

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.2/3:551.32

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЯЗЫКА ЛЕДНИКА
БОЛЬШОЙ АЗАУ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ

Ю. К. Васильчук, Ю. Н. Чижова, В. Папеш*, Н. А. Буданцева

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический и географический ф-ты,
119992, Москва, ГСП-2, Ленинские горы, Россия
Исследовательский центр, Зайберсдорф, Австрия

Получены новые данные по содержанию стабильных изотопов во льду языка ледника Большой Азау. Изотопно-кислородные и дейтериевые определения из его льда позволяют оценить температурные условия, на фоне которых происходили значительные подвижки ледника пульсационного типа.

Кавказ, Приэльбрусье, снежный покров, лед, язык ледника, пульсация ледника, изотопы кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс

ISOTOPE COMPOSITION OF BOLSHOY AZAU GLACIER TONGUE, ELBRUS

Yu. K. Vasil'chuk, J. N. Chizhova, W. Papesch*, N. A. Budantseva

*Lomonosov Moscow State University, Departments of Geology and Geography, 119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia
ARC Seibersdorf research GmbH, Abt. Umweltforschung, Seibersdorf, Austria

New data of isotope composition in basal ice of tongue of Bolschoy Azau glacier was obtained. Oxygen and deuterium isotope records from a tongue of glacier evidence the background temperature conditions during the significant slides of a surge-type glacier.

Caucasus, Elbrus Mountain, snow cover, ice, glacier tongue, glacier surges, oxygen and hydrogen isotopes, deuterium excess

ВВЕДЕНИЕ

Ледник Большой Азау является одним из редких ледников в Приэльбрусье, язык которого находится на высоте ниже 3 км. Столь небольшая его высота, скорее всего, следствие относительно недавних дальних подвижек, сходных с пульсацией ледника, природа которых не совсем ясна. Полученные нами изотопные данные из краевой части языка зафиксировали температурные условия, на фоне которых происходили эти подвижки. Палеотемпературные оценки выполнены на основе сравнения изотопного состава льда на языке с современными снегом и льдом в зоне аккумуляции.

Ранее нами были получены изотопные данные для сезонного снега и ледникового льда в зоне аккумуляции на южном склоне Эльбруса на высотах 3800–4500 м. Изотопно-кислородный состав фирна и ледникового льда в зоне аккумуляции был также исследован для другого ледника Приэльбрусья – Джантуганского фирнового плато [Поповнин, 1989]. Значения, полученные нами, хо-

рошо согласуются с данными по Джантуганскому плато, отражая современные условия формирования льда в Приэльбрусье на высотах около 4000 м.

Несмотря на хорошую гляциологическую изученность ледника Бол. Азау и длительный ряд наблюдений, позволивших получить наиболее обширные данные, изотопный состав его изучен недостаточно. Для решения этой задачи в июле 2002 г. нами было отобрано 35 образцов ледникового льда из гребня мертвого льда ледника Бол. Азау. Изотопные определения выполнялись в изотопной лаборатории Исследовательского центра в Зайберсдорфе.

Получение парных изотопных характеристик (изотопно-кислородный и дейтериевый состав) во льду языка ледника Бол. Азау позволяют приблизительно оценить условия формирования льда в период активизации его движения, степень изотопного фракционирования при переходе снега в лед и природу деформированного льда у ложа.

МОРФОЛОГИЯ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ЯЗЫКА ЛЕДНИКА

Ледник Бол. Азау находится на юго-западном склоне Эльбруса на Центральном Кавказе, занимающая самое западное положение в ледниковом комплексе Эльбруса. Областью питания ледника является обширное фирновое поле на Эльбрусе, язык ледника (длиной более 2,4 км) узкий, спускающийся через ледопад в долину реки Бол. Азау, которая, в 5 км ниже по течению сливаясь с ручьем Гарабаши, становится рекой Баксан. Площадь ледника 19,2 км², длина 9,98 км. Бассейн питания ледника находится в подветренной тени водораздельного гребня, значительную долю питания ледник получает за счет ветровой аккумуляции снега.

Верхняя часть бассейна питания лежит на высоте около 5000 м в рекристаллизационно-инфильтрационной зоне. Язык ледника расположен в узком ущелье, что способствует его подпруживанию, вызвавшему в XVIII–XIX вв. погребение ледораздела Большой Азау–Малый Азау.

Современный язык ледника асимметричен (см. фотографию на обложке): вдоль левого борта поверхность его ниже, что обусловлено дополнительным питанием правой его части метелевым снегом. Ниже современного конца ледника дно долины заполнено так называемыми мертвыми льдами. На дне и склонах теснины ледника моренного материала почти нет. Отложения, напоминающие донную морену, формируются в результате оползания обломочного материала, осыпей, оседания и лавинной деятельности [Оледенение Эльбруса, 1968].

В период проведения на Эльбрусе гляциологических и фотограмметрических работ в рамках Международного геофизического года и Международного геофизического десятилетия (МГГ и МГД) было установлено, что ледник Бол. Азау движется единым потоком с максимальной скоростью 6,5 см/сут (т. е. около 20–25 м/год) – это поверхностные скорости на конце ледника. Более активна правая часть ледника, левый край, покрытый мощным моренным чехлом, движется со скоростью всего 2–3 см/сут [Книжников, 1968], т. е. менее 10 м/год. Как нам представляется, еще в сравнительно недавнем прошлом подвижки языка ледника были гораздо более активны и происходили по типу катастрофических пульсирующих подвижек (Н.А. Володичева в устном обсуждении с нами высказала аналогичную точку зрения).

