

- [35] *Takahara H., Sugita Sh., Harrison S. P., Miyoshi N., Morita Y., Uchiyama T.* Pollen-based reconstruction of Japanese biomes at 6000 and 18 000 years BP // *Journal of Biogeography*. 2000. N 27. P. 665—683.
- [36] *Tarasov P. E., Volkova V. S., Webb I. T., Guiot J., Andreev A. A., Bezusko L. G., Bezusko T. V., Bykova G. V., Dorofeyuk N. I., Kvavadze E. V., Osipova I. M., Panovala N. K., Sevastyanov D. V.* Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from Northern Eurasia // *Journal of Biogeography*. 2000. N 27. P. 609—620.
- [37] *Van Geel B., Aptroot A., Baittinger C., Birks H. H., Bull I. D., Cross H. B., Evershed R. P., Gravendeel B., Kompanje E. J. O., Kuperus P., Mol D., Nierop K., Pals J. P., Tikhonov A., van Reenen G., van Tienderen P.* The ecological implications of a Yakutian mammoths last meal // *Quaternary Research*. 2008. N 69. P. 361—376.
- [38] *Visser K., Thunne R., Goni M.* Glacial — interglacial organic carbon record from the Makassar Strait, Indonesia: implications for regional changes in continental vegetation // *Quaternary Science Reviews*. 2004. N 23. P. 17—27.
- [39] *Yi S., Kim S.-J.* Vegetation changes in western central region of Korean Peninsula during the last glacial (ca. 21.1—26.1 cal. kyr BP) // *Geosciences Journal*. 2010. Vol. 14, N 1. P. 1—10.
- [40] *Xu D., Lu H., Wu N., Liu Z.* 30 000 year vegetation and climate change around the East China Sea shelf inferred from a high-resolution pollen record // *Quaternary International*. 2010. N 227. P. 53—60.

Изв. РГО. 2016. Т. 148, вып. 4

ОЦЕНКА ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ ПРИТЕЛЕЦКОГО РАЙОНА НА ОСНОВЕ ДЕПРЕССИИ ФИРНОВОЙ ЛИНИИ (ПО ИССЛЕДОВАНИЯМ В БАССЕЙНЕ Р. ПЫЖА)

© **В. П. ГАЛАХОВ,¹ Д. В. ЧЕРНЫХ,² Д. В. ЗОЛОТОВ,³
Р. Ю. БИРЮКОВ,⁴ Д. К. ПЕРШИН⁵**

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул

E-mail: ¹ galahov@iwep.ru

² chernykh@mail.ru

³ zolotov@iwep.ru

⁴ rubiryukov@mail.ru

⁵ dmitrypershe@gmail.com

На основе депрессии фирновой линии смоделировано плановое положение ледников в долине р. Пыжа в максимум последнего оледенения (18 000—20 000 л. н.) и Аккемское похолодание (4500—5000 л. н.). Однозначного подтверждения результатов моделирования во время полевых работ 2014 г. не обнаружено, но имеется ряд косвенных свидетельств в их пользу. В частности, это морфометрические характеристики древнего моренно-подпрудного озера в низовьях р. Пыжа, которое существовало, по радиоуглеродным данным, как минимум 13 000 лет. Спуск озера начался около 3000 л.н., о чем свидетельствует датировка из кровли озерных отложений 3045 ± 115 лет (СОАН-9353). После этого изолированные водоемы в заливах долины продолжали существовать еще около 500 лет (2475 ± 90 лет — СОАН-9351). На месте спущенных озер сформировались сфагновые болота с торфяной залежью до 2 м и более.

Ключевые слова: Горный Алтай, долина р. Пыжа, имитационное моделирование, конечные моренные комплексы, радиоуглеродное датирование.

Введение. Для оценки размеров ледников как в эпохи оледенений, так и в периоды наступаний при их дегляциации традиционно используются моренные комплексы. Л. Н. Ивановский по этому поводу писал следующее: «В долинах устанавливается число конечных морен, их положение в долине и морфология... Подсчитывается депрессия снеговой линии (где это возможно) и приводятся сравнения полученной депрессии по долинам горной страны» [14, с. 118]. И далее Л. Н. Ивановский продолжает: «К настоящему времени все палеогеографические построения, основанные на морфологическом методе, требуют подтверждения путем определения абсолютного возраста отложений» [там же, с. 119]. При этом М. В. Тронов в своих работах неоднократно предупреждал, что без балансовых реконструкций (или без балансового согласования) палеогляциологические реконструкции невозможны [19]. Эти пожелания классиков были учтены нами при разработке методики, позволяющей оценить размеры горных ледников как во время максимума последнего оледенения, так и в периоды голоценовых похолоданий.

