размеры современных ледников. Знаками вопроса отмечены периоды возможных наступаний. 1 — фрагменты стволов деревьев в моренных и флювиогляциальных отложениях, в русле ручьев перед современными ледниками; 2 — деревья, погибшие *in situ* у фронта морен и частично погребенные; 3 — фрагменты и стволы деревьев, росших на склонах долин и на моренах; 4 — фрагменты деревьев в отложениях склоновых каменных глетчеров; 5 — торфяные и озерные отложения; 6 — погребенные почвы; 7 — угли в колловиальных отложениях; 8 — время жизни деревьев, использованных в погребальных конструкциях пазырыкских курганов ЮВ Алтая, по данным дендрохронологического датирования. Шкала времени дана в календарных годах, отсчитанных от 1950 г.

нологические рамки приблизительно с 2300 по 1700 л.н. Ледники в максимум своего развития в историческую стадию значительно уступали по размерам ледникам аккемской стадии. В это время были сформированы две-три осцилляционные морены в верховьях долин, позднее частично перекрытые моренами стадии актру. Накопление торфяных горизонтов в урочище Ештыккель у подножия Северо-Чуйского хребта (б/н-3, -4, -5), по всей видимости, связано с локальным увлажнением за счет увеличения ледникового стока в историческую стадию.

Средневековый оптимум

Начало устойчивого потепления около 1700—1600 л.н. можно считать окончанием исторической стадии. Ледники, деградировав до размеров, близких к современным, вплоть до начала XIII в., по всей видимости, испытывали лишь небольшие осцилляции, не превышая при этом масштабов продвижения в стадию актру. Наступивший теплый период характеризуется массовым заселением деревьями склонов и верховий долин выше современной границы леса (Актру — СОАН 5635, 6042, 6469, 7381, Маашей — СОАН 6033, 6037, Шавла — СОАН 6456, 6465). Большинство обнаруженных фрагментов древесины были вынесены тальми водами из-под ледников, т.е. лес произрастал в зоне современного оледенения. В долине р. Чикты у подножия Южно-Чуйского хребта в этот период накапливается очередной торфяной горизонт (СОАН 1758), в долине Чу формируется почва (б/н-8, Нv 23431).

Вплоть до XIII в. граница леса вновь проходила на высоте не ниже современной. Именно в это время верховья долин заселяются лесной растительностью, массовая гибель которой происходит в ходе последовавшего похолодания и связанного с ним наступания ледников в стадию актру. К началу XIII в. заканчивается торфонакопление в устье долины р. Чикты (СОАН 1757), сменяющееся в стадию актру озерной седиментацией.

Вторая половина этого теплого периода (IX—XII вв.) в целом характеризуется более высокими температурами, что подтверждается произрастанием деревьев в зоне оледенения, и может быть определена как средневековый оптимум на территории ЮВ Алтая.

Стадия актру (малая ледниковая эпоха)

Многочисленные датировки погребенных моренами деревьев свидетельствуют о том, что наиболее раннее наступание ледников в стадию актру приходится на середину — конец XIII в. Гибель деревьев в верховьях долин наступила не одновременно, но по одной и той же причине — ухудшение климатических условий и последовавшее затем наступание ледника.

По-видимому, первыми начали наступать наиболее крупные ледники — Большой Актру (СОАН 5633, 5634, 6040) и Маашей (СОАН 6034, 6035, 6036) в Северо-Чуйском хребте, ледник Софийский в Южно-Чуйском хребте (СОАН 4117). Наряду с крупными ледниками одним из первых активизировался и ледник Малый Актру (СОАН 1617, 5449, 5450, 6472, 7379, 7380, 7382), имеющий благоприятные условия для накопления льда и его продвижения вниз по долине [Душкин, 1965].

В долине реки Куркурек в XIV в. в результате охлаждающего влияния наступающего ледника гибнут деревья на высоте 2330 м (СОАН 6038, 6039).

Активизация менее крупных ледников с небольшой разницей по времени происходит во второй половине XV—XVI вв. — в верховьях долины р. Шавла (СОАН 6458, 6459, 6462, 6466, 6911, 6912, 6913, 6914), Большого Берельского ледника в Катунском хребте (ЛV 1526). В это время проходит новая волна гибели деревьев от наступающих ледников в долине Актру (СОАН 1426, 1427, 1616, 1618, 6471) и на верхней границе леса в долине р. Шавла (СОАН 6460, 6461, 6464).