В фирновой области Эльбруса по фотограмметрическим измерениям была составлена карта скоростей на теплый период года (июль–август). Между выходами лав лед движется единым потоком, скорость которого уменьшается с высотой. На верхнем створе (высота 4200 м) скорость движения льда составляет более 3 мм/сут (т. е. около 1 м/год), на высоте 4045 м – менее 1 мм/сут.

Из всех ледников Эльбруса по Бол. Азау собраны наиболее обширные данные, что связано с его относительной доступностью. Начало самому длительному ряду наблюдений на ледниках Кавказа положил Г. Абих, дважды посетивший ледник Бол. Азау в 1849 и 1873 гг. В первом случае Г. Абих увидел ледник вторгшимся во взрослый сосновый лес, этот факт в дальнейшем стал одним из базовых для вывода о значительном наступании ледников на Центральном Кавказе в середине XIX в. [Оледенение Эльбруса, 1968].

И.Б. Сейнова и Е.А. Золотарев [2001] детально рассмотрели все записи Г. Абиха и его измерения, а также нашли точку, с которой Г. Абих сделал рисунки ледника в 1849 и 1873 гг., и определили абсолютные высоты положения конца языка Бол. Азау в 1849 и 1973 гг. на отметках 2312 и 2322 м соответственно, т. е. он спускался до поляны Азау.

Можно считать положение края языка Бол. Азау в долине Баксана в 1849 г. максимальным продвижением ледника в период времени от архызского перерыва до современности. Оно происходило со скоростями, значительно превышающими современные. Время, за которое произошло продвижение, пока невозможно определить точно, но известна одна из реперных хронологических характеристик – во время, называемое архызским перерывом, положение края большинства ледников Кавказа было на 0,5–1,0 км выше современного.

Архызский перерыв в Приэльбрусье. В течение этого перерыва на Кавказе происходило сильное сокращение оледенения [Шербакова, 1973]. Тем не менее некоторые исследователи полагают, что изменение размеров оледенения Кавказа в это время не было столь значительным, чтобы именовать данный теплый период перерывом в оледенении, так как ледники сокращались в размерах, но не исчезали полностью [Серебрянный и др., 1984; Золотарев, Сейнова, 1988].

Время начала архызского перерыва оценивается по-разному – III в. н. э. [Тушинский, 1964; Маруашвили, 1985], V в. н. э. [Тушинский, 1966] или VIII в. н. э. [Тушинский, Турманина, 1979; Турманина, 1979]. На основе результатов радиоуглеродного датирования ствола сосны, погребенного в селевых отложениях в долине р. Баксан (1400 ± 60) лет назад (МО-550), В.М. Котляков с соавт. [1973] предположили, что архызский перерыв начался в VI–VIII вв. н. э. Радиоуглеродное датирование угольков, обнаруженных А.К. Родькиным над поляной Азау на южном склоне Эльбруса, на поверхности погребенной почвы на глубине 0,95 м также показало близкий возраст (1280 ± 100) лет назад (МГУ-120), т. е. VIII в. н. э.

Судя по данным дендрохронологии, полученным в Приэльбрусье, климат во время архызского перерыва был несколько теплее и суше современного – летние температуры были выше на 1–2 °С,

а количество летних осадков было меньше, чем сейчас [Турманина, 1988]. Однако некоторые исследователи полагают, что в этот период климат был более влажным, чем в настоящее время – такие данные приведены по Закавказью и Колхидской низменности [Соломина, 1999].

В эпоху архызского перерыва край языка ледника Бол. Азау, очевидно, находился не менее чем на 200–500 м выше современного положения, а длина языка была, по крайней мере, на 0,5–1,0 км меньше. За этим перерывом последовала новая стадия наступания ледников, максимум которой датирован XVII–XIX вв. Именно в период с XVII по XIX в., возможно, и произошла катастрофическая подвижка, результатом которой стало многокилометровое продвижение языка ледника Бол. Азау, пока не зафиксированное для других ледников Приэльбрусья.

Скорости продвижения языка ледника Бол. Азау в XVII–XIX вв. Очевидно, продвижение языка ледника Бол. Азау произошло после архызского перерыва. После заметного сокращения в стадию перерыва продвижение ориентировочно составило около 4–5 км – примерно до поляны Азау (сокращение относительно современного положения края ледника в архызский перерыв можно оценить в 0,5–1,0 км). Продвижение, как видим, было весьма масштабным, и общая длина ледника Бол. Азау составляла в середине XIX в. (эпоха похолодания, называемая еще минимумом Маундера) около 15 км, т. е. язык очень быстро продвинулся почти на 5 км.

Оценивая масштаб этой пульсации и скорости движения ледника Бол. Азау в период его экстремально дальнего продвижения, можно рассмотреть две версии. Первая – предположить, что продвижение ледника в XVII–XIX вв. было равномерным. Если учитывать современные скорости движения льда, даже их максимальные значения из замеренных на леднике, т. е. 20 м/год (а такие скорости растекания никак не могли сохраняться при движении языка ледника по пологой долине на протяжении 4–5 км пути), и предположить, что после архызского перерыва они были такими же, то время непрерывного наступания должно было составлять не менее 350 лет. Если это же продвижение происходило только в холодную стадию эпохи Маундера, то средние скорости движения языка по пологой долине должны быть необычайно высоки – более 20–25 м/год.