На первом этапе осуществляется имитационное моделирование составляющих баланса и режима палеоледников, что дает возможность показать положение ледников на определенные климатические срезы. Алгоритм расчета следующий [5]. По карте современной абляции-аккумуляции на рассчитываемом участке определяется величина снегонакопления на высоте современной фирновой границы. Эта величина характеризует снежность (или косвенно энергию оледенения) данного района. По данной величине находим депрессию снеговой границы и ледниковый коэффициент. Зная современную высоту региональной фирновой границы (по крупным ледникам) и ее депрессию, можно найти площадь фирнового бассейна палеоледника. Зная площадь фирнового бассейна и ледниковый коэффициент, можно определить площадь языка палеоледника на рассчитываемый период. В условиях, когда выделить в рельефе положение палеоледников сложно (по тем или иным причинам отсутствует привычный рельеф конечных морен), этот метод позволяет достаточно точно выполнить реконструкцию палеооледенения.

На основе результатов моделирования осуществляется целенаправленный поиск ледниковых и коррелятных им отложений и форм рельефа на местности, после чего отбираются образцы на радиоуглеродное датирование, а по возможности и на другие виды анализа. Это позволяет подтвердить (или не подтвердить) результаты моделирования, а в отдельных случаях проследить эволюцию ландшафтных обстановок в пределах горной долины.

Данный алгоритм был опробован нами в долинах рек Актру [6], Мульта [8] и в ряде долин бассейна р. Кокса [7, 9, 10, 20], где дал неплохие результаты. В большинстве случаев результаты моделирования подтверждались на местности, а там, где достоверных следов существования ледников обнаружено не было, находилось логичное объяснение этому. Так, поиски морен Аккемской стадии в бассейнах рек Хайдун и Банная не дали результатов. Лишь отдельные скопления крупных валунов в долине р. Хайдун были обнаружены там, где по расчетам в это время должен был находиться Хайдунский ледник. Однако последующие работы показали высокую вероятность существования в долине р. Хайдун в Аккемскую стадию ледниково-подпрудного озера.

Успешное апробирование методики побудило нас к использованию ее в других древнеледниковых долинах Русского Алтая, где до настоящего времени отсутствовали достоверные сведения о прошлом положении ледников. В результате мы обратились к долине р. Пыжа, которая является левым притоком р. Бия и впадает в нее в 15 км от истока из Телецкого озера.

В процессе исследования решались следующие задачи.

1. Реконструировать плановое положение ледников в долине р. Пыжа в Аккемское похолодание (4500—5000 л. н.).

2. Реконструировать плановое положение ледников в долине р. Пыжа в максимум последнего оледенения (18 000—20 000 л. н.).

3. Для проверки результатов моделирования осуществить поиск ледниковых и коррелятных с ними отложений в долине р. Пыжа и отобрать органические остатки для радиоуглеродного датирования.

Моделирование планового положения ледника в долине р. Пыжа в Аккемское похолодание (4500—5000 л. н.). Для палеогеографических расчетов необходимо знать прежде всего высоту современной фирновой границы района исследований. Е. Д. Донченко [11] определил по материалам аэрофотосъемки оледенение Шапшальского хребта. М. Ф. Адаменко рассмотрел оледенение Сумультинского [1] и Курайского [2] хребтов. В дальнейшем им было рассмотрено все оледенение Бие-Катунского водораздела [3]. Позднее М. А. Душкиным и М. Ф. Адаменко составлен каталог ледников бассейна р. Бия [12]. Материалы этих исследований были положены в основу построения карты поля высоты современной фирновой границы в Прителецком районе и в бассейнах рек Башкаус и Чулышман (рис. 1).

Для оценки депрессии фирновой границы в Аккемскую стадию примем, что современная абляция-аккумуляция на высоте фирновой границы (2.3 км) равна 300 г/см². Тогда депрессия региональной фирновой границы будет равна 0.4 км [5]. С учетом дисперсности оледенения исследуемого района (локальная фирновая граница) величину 0.4 км мы должны уменьшить на 30 % [21]. По аналогии с современным оледенением примем, что толщина палеоледника непосредственно в бассейне р. Пыжа равна 100 м, а в бассейне ее притока — р. Учал — 150 м. Для отрисовки планового положения древней фирновой границы в современном рельефе ее необходимо проводить на высоте 1920 и 1870 м соответственно. В соответствии с современной абляцией-аккумуляцией на высоте фирновой границы ледниковый коэффициент (отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника) в Аккемскую стадию будет равен 0.5 [5]. Зная высоту фирновой границы в Аккемское похолодание, можно определить по современной карте площадь фирновых бассейнов палеоледников. Зная ледниковый коэффициент и площадь фирновых бассейнов палеоледников, можно найти площадь языков ледников. Дистраивая к плановому положению фирновых бассейнов языки ледников (с учетом принятой их толщины), можно найти их плановое положение в рельефе (рис. 2). Проведенные расчеты планового положения ледников в соответствии с разработанной методикой показали, что язык палеоледника собственно долины р. Пыжа должен был доходить до слияния с долиной р. Учал. Ледник долины р. Учал был почти в 2 раза больше (см. таблицу) и должен был оканчиваться несколькими километрами ниже нежилого с. Обога.