В течение стадии актру ледники испытывали несколько осцилляций, выраженных морфологически и подтверждаемых данными лихенометрического анализа [Соломина, 1988]. Имеющиеся радиоуглеродные датировки в силу вышепе-

речисленных причин не позволяют достоверно определить временные границы этих осцилляций. В то же время появление новых генераций древесной растительности в первой половине XV, середине XVI, начале XVII веков в верховьях долины Актру, в том числе и на «кедровой площадке», расположенной в непосредственной близости от конечно-моренного комплекса стадии актру ледника Большой Актру [Душкин, 1965; Адаменко, Сюбаев, 1977; Адаменко, Селищев, 1984], подтверждает представления о том, что малый ледниковый период не был единым похолоданием, а состоял из нескольких холодных интервалов, чередующихся с теплыми, когда размеры ледников сокращались [Соломина, 1999]. Формирование ближайшего к ледникам хорошо выраженного в рельефе стадияльного комплекса морен, по всей видимости, произошло не ранее XVII—XVIII вв. и привело к гибели молодой генерации леса.

Об окончании стадии актру свидетельствует появление деревьев с середины XIX в. непосредственно на моренах Большого Актру [Ивановский, Панычев, 1978], Корумду [Адаменко, Сюбаев, 1977]. Малый Актру в конце XIX в. отступил от конечно-моренного вала на расстояние уже более 150 м [Ивановский, Панычев, 1978]. С учетом времени заселения деревьями каменной поверхности морен (50—100 лет), можно говорить о том, что конец стадии актру приходится на конец XVIII — первую половину XIX в.

Таким образом, на основании данных радиоуглеродного и дендрохронологического анализов на данный момент мы определяем временные рамки стадии актру интервалом вторая половина XIII — конец XVIII — первая половина XIX вв. Наступание ледников в XIII в., вероятно, имело практически тот же масштаб, что и в XVII—XIX вв., и в большинстве долин морены этого времени погребены отложениями более поздней генерации [Агатова и др., 2002]. Помимо Алтая увеличение длины ледников в XIII в. установлено для гор Урала [Мартин, 1967; Шиятов, 1986], Кавказа [Серебрянный и др., 1984], Тянь-Шаня [Savoskul, Solomina, 1996], что говорит о глобальном масштабе начавшегося в это время похолодания. Следы первой фазы малого ледникового периода в этих горных странах чаще всего встречаются в виде полупогребенных фрагментов береговых морен, свидетельствуя о сходном либо меньшем масштабе по сравнению с наступанием XVI—XIX вв. Исключением является Кавказ, где морены XIII в. сохранились в виде конечно-моренных валов и лежат существенно ниже более поздних [Соломина, 1999].

Термический минимум середины XIX в., наибольший за тысячелетие, не оказывает положительного влияния на баланс массы ледников. С 1898 г., когда В.В. Сапожниковым были открыты многие ледники ЮВ Алтая, они испытали кратковременное стационарирование лишь около 1910 г. и в середине XX в. [Булатов и др., 1967], отступая со средней за столетие скоростью около 10—18 м/год [Агатова и др., 2002; Pattyn et al., 2003].

ВЫВОДЫ

Изучение динамики долинных ледников и верхней границы леса позволяет более определенно судить об амплитудах климатических колебаний и соотношении во времени фаз похолоданий/потеплений и увлажнений/аридизации в горной части Евразии. Ни смена литологического состава отложений на днищах межгорных впадин, ни изменения состава растительности, реконструируемые палинологическим методом по отложениям предгорных районов и даже у подножия хребтов, не дают информации о степени отступления или продвижения горно-долинных ледников в гребневых частях хребтов. Только исследуя верховья ледниковых долин, можно ответить на вопрос, было ли похолодание настолько сильным и продолжительным, чтобы ледники наступили, а аридизация такой интенсивной, чтобы, несмотря на сильнейшее похолодание, ледники не отреагировали на него из-за недостатка осадков.

Данные массового радиоуглеродного датирования древесных остатков в верховьях ледниковых долин Северо-Чуйского хребта, увязанные с данными о почво- и торфообразовании и активизациях склоновых процессов на обширной территории, свидетельствуют о более сложной, чем полагалось ранее, динамике климата и горно-долинного оледенения в наиболее высокой юго-восточной части Горного Алтая в голоцене. Они опровергают традиционные представления о голоценовом оледенении Алтая как о восьми стадиях последовательного распада позднеюрмских ледников. Практически полная деградация сартанского оледенения в верховьях трогов произошла не позднее 7000 л.н., и во второй половине голоцена, за исключением аккемской стадии, ледники ЮВ Алтая испытывали лишь относительно небольшие колебания.