Такое быстрое равномерное продвижение трудно объяснить, тем более что другие ледники этого склона Эльбруса в данный период продвигались на расстояние на порядок меньше, чем язык ледника Бол. Азау. Поэтому более интересна вторая версия – катастрофической пульсации или серии пульсаций, происходивших в XVII–середине XIX вв. (по-видимому, сходных с катастрофичес-

ким многокилометровым продвижением ледника Колка в 2002 г.). Эти пульсации могли быть связаны и с изменившейся климатической обстановкой (некоторым похолоданием после архызского перерыва) и с внутренней гляциологической причиной (образованием в придонной части ледника больших подпруженных мореной озер), с большим снегонакоплением и, возможно, с усилившейся сейсмической активностью в Приэльбрусье в это время.

Можно предположить, что эпоха похолодания (минимум Маундера, малый ледниковый период или стадия фернау на Кавказе) привела не только к понижению температур, но как следствие к уменьшению высоты снеговой линии (т. е. к увеличению и смещению вниз) области аккумуляции и увеличению сезона аккумуляции, когда возросла доля осеннего и весеннего снега в общем балансе. Эти быстро изменившиеся условия (похолодание стадии фернау непосредственно вслед за архызским теплым периодом) могли привести к формированию необычно гипсометрически низкого уровня аккумуляции там, где до этого находилась зона транзита, что привело к формированию подвижки, или пульса, в ледниковом течении. Таким образом, мы предполагаем, что похолодание стадии фернау на Кавказе сразу вслед за архызским перерывом привело к разрастанию ледников, увеличению зоны аккумуляции и смещению ее границы вниз, вследствие чего на леднике Бол. Азау произошло катастрофическое продвижение вперед ледникового языка. Естественно, что масса льда, необходимая для образования крупного языка длиной более 4 км, высотой несколько метров и шириной несколько десятков метров, т. е. объемом около 0,5–1,0 млн м³, даже в условиях обильных снегопадов накапливалась в течение многих десятков лет.

Происходило ли это на фоне изменившихся климатических условий и в первую очередь температуры воздуха – вот задача, которую мы попытались решить с помощью изотопных определений, выполненных по льду языка ледника.

Деградация языка ледника Бол. Азау в конце XIX–XX вв. С середины XIX в. ледник Бол. Азау отступает. Особенностью его отступления является одновременное образование в долине большого количества мертвых льдов, что затрудняет определение положения его конца и систематизацию отметок окончания ледника в разные моменты времени.

Стадии деградации ледника Бол. Азау довольно тщательно задокументированы непосредственно на местности вдоль его долины реперными высотными отметками (в виде отметок положения последовательно таявшего края языка на скалах и больших глыбах). После отчленения в 1887 г. боковых притоков область питания ледника резко сократилась. Началось быстрое уменьшение его языка, который попросту отмирал. Так

продолжалось, по-видимому, до начала XXI в. К этому времени язык ледника сократился на 2,2 км. Ото льда освободилась наиболее пологая часть долины, при этом растаяло 0,3 км³ льда. В настоящее время язык ледника Бол. Азау лежит фактически на склоне Эльбруса. На протяжении 600 м от конца он весь покрыт моренным чехлом и продолжает интенсивно сокращаться. Такое быстрое сокращение языка, по-видимому, нарушило динамическое равновесие ледника Бол. Азау, и в потоке льда, распространившегося из фирновой области под Западной вершиной, характер движения изменился (возможно, это произошло в последние 20–30 лет). На высоте около 5000 м, на поверхности заморененной части ледника фактически образовался новый ледник со всеми признаками наступания.

По материалам аэрофотосъемок с вертолета были получены и совмещены интегральные продольные профили ледника в 1990 и 1991 гг., из которых следует, что в сентябре 1991 г. передний фронт нового языка ледника Бол. Азау находился на высоте 2700 м, т. е. на 625 м выше окончания заморененной части языка, продвинувшись за год на 40 м. Повышение высоты поверхности ледника отмечается в интервале высот 2700–3060 м. Эта величина составляет в среднем 5 м при максимуме 10–12 м, который отмечается в двух интервалах высот – 2950–3000 м и 2720–2760 м. Можно считать, что накапливается критическая масса ледника для его новой пульсации.

Поверхность заморененной части ледника заметно понизилась. Размеры этого понижения (10–15 м), а также ступенчатый характер профиля ледника в 1991 г. создают впечатление проседания поверхности, причиной которого могут быть надвигающиеся сверху массы льда. Начиная с уровня 2630 м и до окончания заморененной части языка понижение высоты поверхности намного меньше и составляет в среднем около 2 м [Сейнова, Золотарев, 2001].