Моделирование планового положения ледника в долине р. Пыжа в максимум последнего оледенения (18 000—20 000 л. н.). В палеогеографической литературе широко распространено мнение, что в максимум послед-

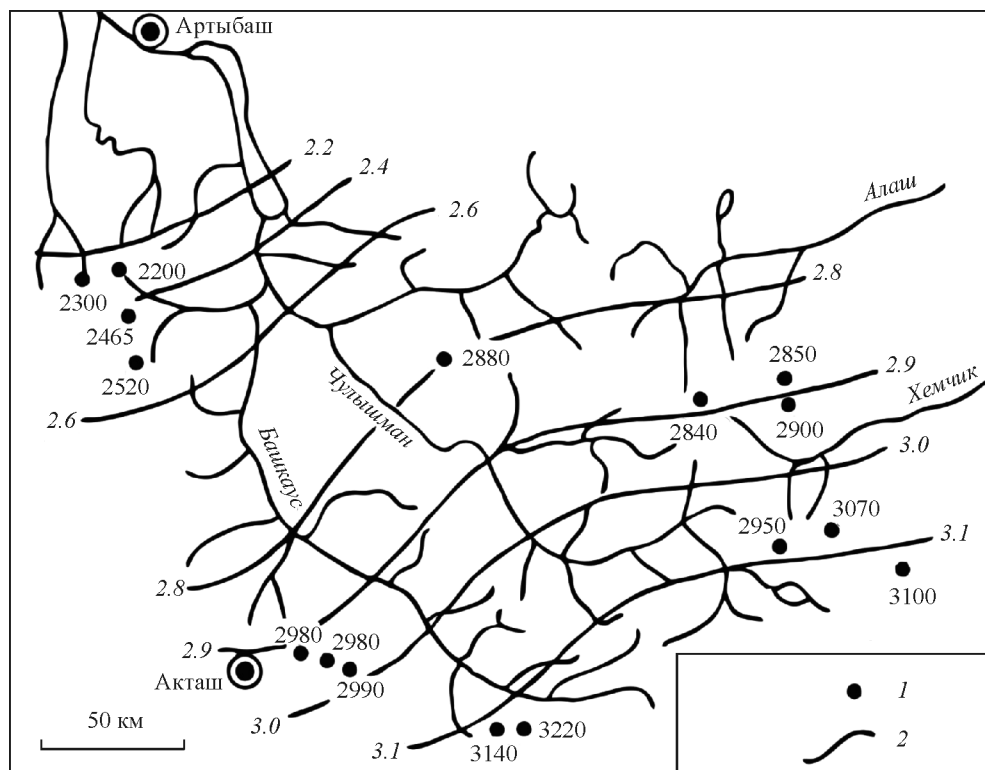


Рис. 1. Высота современной локальной фирновой границы (км) на отдельных ледниках и группах ледников на хребтах Сумультинском, Курайском, Шапшальском и в районе массива Куркуребажи [5].

1 — высота фирновой границы на ледниках (в соответствии с [1–3]), 2 — изолинии высоты фирновой границы.

него оледенения со склонов долины Телецкого озера спускались ледники, формируя язык единого ледника, который продвигался по долине р. Бия далее устья р. Сарыкокша [4, 13]. Данное предположение базируется на том, что морены наблюдаются как в устье р. Чулышман, так и в истоках Бии. Однако достоверного подтверждения этому нет. Другие специалисты предполагают, что в максимум последнего похолодания Телецкое озеро подпруживалось ледниковой плотиной и что «плотина создавалась ледниками притоков верховий современной Бии возле долин рек Иогач, Пыжа, Юрток» [16, с. 39]. Однако, расчетов и тем более датирования ледниковых отложений в истоках Бии не приводится.

С помощью разработанной модели построения планового положения ледников мы попытались показать возможность подпруживания Телецкого озера палеоледником из долины р. Пыжа в максимум последнего оледенения.

Депрессия региональной фирновой границы для этого времени будет равна 0.73 км. С учетом дисперсности современного оледенения исследуемого района (локальная фирновая граница) величину 0.73 км мы должны уменьшить на 30 % [21]. По аналогии с современным оледенением, примем, что толщина палеоледника непосредственно в бассейне р. Пыжа равна 250 м. Для отрисовки планового положения древней фирновой границы в современном