В рельефе в виде моренных комплексов зафиксированы три подвижки, превышавшие по размерам современные ледники: максимальная — в период около 4900—4200 л.н. (аккемская стадия) и значительно меньшие и близкие по амплитуде — около 2300—1700 л.н. (историческая стадия) и в XIII—XIX вв. (малая ледниковая эпоха, или стадия актру). В периоды между этими активизациями, в среднем длившимися около 600—700 лет, ледники деградировали до современных размеров либо отступали еще выше. Отступление сопровождалось расселением древесной растительности в зоне современного оледенения.

Катастрофически быстрое и наиболее мощное (до 5—6 км) наступание ледников в аккемскую стадию, по всей видимости, было вызвано совпадением во времени пиков понижения температуры и увеличения влажности. Распад ледников происходил также быстро, в течение первых столетий, с образованием крупных массивов мертвого льда. Хронологические рамки исторической стадии были уточнены благодаря данным дендрохронологического датирования памятников пазырыкской культуры ЮВ Алтая, одной из причин весьма краткого существования которой могло послужить похолодание, вызвавшее наступание ледников в верховьях горных долин, сформировавших до трех осцилляционных морен. В стадию актру ледники также испытали несколько осцилляций. При этом, несмотря на синхронность этих подвижек, время и амплитуда максимального наступания отдельных ледников несколько различаются.

В целом сокращение площади лесов и уменьшение размеров ледников ЮВ Алтая в каждую из последующих стадий, зафиксированных в рельефе, указывают на усиление дефицита влажности в этом высокогорном районе во второй половине голоцена. Относительные повышения увлажненности происходили на фоне этой прогрессирующей аридизации. Отсутствие положительной реакции баланса массы ледников на сильнейший за прошедшее тысячелетие термальный минимум в середине XIX в. подтверждает этот вывод.

Авторы выражают искреннюю благодарность Э.П. Зазовской и радиоуглеродной лаборатории ИГ РАН за датирование проверочных образцов, В.П. Галахову и О.Н. Соломиной за поддержку исследований, РФФИ за софинансирование полевых работ и радиоуглеродного датирования.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р. Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун — ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 6, с. 101—112.

Агатова А.Р., Непоп Р.К. Скорость ледниковой эрозии, время ответной реакции современных ледников и эволюция продольного профиля ледниковых долин Юго-Восточного Алтая по данным численного моделирования // Лед и снег, 2010, № 4, с. 111—120.

Агатова А.Р., Хьюл В., Мистрюков А.А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум — XX век // Геоморфология, 2002, № 2, с. 92—104.

Адаменко М.Ф., Сюбаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV—XX веках по данным дендрохронологии // Вопросы горной гляциологии. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1977, с. 196—202.

Адаменко М.Ф., Селищев Е.Н. Новые данные о динамике ледников бассейна рр. Актуру и Курмуду в период малой ледниковой эпохи // Природа и экономика Кузбасса: Тезисы докладов научной конференции. Новокузнецк, 1984, с. 58—61.

Арсланов А.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1987, 298 с.

Булатов В.И., Дик И.П., Ревякин В.С. Гляциологические наблюдения в бассейне реки Аккол // Гляциология Алтая, 1967, вып. 5, с. 178—183.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М., Техносфера, 2006, 576 с.

Варданянц Л.А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа (сравнительный очерк) // Изв. ВГО, 1938, т. 70, вып. 3, с. 386—406.

Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актуру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2005, 132 с.

Галахов В.П., Назаров А.Н., Ловцкая О.В., Агатова А.Р. Хронология теплого периода второй половины голоцена Юго-Восточного Алтая (по датированию ледниковых отложений). Барнаул, Изд-во Азбука, 2008, 58 с.

Душкин М.А. Многолетние колебания ледников Актуру и условия развития молодых морен // Гляциология Алтая, 1965, вып. 4, с. 83—101.

Занин Г.В. Ледниковый рельеф и современные геоморфологические процессы долины верховьев реки Ак-Туру // Исследования ледников и ледниковых районов. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 1. с. 195—209.

Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., Наука, 1967, 263 с.

Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск, Наука, 1993, 160 с.

Ивановский Л.Н., Панычев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII—XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск, Наука, 1978, с. 127—138.

Ивановский Л.Н., Панычев В.А., Орлова Л.А. Возраст конечных морен стадий «Актру» и «Исторической» ледников Алтая // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1982, с. 57—64.

Каталог ледников СССР. Бассейн р. Чуи / Ред. М.А. Душкин. Т. 15, вып. 1, ч. 6. Л., ГИМИЗ, 1974, 60 с.

Каталог ледников СССР. Бассейн р. Аргута / Под ред. М.А. Душкина, В.С. Ревякина. Т. 15, вып. 1, ч. 5. Л., ГИМИЗ, 1977, 71 с.