В настоящее время новый язык уже не имеет столь выраженного характера. На снимках 1997 г. заметно, что чистый лед отделяется от заморененного льда напорным валом высотой до 5 м. Подобные же валы были видны на снимках 1957 и 1973 гг. Не исключено, что такие „пульсации” происходят периодически, что связано в первую очередь с подпруживанием языка. Возможно, и масштабная пульсация ледника Бол. Азау в XVII–XIX вв. отчасти связана с подпруживанием стока ледника моренной дамбой.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ ЛЬДА ДЛЯ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

В настоящий момент язык ледника завершается на высоте около 2800 м вертикальной стенкой мертвого льда высотой до 20 м. На поверхности

мертвого льда примерно в 300 м от края лежит новый язык ледника Бол. Азау. Он занимает крайнее левое положение, лед белый, лежит тонким пластом начиная с ледопада, через который с фирнового поля ледника поступает лед. Стенку мертвого льда условно можно разделить на три существенно различающиеся части. В левой по движению языка части лед покрыт тонким чехлом песчано-супесчаного состава черного цвета. Мощность этого чехла в районе краевого обнажения не превышает 1–2 см. Он покрывает площадь более 0,2 км², постепенно сужаясь снизу вверх. В нижней части этим черным чехлом перекрыто около 30–40 м обнажения в левой его части.

В центре отмечается наибольшая высота стенки льда, наверху лед прикрыт шапкой из крупных глыб каменного материала. Правая часть (см. фотографию на обложке) представлена крутым обрывом с ровной поверхностью, почти отвесной. Сверху на поверхности льда лежит красно-коричневый андезитодацитовый обломочный материал разного размера – от крупных глыб до галечника. Поверхность льда в обнажении равномерно загрязнена, она имеет серый цвет.

Средняя часть края языка – наивысшая, на самом вершине залегают очень крупные обломки, внизу открывается небольшой грот (рис. 1). Следует отметить, что размеры этого грота даже в течение 2 лет могут существенно меняться по высоте от 2–3 м и более до 1 м и менее, что связано в первую очередь с динамикой ручья, вытекающего из ледника, и с тем, в какой мере подпруживается ручей моренным материалом в пределах придонной части ледника высотой не более 2 м, из которого вытекает р. Азау. В 10 м от него вправо еще один грот высотой не более 1 м. Стенка льда не такая отвесная, наклон около 45°, поверхность льда в обнажении загрязнена неравномерно андезитодацитовым мелкоземом. В левой по движению языка части от общей стенки отделяется гребень



Рис. 1. Деформации слоев льда в краевой части ледника Бол. Азау (май 2001 г.).

высотой 5–10 м (см. фотографию на обложке), на ее поверхности более мелкие валуны черного цвета, поверхность льда сильно загрязнена черными обломками размером 2–5 мм.

Из этой части был произведен отбор образцов 19 и 22 июля 2002 г. Образцы льда 19 июля отбирались из крайней нижней секции, отбором был охвачен нижний метр мертвого льда. В этой части секции лед имеет ярко выраженную горизонтальную слоистость, которую наследуют три горизонтальные трещины. Поверхность льда мокрая, идет интенсивное таяние. Здесь было отобрано 8 образцов льда, начиная с подошвы осыпи.

В этой же части обнажения 22 июля 2002 г. был произведен отбор образцов льда по всей мощности мертвого льда (5 м). По всей мощности обнажения лед имеет слоистость, выделяются слои прозрачного и пузырькового льда. Внизу слои прозрачного льда в основном толщиной не более 1 см, так же как и у пузырькового льда. Слои пузырькового льда на просвет кажутся мутными из-за обилия включений воздуха. Вверх по разрезу слоистость несколько меняется. Слои становятся толще, и для прозрачного льда отмечается присутствие пузырьков воздуха крупного размера (4–6 мм), в то время как в мутных слоях пузырьки по размеру не превышают 3 мм. Таким образом, создается впечатление, что в нижней части разреза слои прозрачного льда представлены монокристаллическим слоем льда, на границе которого сконцентрированы пузырьки воздуха, что, скорее всего, происходит под давлением вышележащих слоев.

Из центральной части обнажения также был произведен отбор 6 образцов льда. Образцы 394-YuV/35, 394-YuV/36 и 394-YuV/37 отбирались из стенки льда над правым маленьким гротом, образцы 394-YuV/38, 394-YuV/39 и 394-YuV/40 – в 10 м правее. Лед имеет слоистость такую же, как и лед в правой части обнажения, но следует особо отметить образец 394-YuV/37 – это в основном прозрачный лед, неровный, с выпирающими шестиугольными и призматическими кристаллами льда. На просвет видны прожилки, образованные пузырьками воздуха толщиной не более 1 мм.

Образцы отбирались в полиэтиленовые пакеты, растапливались при комнатной температуре, переливались в стеклянные контейнеры и хранились в холодильной камере до момента анализа. Изотопные определения выполнялись в изотопной лаборатории Исследовательского центра в Зайберсдорфе (Австрия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

В левой по движению ледника части общей стенки льда языка Бол. Азау в гребне грязного льда протяженностью около 5 м и высотой от 2 до 10 м, в самой нижней секции базального льда,