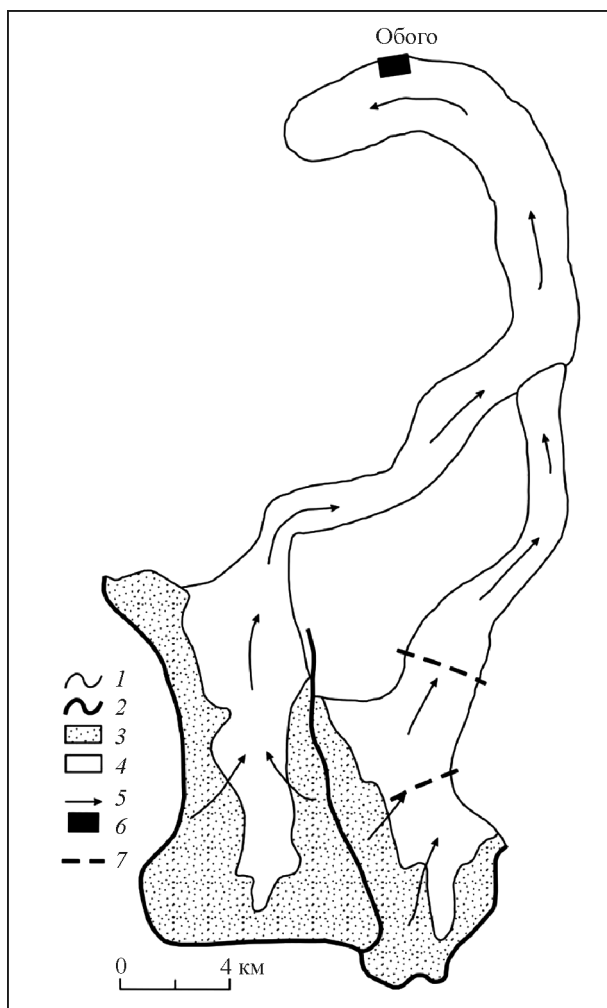


Рис. 2. Плановое положение ледников Аккемской стадии в бассейнах рек Пыжа и Учал.
1 — фирновая граница на леднике, 2 — основные хребты и их отроги, 3 — фирновые бассейны ледников, 4 — языки ледников, 5 — направление движения льда, 6 — населенные пункты, 7 — местоположение моренных комплексов более ранних стадий.

**Площадь ледников в верховьях бассейна р. Пыжа
в Аккемскую стадию**

Бассейн реки	Высота фирновой границы в рельефе над ур. м., м	Фирновый бассейн, км ²	Язык ледника, км ²
Пыжа	1920	24	48
Учал	1870	43	86

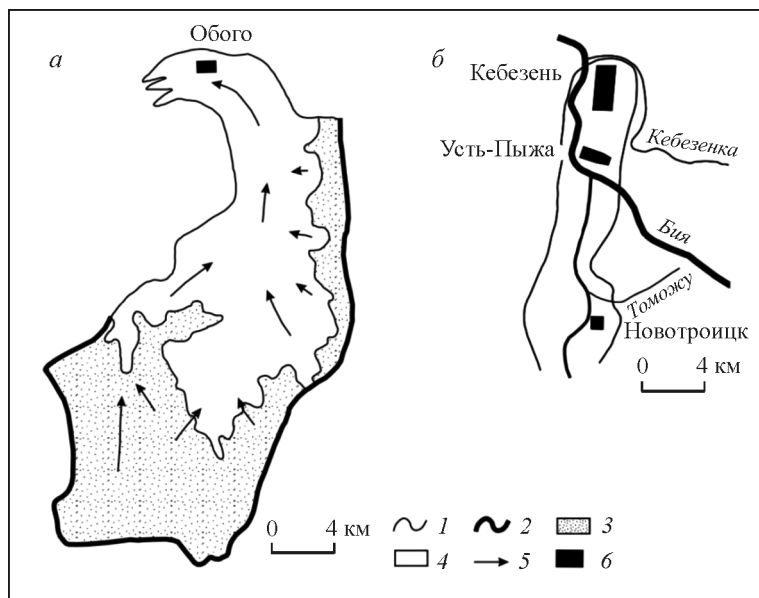


Рис. 3. Плановое положение фирнового бассейна (а) и языка (б) палеоледника максимума последнего оледенения (18—20 тыс. л. н.) в бассейне р. Пыжа.

1 — фирновая граница на леднике, 2 — основные хребты и их отроги, 3 — фирновые бассейны ледников, 4 — языки ледников, 5 — направление движения льда, 6 — населенные пункты.

рельефе ее необходимо проводить на высоте 1550 м. В соответствии с современной абляцией-аккумуляцией на высоте фирновой границы ледниковый коэффициент (отношение площади фирнового бассейна к площади языка ледника) в максимум последнего похолодания будет равен также 0.5. Алгоритм дальнейшего расчета планового положения палеоледника в максимум последнего оледенения тот же, что и в случае с Аккемской стадией (рис. 3, а). Проведенные расчеты планового положения ледников в соответствии с разработанной методикой показали, что язык палеоледника собственно р. Пыжи должен был выходить в долину р. Бия и доходить до с. Кебезень, а современная р. Кебезенка огибала язык палеоледника (рис. 3, б).

Проверка результатов моделирования. Летом 2014 г. проведено обследование долины р. Пыжа. На участке долины ниже бывшего с. Обого, где по данным моделирования должен был заканчиваться язык ледника в Аккемскую стадию, обнаружены отложения, похожие на перемытую морену. Хорошо выраженные в рельефе невысокие гряды на протяжении нескольких сотен метров по долине сложены неслоистыми отложениями из окатанных валунов с галькой и супесчаным заполнителем. К сожалению, органики для подтверждения результатов моделирования методами радиоуглеродного датирования обнаружить не удалось.