Мартин Ю.Л. Формирование лишайниковых синузий на моренах ледников Полярного Урала: Автореф. дис. ... к.б.н. Свердловск, 1967, 22 с.

Михайлов Н.Н. Динамика ледников Белухи (Алтай) в историческое время // Вест. ЛГУ. Геология. География. 1987, вып. 3, с. 100—103.

Михайлов Н.Н., Максимов Е.В., Козырева М.Г., Ларин С.И., Меркулов П.И., Чернов С.Б. Радиоуглеродное датирование голоценовых отложений горных районов южного обрамления СССР // Вест. ЛГУ. Сер. 7. 1989, вып. 1 (№ 7), с. 57—62.

Мягков И.М. Морены ледников Белухи // Вест. Зап.-Сиб. геологического треста, 1936, вып. 1, с. 85—106.

Назаров А.Н., Агатова А.Р. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // Материалы гляциологических исследований, 2008, вып. 105, с. 73—86.

Нарожный Ю.К., Осипов А.В. Ороклиматические условия оледенения Центрального Алтая // Изв. РГО, 1999, т. 131, вып. 3, с. 49—57.

Никитин С.А., Осипов А.В., Веснин А.В., Игловская Н.В. Распределение запасов пресной воды в ледниках Центрального Алтая // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: материалы Международной научной конференции. Томск, Изд-во НТЛ, 2000, с. 341—345.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1982, 210 с.

Панюшкина И.П., Адаменко М.Ф., Овчинников Д.В. Дендроклиматическая сеть Горного Алтая как основа количественной палеогеографической реконструкции климата с высоким временным разрешением // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002, вып. 2, с. 413—419.

Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П. Горно-ледниковые бассейны Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1979, 309 с.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника, 2007, № 2, с. 3—22.

Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Горном Алтае // Изв. ВГО, 1988, т. 120, вып. 4, с. 344—348.

Русанов В.И. Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае // Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 6, с. 272—283.

Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М., Наука, 1984, 216 с.

Слюсаренко И.Ю. Дендрохронологическое датирование археологических памятников скифской эпохи Алтая: Автореф. дис. ... к.и.н. Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, 2010, 34 с.

Соломина О.Н. Лихенометрия горного узла Биш—Иирду на Алтае // Материалы гляциологических исследований, 1988, вып. 61, с. 118—123.

Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М., Научный мир, 1999, 272 с.

Тюменцев К.Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 года // Тр. ледн. эксп. АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1936, вып. 6, с. 37—94.

Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П. Региональная экология малоизмененных ландшафтов: северо-запад Внутренней Азии. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 1999, 264 с.

Шиятов С.Г. Дендрохронология верхней границы леса на Урале. М., Наука, 1986, 135 с.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Зап. ВГО, 1957, т. 16, 338 с.

Шнитников А.В. О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии // Гляциологические исследования, 1963, № 9, с. 145—154.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. The role of pingos in the development of Dzhangyskol lake-pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008, № 257, p. 404—420.

De Smedt B., Pattyn F. Numerical modeling of historical front variations and dynamic response of Sofiyskiy glacier, Altai mountains, Russia // Ann. Glaciology, 2003, v. 37, p. 143—149.

Myglan V., Gerasimova O. Building of long tree-ring chronologies for reconstruction of a climate of Altai-Sayan region for two last millennia // World Dendro 2010. The 8th International Conference on Dendro-chronology. Rovaniemi, Finland, 2010, p. 313.

Pattyn F., De Smedt B., De Brabander S., van Huele W., Agatova A., Mistrukov A., Declair H. Ice dynamics and basal properties of Sofiyskiy glacier, Altai mountains, Russia, based on DGPS and radio-echo sounding surveys // Ann. Glaciology, 2003, v. 37, p. 286—292.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0—26 cal kyr BP // Radiocarbon, 2004, v. 46, p. 1029—1058.

Savoskul O.S., Solomina O.N. Late Holocene glacier variation in the frontal and inner ranges of the Tien Shan, Central Asia // Holocene, 1996, v. 1, p. 25—35.

Schlutz F., Lehmkuhl F. Climatic change in the Russian Altai, southern Siberia, based on palynological and geomorphological results, with implications for climatic teleconnections and human history since the middle Holocene // Vegetation History and Archaeobotany, 2007, № 16, p. 101—118.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended C-14 Data-Base and Revised Calib 3.0 C-14 Age Calibration Program // Radiocarbon, 1993, v. 35, p. 215—230.

*Рекомендована к печати 15 июля 2011 г.
А.В. Каньгиньм*

*Поступила в редакцию 21 января 2011 г.,
после доработки — 6 июня 2011 г.*