представленной стенкой грязного полосатого льда, на высоте от 0 до 1,75 м над подстилающей поверхностью содержание стабильных изотопов оказалось достаточно однородным, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах 3 ‰ (от –12,99 до –15,85 ‰), вариации δD составляют около 21 ‰ (от –87,7 до –109 ‰), дейтериевый эксцесс варьирует от 13,2 до 17,8 ‰ (рис. 2, б, табл. 1). Лед в этой части края ледника горизонтально-слоистый, с чередованием слоев пузырьчатого и прозрачного льда, слои в основном мощностью около 1 см. В образце на высоте 1,2–1,3 м (394-YuV/5) внутри льда отмечается прослой включений глинистого материала, по размеру ксенолиты грунта не превышают 2 мм. В этом образце отмечается наиболее низкое содержание тяжелых изотопов $\delta\text{D} = -109,0$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -15,85$ ‰, здесь же отмечается наибольшая величина дейтериевого эксцесса $d_{\text{exc}} = 17,8$ ‰. В образце 394-YuV/5, несмотря на относительно невысокое содержание растворенного железа (0,03 мг/л), наблюдался беловато-бежевый осадок, при взбалтывании которого концентрация железа возрастала до 1 мг/л. Концентрация железа определялась методом атомной абсорбции в пламени, и изменение цвета пламени при анализе образца 394-YuV/5 может указывать на то, что этот осадок, который был извлечен из глинистых ксенолитов во льду, представляет собой нерастворимые или коллоидные алюмосиликаты.

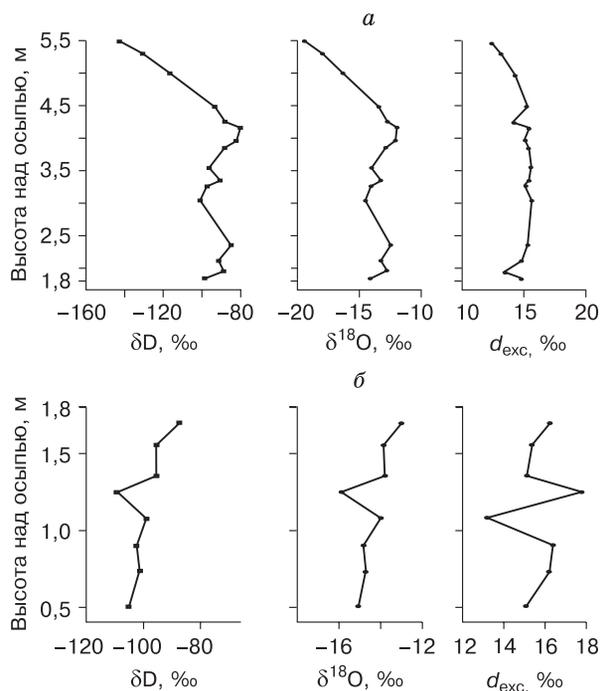


Рис. 2. Изотопный состав мертвого льда языка ледника Бол. Азау (июль 2002 г.):

a – высота от 1,8 до 5,5 м от подножия осыпи, *б* – от 0,5 до 1,8 м.

Таблица 1. Изотопный состав придонного мертвого льда ледника Большой Азау (2002 г.)

Номер образца	Высота отбора над осыпью, м	Состав образца	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	d_{exc} , ‰
<i>Нижняя секция гребня (крайняя правая часть обнажения) мертвого льда ледника Бол. Азау</i>					
394-YuV/1	0,5	Лед пузырчатый прозрачный, слоистый	-105,3	-15,05	15,1
394-YuV/2	0,7-0,8	То же	-101,5	-14,71	16,2
394-YuV/3	0,9	»	-102,1	-14,81	16,4
394-YuV/4	1,0-1,15	»	-99,3	-14,06	13,2
394-YuV/5	1,2-1,3	Слоистый лед, в середине образца прослой (4 см) включений глинистого материала	-109,0	-15,85	17,8
394-YuV/6	1,3-1,4	Слоистый пузырчатый лед	-95,8	-13,86	15,1
394-YuV/7	1,5-1,65	Горизонтально-слоистый, прослой по 1 см	-95,2	-13,83	15,4
394-YuV/8	1,7-1,75	Пузырчатый лед	-87,7	-12,99	16,2
<i>Гребень мертвого льда ледника Бол. Азау (крайняя правая часть обнажения)</i>					
394-YuV/11	1,8-1,9	Слоистый лед, прослой по 1 см пузырчатого и прозрачного льда	-98,4	-14,16	14,9
394-YuV/12	1,9-2,0	Горизонтально-слоистый лед	-89,1	-12,84	13,6
394-YuV/13	2,1-2,15	Прозрачный лед с одним прослоем мутноватого льда толщиной 1,5 см	-91,3	-13,28	14,9
394-YuV/14	2,3-2,4	Чередование прозрачного и пузырчатого льда, слой по 1,5-2 см	-84,9	-12,53	15,3
394-YuV/16	3,0-3,1	Слоистый лед (слоистость не горизонтальная), внутри слой гравийного материала мощностью 0,5 см	-100,9	-14,56	15,6
394-YuV/17	3,2-3,3	Прозрачные слои по 1-2 см чередуются с пузырчатыми по 2,5 см	-97,5	-14,09	15,2
394-YuV/18	3,3-3,4	Такой же лед, но с редкими включениями мелкого гравия	-90,8	-13,3	15,6
394-YuV/19	3,5-3,6	Однородный крупнопузырчатый прозрачный лед	-96,1	-13,99	15,8
394-YuV/22	3,8-3,9	Слоистый лед	-88,3	-12,98	15,5
394-YuV/23	3,9-4,0	В основном прозрачный лед	-82,1	-12,15	15,1
394-YuV/24	4,1-4,2	Слоистый лед: чередование слоев крупнопузырчатого прозрачного и мелкопузырчатого льда	-80,1	-11,95	15,5
394-YuV/25	4,2-4,3	То же	-88,1	-12,78	14,1
394-YuV/26	4,3-4,5	Крупные прослой прозрачного льда толщиной до 2 см, пузырчатого по 0,5-1 см	-92,8	-13,5	15,2
394-YuV/27	4,85-5,0	Слоистый лед, в пузырчатых прослоях очень много мелких пузырьков	-116,6	-16,36	14,3
394-YuV/28	5,3-5,4	То же	-130,1	-17,92	13,3
394-YuV/29	5,4-5,5	»	-142,7	-19,41	12,6
<i>Центральная часть обнажения</i>					
394-YuV/35	3,0	Лед в естественном залегании имеет наклонную слоистость	-106,9	-15,2	14,7
394-YuV/36	3,7	То же	-97,8	-14,02	14,4
394-YuV/37	4,5	Прозрачный лед с прожилками тонких пузырьков воздуха	-99,3	-14,17	14,1
394-YuV/38	4,5	Горизонтально-слоистый лед	-93,8	-13,63	15,2
394-YuV/39	5,5	То же	-82,4	-12,43	17,0
394-YuV/40	6,5	»	-92,2	-13,71	17,5