В низовьях р. Пыжа и в долине р. Бия, непосредственно ниже устья р. Пыжа, где, согласно моделированию, должен был располагаться язык палеоледника в максимум последнего оледенения, найти ледниковые отложения представляется маловероятным. Ледниковая плотина, если она и была, полностью разрушена неоднократными потоками (фладстримами), проходившими в позднеледниковье и даже в голоцене по долине р. Бия со стороны Те-

лецкого озера [15, 17]. Однако если принять, что долина р. Пыжа в максимум последнего оледенения была занята ледником, то на стадии его деградации в долинах р. Пыжа и ее притоков должны были образовываться одно или несколько ледниково-подпрудных озер и, таким образом, сохраниться озерные отложения. Последние, а также генетически связанные с ними болотные отложения, могут представлять значительный интерес для реконструкции палеогеографических обстановок.

Озерные отложения в долине р. Пыжа исследовались ранее Г. Я. Барышниковым. То что они относятся ко времени окончания последнего оледенения, свидетельствуют полученные им датировки. На основании радиоуглеродного датирования древесины, извлеченной у уреза воды (абсолютная высота ~450 м) в устье 9-метровой террасы р. Пыжа у с. Новотроицкое из тонкослоистых озерных глин, их возраст $16\,120 \pm 80$ лет (СОАН-1864). Вторая датировка $15\,270 \pm 60$ лет (СОАН-2017) получена из разреза озерных отложений по руч. Томажу в 1 км выше первой [18].

Очевидно, что мощность озерных отложений в долине р. Пыжа составляет значительную величину. В летний период 2014 г. в левобережной части долины р. Пыжа южнее и юго-западнее с. Новотроицкое нами были выполнены 2 разреза торфа, подстилаемого озерными отложениями, получено 5 радиоуглеродных датировок.

Разрез Ч-02-П-14 ($51^{\circ}45'20.4''$ с. ш., $87^{\circ}04'14.3''$ в. д., 490 м над ур. моря). Левобережная часть долины р. Пыжа в окрестностях с. Новотроицкое. Превышение над меженным уровнем воды в р. Пыжа более 25 м. Обширное понижение, отделенное от основной части долины меридионально ориентированным выступом коренных пород. Осоково-клюквенно-сфагновое болото с березой пушистой. По всему профилю встречаются древесина в виде фрагментов корней, веток, стволов.

0—15 см — моховина неоднородная по цвету; хорошо отстает от нижележащего горизонта; выражена слоистость.

15—21 см — торф темно-бурый, рыхлый; сочится вода; обилие корней современных растений.

21—118 см — торф светло-бурый, упругий, средней степени разложения; сочится вода; сверху вниз постепенно уменьшается количество корней современных растений.

118—210 см — торф бурый (темнее предыдущего), более разложившийся; граница с нижележащим горизонтом резкая по включениям минеральных частиц.

210—230 см — органоминеральная масса серо-бурая с равным соотношением минеральных частиц (илы) и органических остатков.

230—280... см — ил сизый с незначительными включениями остатков органики.

Разрез Ч-03-П-14 ($51^{\circ}44'19.8''$ с. ш., $87^{\circ}04'55.6''$ в. д., 465 м над ур. моря). Поверхность пойменной террасы в левобережье р. Пыжа к югу от с. Новотроицкое в 600 м к западу от русла реки. Превышение над меженным уровнем реки менее 3 м. Мелкобугристый рельеф. Осоково-вахтово-клюквенно-сфагновое болото с березой пушистой.

0—17 см — моховина неоднородная по цвету, слоистая.

17—38 см — буро-коричневый торф, слаборазложившийся, упругий.

38—88 см — буро-коричневый торф, слаборазложившийся, более пластичный; обильны включения древесины в виде веток и фрагментов стволов.

88—140 см — торф светлее предыдущего, средней степени разложения, более рыхлый.

140—185 см — торф темнее предыдущего, более рыхлый, более разложившийся; встречаются темные затеки.

185—225 см — органоминаральная масса серо-бурая с преобладанием органики; встречаются хорошо сохранившиеся листья осоки.

225—240 см — органоминаральная масса темно-серая с буроватым оттенком; преобладает минеральная составляющая.

240—270... см — сизовато-серый ил с единичными включениями органики.

Определение остаточной активности углерода выполнено И. Ю. Овчинниковым на QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters) в Лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН.

Разрез Ч-02-П-14 — 3 радиоуглеродные датировки: органика из верхней части озерных отложений с глубины 250—260 см — 2475 ± 90 лет (СОАН-9351); 200—210 см — 2415 ± 75 лет (СОАН-9350); 110—120 см — 1185 ± 45 лет (СОАН-9349).

Разрез Ч-03-П-14 — 2 датировки: на границе торфа и озерных илов (глубина 220—230 см) — 3045 ± 115 лет (СОАН-9353); торф (глубина 140—150 см) — 2345 ± 85 лет (СОАН-9352).