В центре этого гребня мертвого льда, где его высота составляет 5,5 м, по всей мощности обнажения отмечена слоистость льда, выделяются слои прозрачного и пузырькового льда. Изотопный состав верхней части наиболее „холодный” – на высоте от 5 до 5,6 м значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -16,36 до -19,41 ‰, значения δD – от -116,6 до -142,7 ‰, при этом дейтериевый эксцесс уменьшается от 14,3 до 12,6 ‰ (см. табл. 1). В средней части обнажения на высотах от 1,8 до 4,5 м значения

$\delta^{18}\text{O}$ и δD весьма однородны, составляя -12, -15 ‰ и -80, -101 ‰ соответственно, дейтериевый эксцесс варьирует от 14,1 до 15,8 ‰ (см. рис. 2,а).

В центральной части края мертвого льда ледника Бол. Азау три образца были отобраны на высотах от 3 до 4,5 м и еще три – несколько правее на высотах от 4,5 до 6,5 м. Изотопный состав здесь также весьма однороден: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -12,43 до -15,2 ‰, значения δD – от -82,4 до -106,9 ‰.

ДИСКУССИЯ

Представляется принципиально важным рассмотреть два основных момента – оценку возраста исследованного льда и температурные условия времени его формирования.

Возраст льда языка. Если абстрагироваться от проблемы пульсирующего продвижения языка ледника в XVII–XIX вв. и оценивать время продвижения одной снежинки от ее оседания в зоне аккумуляции к современному краю языка, очевидно, что она должна пройти путь около 10 км. При максимальных скоростях 20–25 м/год для этого потребуются около 500 лет, а при более реальных скоростях течения льда (в зоне аккумуляции – менее 1 м/год, в зоне транзита – до 20–25 м/год и в нижней части – до 6–7 м/год) необходим период, значительно превышающий 1000 лет, что маловероятно, а если еще учесть, что в архызский перерыв язык ледника деградировал, то возраст этого льда невероятно большой и составляет >1500 лет.

Более реалистичным нам представляется такой расчет – время пересечения снежинкой зоны аккумуляции ледника длиной около 0,5 км от 1 года до 200–500 лет (в зависимости от того, в какой части зоны аккумуляции она выпадает), время пересечения снежинкой зоны транзита длиной около 6–7 км около 100 лет, и далее продвижение происходило почти одновременно в результате катастрофической пульсации, т. е. общий возраст льда на краю языка ледника Бол. Азау может быть приближенно оценен в диапазоне от 150 до 600 лет. Ориентиром для оценки раннего продвижения ледника Бол. Азау является возраст наиболее древнего дерева, датированного 1614 г., обнаруженного В. Джомелли на конечной морене ледника. Следовательно, максимальное продвижение ледника происходило около 400 лет назад, однако не исключено, что его пульсации были многократны, т. е. возраст исследованного нами льда языка может быть или немного старше, или моложе 400 лет. Изотопный состав большей части льда, вскрываемого сейчас в краевой части языка, отражает климатические и, прежде всего, температурные условия времени его продвижения в XVII–XIX вв. (хотя небольшая доля более древнего льда здесь, конечно, также присутствует).

Будем полагать, что накопление массы льда в стадию похолодания XVII–XIX вв. и его продвижение по долине были относительно синхронны, пульсация ледника приходится на достаточно сжатый срок минимума Маундера. Таким образом, весь язык ледника (т. е. тот объем льда, который участвовал в пульсации) можно в первом приближении считать одновозрастным.

Разумеется, здесь можно встретить и фрагменты заметно более древнего льда (возрастом 400 лет и более), об этом косвенно свидетельствует сложное залегание и перемещение слоев (см.

рис. 1), но доля этого льда очень незначительна, во всяком случае, нам не встретился существенно изотопически более тяжелый лед ни в краевой, ни в центральной части края языка (хотя говорить о том, что при проведенном весьма неполном опробовании нам удалось охарактеризовать все типы льда, вскрываемого в краевой части ледника, не приходится).