Таким образом, озерные отложения фиксируются в долине р. Пыжа как минимум до высоты 490 м над ур. моря, а скорее всего, и значительно выше. Причем единый крупный водоем существовал в долине достаточно долго. Спуск его произошел лишь около 3000 л. н., о чем свидетельствуют данные из разреза Ч-03-П-14 на пойменной террасе. После этого в течение минимум 500 лет в заливах-расширениях долины существовали изолированные небольшие озера.

Существование водоема в долине р. Пыжа может быть объяснено двумя причинами: подпруживанием ее устья селом, прошедшим по долине р. Бия, как предполагают Г. Я. Барышников и В. А. Панычев [4], и подпрудой от ледника из самой долины р. Пыжа. При этом мало вероятно, что в результате селевой подпруды такой обширный водоем, сопоставимый по площади с широтной частью Телецкого озера, мог существовать столь долго. Пыжа — достаточно полноводная река, чтобы разрушить подобную подпрудку сравнительно быстро. А вот крупный моренный комплекс палеоледника не может быть быстро разрушен.

Заключение. На основе депрессии фирновой линии смоделировано плановое положение ледников в долине р. Пыжа в максимум последнего оледенения (18 000—20 000 л. н.) и Аккемского похолодания (4500—5000 л. н.).

Однозначных доказательств того, что в максимум последнего оледенения спускавшийся по долине р. Пыжа ледник достигал ее устья и даже выходил в долину р. Бия, как это следует из данных моделирования, во время полевых работ 2014 г. не обнаружено. Тем не менее ряд косвенных свидетельств, в частности морфометрические характеристики древнего подпрудного озера в низовьях р. Пыжа, могут рассматриваться в качестве аргументов в пользу этого факта.

На основе радиоуглеродного датирования озерно-болотных отложений установлено, что подпрудный водоем существовал как минимум 13 000 лет. За это время в низовьях р. Пыжа сформировалась мощная толща озерных от-

ложений. Озеро имело значительный объем: его глубина в районе плотины достигала 100 м, а площадь была сопоставима с площадью широтной части Телецкого озера. Все это предполагает наличие прочной плотины, устойчивой к размыву и способной сдерживать давление значительных объемов воды.

Спуск водоема в долине р. Пыжа начался около 3000 л. н. и проходил постепенно, а в заливах долины продолжали существовать изолированные водоемы, которые деградировали в результате заболачивания. К настоящему времени в долине р. Пыжа мощность торфа достигает 2 м. Молодость болот не служит доказательством наличия или отсутствия ледника в долине Пыжи в предшествующее этому время.

Результаты моделирования достоверно не были подтверждены и в отношении Аккемского похолодания, имевшего место 4500—5000 л. н.

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-35-00203 мол_а).

Список литературы

- [1] Адаменко М. Ф. Оледенение хребта Сумультинские белки // Гляциология Алтай. Томск: Изд-во ТГУ, 1970. Вып. 5. С. 37—42.
- [2] Адаменко М. Ф. Ледники в истоках Кубадру // Гляциология Алтай. Томск: Изд-во ТГУ, 1972. Вып. 7. С. 203—209.
- [3] Адаменко М. Ф. Оледенение Бие-Катунского водораздела // Гляциология Алтай. Томск: Изд-во ТГУ, 1978. Вып. 12. С. 45—58.
- [4] Барышников Г. Я., Панычев В. А. Особенности формирования террасовых комплексов верхней Бии // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1987. Вып. 17. С. 41—52.
- [5] Галахов В. П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения. Новосибирск: Наука, 2001. 136 с.
- [6] 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 Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2005. 132 с.
- [7] Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Бирюков Р. Ю. Позднеголоценовая гляциальная история долины р. Хайдун (хр. Холзун, Алтай) // Рельеф и экзогенные процессы гор: матер. науч. конф. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2011. Т. 2. С. 6—9.
- [8] Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Агатова А. Р., Бирюков Р. Ю., Назаров А. Н., Орлова Л. А., Останин О. В., Самойлова С. Ю., Шереметов Р. Т., Якубовский В. И. Оледенение юго-западной части Алтая во вторую половину голоцена. Барнаул: Азбука, 2012. 119 с.
- [9] Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Орлова Л. А. Положение и время формирования морен стадий Фернау и Исторической в бассейне реки Хайдун на Алтае // Изв. РГО. 2012. Т. 144, вып. 6. С. 15—21.
- [10] Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Демидко Д. А., Ножинков А. Е., Бирюков Р. Ю. Позднеголоценовая эволюция ландшафтов в бассейне р. Хайдун (Русский Алтай). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 224 с.
- [11] Донченко Е. Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время // Гляциология Алтай. Томск: Изд-во ТГУ, 1962. Вып. 2. С. 146—172.

- [12] Душкин М. А., Адаменко М. Ф. Каталог ледников СССР. Бассейн р. Бии. Л.: Гидрометеониздат, 1980. Т. 15, вып. 1. Ч. 7. 28 с.
- [13] Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода в морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай) // Тр. ИГ АН СССР. Проблемы геоморфологии. М.; Л., 1948. Вып. 39. С. 82—110.
- [14] Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока). Новосибирск: Наука, 1981. 174 с.
- [15] Рудой А. Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
- [16] Рудой А. Н. Новые данные о возрасте ледниковых и озерных отложений в бассейне Телецкого озера // Изв. РГО. 2013. Т. 145, вып. 1. С. 36—41.
- [17] Русанов Г. Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: БГПУ им. В. М. Шукшина, 2007. 164 с.
- [18] Русанов Г. Г., Орлова Л. А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.
- [19] Тронов М. В. Факторы оледенения и развития ледников. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 235 с.
- [20] Chernykh D. V., Galakhov V. P., Zolotov D. V. Synchronous fluctuations of glaciers in the Alps and Altai in the second half of the Holocene // The Holocene. 2013. Vol. 23, iss. 7. P. 1074—1079.
- [21] Messerli B. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Zürich: Geographica Helvetica, 1967. S. 105—228.

Поступило в редакцию
20 апреля 2015 г.

Estimation of planimetric position of glaciers of Teletskoye Lake region based firn line depression (based on studies in the River Pyzha basin)

V. P. Galakhov,¹ D. V. Chernykh,² D. V. Zolotov,³ R. Yu. Biryukov,⁴ D. K. Pershin⁵

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul

E-mail: ¹ galahov@iwep.ru

² chernykhd@mail.ru

³ zolotov@iwep.ru

⁴ rubiryukov@mail.ru

⁵ dmitrypersh@gmail.com

The planned glaciers' position in the River Pyzha valley for the last glaciation maximum (18 000—20 000 yr BP) and the Akkem cooling (4500—5000 yr BP) was simulated based on the firn line depression. The fieldworks of 2014 year do not provide unambiguous support for the simulation results, although some indirect evidence in their favor do exist. In particular, these are morphometric characteristics of the ancient moraine-dammed lake situated in the lower reaches of the River Pyzha valley. According to the radiocarbon data, the lake's age is at least 13 000 years. Its draining began about 3000 years ago as evidenced by dating from the lake sediments roof (i. e. 3045 ± 115 yr BP (SOAN-9353)) that resulted in the appearance of some isolated ponds in the valley bays existed afterwards for more than 500 years (2475 ± 90 yr BP — SOAN-9351). In the drained lakes' place, sphagnum bogs with peat deposits thick up to 2 m and more were formed.

Key words: the Altai mountains Pyzha River valley, simulation, end moraine complexes, radiocarbon dating.