Температурные условия формирования льда языка. На первый взгляд изотопные характеристики льда языка заметно позитивные, тем более что и в снежной толще ледника Гарабаши (который, безусловно, можно использовать в качестве изотопного аналога снега в зоне аккумуляции ледника Бол. Азау), как нами установлено, зимний снег имеет значения $\delta^{18}\text{O} < -28\text{‰}$, $\delta\text{D} < -217\text{‰}$, а для самого изотопически позитивного летнего снега значения $\delta^{18}\text{O} \approx -7\text{‰}$, $\delta\text{D} \approx -42\text{‰}$. Средние характеристики изотопного состава с учетом сезонности аккумуляции и избирательной сезонной абляции в зоне аккумуляции ледника Гарабаши $\delta^{18}\text{O} \approx -17\text{‰}$, $\delta\text{D} \approx -126\text{‰}$ [Васильчук и др., 2005], что на 3‰ по кислороду и на 20–30‰ по дейтерию легче, чем лед языка ледника Бол. Азау. Такое относительное утяжеление изотопного состава льда языка по сравнению со средним изотопным составом снежного покрова в зоне аккумуляции можно было бы интерпретировать как отражение более высоких температур. Это еще более запутывает ситуацию, поскольку тогда мы должны полагать, что подвижки края ледника происходили на фоне повышения среднегодовых температур на несколько градусов. Однако особенности изотопной трансформации при метаморфизме снега и переходе его в фирн и лед вносят существенное разъяснение в это противоречие.

Одним из подтверждений может служить значительный диапазон изотопных характеристик в толще ледника Джантуган. Бурение на Джантуганском фирновом плато, выполненное В.В. Поповниным в 1983 г. [Поповнин, 1989], позволило получить изотопный профиль для ледяного керна в диапазоне глубин от 37 до 50 м, демонстрирующий вариации $\delta^{18}\text{O}$ от -10 до -16‰ на глубинах от 48 до 52 м и увеличение разброса значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-8,7$ до $-18,9\text{‰}$) на глубинах от 37 до 48 м. В фирне на глубине от 10 до 15 м значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-7,8$ до $-12,6\text{‰}$ (рис. 3,а). Эти пять метров фирна были сформированы в течение трех сезонов: 1977/78, 1978/79 и 1979/80 гг. Изотопный профиль показал наличие двух зимних горизонтов (на глубине 11 и 13,5 м) и двух летних горизонтов (на глубине 12,5 и 14,9 м), при этом летние изотопически тяжелые слои представлены фирном со значениями $\delta^{18}\text{O} = -7,8\text{‰} \dots -10,3\text{‰}$, а зимний изотопически легкий фирн представлен значениями $\delta^{18}\text{O} = -12,3$ и $-12,6\text{‰}$. Располагающийся ниже, но все же недавно сформировавшийся лед имеет

значения $\delta^{18}\text{O}$ ниже -18‰ . У нас нет оснований считать этот лед свидетелем более холодных климатических условий, так как возраст его находится в пределах инструментальных наблюдений, не зафиксировавших резкого снижения температур.

В ледниковом керне стратиграфически было выделено 7 сезонов аккумуляции (см. рис. 3), в течение которых сформировались 13 м льда. Параллельно с измерением $\delta^{18}\text{O}$ на отрезке керна с глубины 44,8 до 52 м В.В. Поповным было выполнено определение концентрации хлор-иона льда ледника Джантуган. Примечательно, что в нижней части керна три пика увеличения $\delta^{18}\text{O}$ (на глубинах 49, 49,8 и 50,8 м) совпадают с тремя ярко выраженными пиками концентрации хлора. Скорее всего, эти пики отмечают сезонные слои интенсивных осадков из морских воздушных масс, богатых хлором, а тяжелый „теплый” изотопный состав в этих слоях говорит о том, что происходило это в летний период. Таким образом, для трех сезонов аккумуляции (1959/60, 1960/61 и 1961/62 гг.) летние горизонты характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} = -12,6, -12,7$ и $-10,8\text{‰}$. На этом же отрезке керна зимние горизонты характеризуются значе-

ниями $\delta^{18}\text{O}$ от $-14,1$ до $-15,0\text{‰}$, таким образом, современный лед Джантуганского фирнового плато изотопически близок к льду, вскрытому в краевой части ледника Бол. Азау.

Следует отметить, что и современный лед, образованный в зоне аккумуляции ледника Гарабаши (инфильтрационный лед 1998 г. на высоте около 4000 м), имеет относительно широкий разброс значений $\delta^{18}\text{O} = -10,3...-14,89\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -71...-108,6\text{‰}$ [Васильчук и др., 2005], но вместе с тем эти значения на 5–9‰ по кислороду и до 40‰ по дейтерию тяжелее, чем у зимнего снега, и заметно тяжелее, чем у средних значений во всей толще снега.

Сравнительно малая изменчивость изотопного состава в фирновой толще отмечается для ледника Марух на Западном Кавказе, где значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -12 до -16‰ [Бажев и др., 1973], т. е. в диапазоне, близком к составу льда в краевой части ледника Бол. Азау. Измерение $\delta^{18}\text{O}$ по глубине 16-метрового шурфа Марухского ледника хорошо отражает сезонную слоистость фирновой толщи. В летних горизонтах $\delta^{18}\text{O}$ колеблется между значениями -10 и -12‰ , а в зимних – между -15 и -17‰ .