References

- [1] *Adamenko M. F.* Oledenenie hrebta Sumul'tinskije belki // *Glyaciologiya Altaya*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1970. Vyp. 5. S. 37—42.
- [2] *Adamenko M. F.* Ledniki v istokax Kubadru // *Glyaciologiya Altaya*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1972. Vyp. 7. S. 203—209.
- [3] *Adamenko M. F.* Oledenenie Bie-Katun'skogo vodorazdela // *Glyaciologiya Altaya*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1978. Vyp. 12. S. 45—58.
- [4] *Baryshnikov G. Ya., Panychev V. A.* Osobennosti formirovaniya terrasovykh kompleksov verhnjej Bii // *Voprosy geografii Sibiri*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1987. Vyp. 17. S. 41—52.
- [5] *Galahov V. P.* Imitacionnoe modelirovanie kak metod glyaciologicheskikh rekonstrukcij gornogo oledeneniya. Novosibirsk: Nauka, 2001. 136 s.
- [6] *Galahov V. P., Nazarov A. N., Harlamova N. F.* Kolebaniya lednikov i izmeneniya klimata v pozdnem golocene po materialam issledovanij lednikov i lednikovyx otlozhenij bassejna Aktru (Central'nyj Altaj, Severo-Chujskij xrebet). Barnaul: Izd-vo AltGU, 2005. 132 s.
- [7] *Galahov V. P., Chernyh D. V., Zolotov D. V., Biryukov R. Yu.* Pozdnegolocenovaya glyacial'naya istoriya doliny r. Hajdun (hr. Holzun, Altaj) // *Rel'ef i e'kzogennye processy gor: mater. nauch. konf. Irkutsk: Izd-vo In-ta geografii im. V. B. Sochavy SO RAN*, 2011. T. 2. C. 6—9.
- [8] *Galahov V. P., Chernyh D. V., Zolotov D. V., Agatova A. R., Biryukov R. Yu., Nazarov A. N., Orlova L. A., Ostanin O. V., Samojlova S. Yu., Sheremetov R. T., Yakubovskij V. I.* Oledenenie yugo-zapadnoj chasti Altaya vo vtoruyu polovinu golocena. Barnaul: Azbuka, 2012. 119 s.
- [9] *Galahov V. P., Chernyh D. V., Zolotov D. V., Orlova L. A.* Polozhenie i vremya formirovaniya moren stadij Fernau i Istoricheskoy v bassejne reki Xajdun na Altae // *Izv. RGO*. 2012. T. 144, vyp. 6. S. 15—21.
- [10] *Galahov V. P., Chernyh D. V., Zolotov D. V., Demidko D. A., Nozhnikov A. E., Biryukov R. Yu.* Pozdnegolocenovaya e'volyuciya landshaftov v bassejne r. Hajdun (Russkij Altaj). Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2013. 224 s.
- [11] *Donchenko E. D.* Oledenenie Shapshal'skogo hrebta i ego dinamika v istoricheskoe vremya // *Glyaciologiya Altaya*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1962. Vyp. 2. S. 146—172.
- [12] *Dushkin M. A., Adamenko M. F.* Katalog lednikov SSSR. Bassejn r. Bii. L.: Gidrometeoizdat, 1980. T. 15, vyp. 1. Ch. 7. 28 s.
- [13] *Zhivago A. V.* Opyt primeneniya shlihovogo metoda v morfologicheskom analize doliny r. Bii (Altaj) // *Trudy IG AN SSSR. Problemy geomorfologii*. M.; L., 1948. Vyp. 39. S. 82—110.
- [14] *Ivanovskij L. N.* Glyacial'naya geomorfologiya gor (na primere Sibiri i Dal'nego Vostoka). Novosibirsk: Nauka, 1981. 174 s.
- [15] *Rudoj A. N.* Gigantskaya ryab' techeniya (istoriya issledovanij, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie). Tomsk: Izd-vo TGPU, 2005. 224 s.
- [16] *Rudoj A. N.* Novye dannye o vozraste lednikovyx i ozernyx otlozhenij v bassejne Teleckogo ozera // *Izv. RGO*. 2013. T. 145, vyp. 1. S. 36—41.
- [17] *Rusanov G. G.* Ozera i paleogeografiya Severnogo Altaya v pozdnem neoplejstocene i golocene. Bijsk: BGPU im. V. M. Shukshina, 2007. 164 s.
- [18] *Rusanov G. G., Orlova L. A.* Radiouglerodnye datirovki (SOAN) Gornogo Altaya i Predaltajskoj ravniny. Bijsk: FGBOU VPO «AGAO», 2013. 291 s.
- [19] *Tronov M. V.* Faktory oledeneniya i razvitiya lednikov. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1972. 235 s.
- [20] *Chernykh D. V., Galakhov V. P., Zolotov D. V.* Synchronous fluctuations of glaciers in the Alps and Altai in the second half of the Holocene // *The Holocene*. 2013. Vol. 23, iss. 7. P. 1074—1079.

СЛЕДЫ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАБИНСКАЯ ИМАНДРА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

© **С. Б. НИКОЛАЕВА***,¹ **Н. Б. ЛАВРОВА****,² **Д. Б. ДЕНИСОВ***,³
Д. С. ТОЛСТОБРОВ*,⁴

* Геологический институт Кольского научного центра РАН

** Институт геологии Карельского научного центра РАН

*** Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН

E-mail: ¹nikolaeva@geoksc.apatity.ru

² Lavrova@krc.karelia.ru

³ denisov@iner.ksc.ru

⁴ tolstobrov@geoksc.apatity.ru

В статье представлены данные по изучению донных осадков озерных котловин на западном побережье оз. Бабинская Имандра (Кольский регион). В результате исследований в разрезах донных осадков обнаружены нарушенные горизонты, которые свидетельствуют о катастрофических (палеосейсмических) событиях в голоцене. Литологические и микропалеонтологические характеристики, а также радиоуглеродное датирование донных осадков озер позволили реконструировать природно-климатические обстановки в послеледниковое время, а также выявить причины, механизмы и время проявления катастрофических процессов на данной территории.

Ключевые слова: голоцен, Кольский регион, донные отложения озер, катастрофические процессы, сейсмичность.

Введение. В последнее время широкое распространение получили исследования донных осадков малых озер как в различных регионах России, так и за рубежом [14, 22]. Детальные литологические, геохимические и микропалеонтологические характеристики позволяют реконструировать природно-климатические обстановки в послеледниковое время, динамику уровня морей и океанов, выявлять причины и механизмы различных катастрофических процессов. Следы катастроф (в том числе и землетрясений) в озерах наблюдались в разных геолого-тектонических обстановках, чаще в зонах активных окраин и прибрежных районах морей и океанов — сейсмически активных территориях [17, 23]. В разрезах они представлены различными нарушениями и деформациями осадков, возникшими в результате цунами, сейш, турбидитных потоков и оползней, часто обусловленных сейсмическими сотрясениями. На территориях с умеренным уровнем сейсмоактивности такие нарушения встречаются реже. Это связано не только с невысокой сейсмической активностью, но и с отсутствием целенаправленных исследований.

Цель статьи — обсуждение результатов изучения следов катастрофических событий, обнаруженных в донных осадках малых озер Кольского региона (северо-восток Балтийского щита) в период 2013—2015 гг., и оценка их значения как индикаторов палеосейсмичности.