Считая, что возраст большей части опробованного льда ледника Бол. Азау составляет 150–250 лет и соответствует минимуму Маундера (стадии фернау), мы можем предположить, что изотопные характеристики этого периода, вследствие некоторого снижения температур, могли быть легче современных на 1–3‰ по кислороду и на 10–15‰ по дейтерию. Вместе с тем повышение доли изотопически более тяжелого осеннего и весеннего снега в общем балансе снегонакопления в течение малого ледникового периода могло скомпенсировать это незначительное изотопное обеднение.

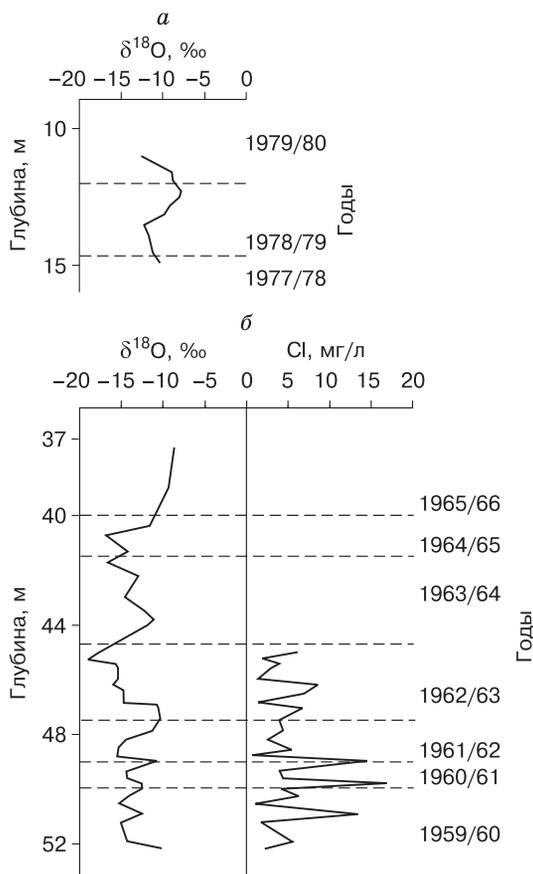


Рис. 3. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$, Cl в фирновом (а) и ледниковом (б) керне Джантуганского фирнового плато [Поповнин, 1989].

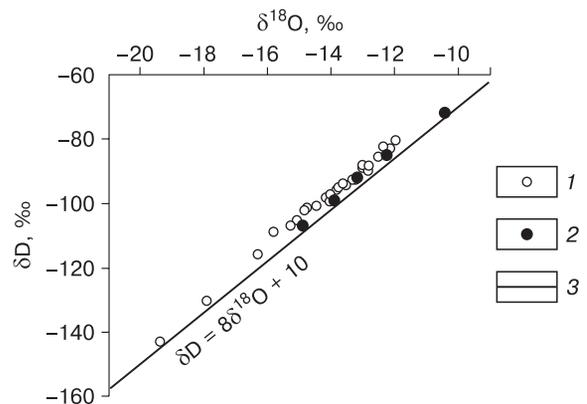


Рис. 4. Расположение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD во льду языка Бол. Азау и ледника Гарабаши относительно глобальной линии метеорных вод:

1 – изотопные значения во льду языка ледника Бол. Азау; 2 – в инфильтрационном льду ледника Гарабаши в зоне аккумуляции; 3 – глобальная линия метеорных вод Х. Крейга.

Парный изотопный анализ, выполненный для льда ледника Бол. Азау, позволяет говорить о том, что соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ во льду графически находится несколько выше глобальной линии метеорных вод (рис. 4). Тем не менее изотопное соотношение подчинено глобальному взаимоотношению $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ в атмосферных осадках, что свидетельствует об атмосферном происхождении мертвого льда языка ледника Бол. Азау. Часто в формировании придонного ледникового льда принимают участие подледниковые или грунтовые воды, замерзающие на нижние слои ледников, однако в исследованном нами фрагменте языка ледника Бол. Азау этого не зафиксировано. Наклон линии $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ для образцов льда составляет 8,27 и наиболее близко описывается уравнением $\delta\text{D} = 8,27\delta^{18}\text{O} + 19,0$. Изотопное соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ отражает условия формирования этих нижних слоев льда.

Для сравнения интересно рассмотреть изотопные характеристики базального и мертвого льдов некоторых ледников из других районов.

Изотопный состав краевых частей ледников.

Изучение соотношения $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ в слое базального льда двух ледников Норвегии (Балгесварри и Флутес) показало, что оно может являться инструментом определения генезиса льда. На леднике Балгесварри ($\delta^{18}\text{O} = -14,8...-16\text{‰}$, $\delta\text{D} = -102...-112\text{‰}$) придонный базальный лед – чистый, без включения моренного материала, содержание стабильных изотопов кислорода и водорода связано коэффициентом 7,72, что характерно для формирования льда из атмосферных осадков без заметного изотопного фракционирования.

В леднике Флутес ($\delta^{18}\text{O} = -14...-16,7\text{‰}$, $\delta\text{D} = -92...-112\text{‰}$) нижний слой базального льда насыщен моренным материалом, а соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ во льду связано коэффициентом 5,45, сильно отличающимся от указанного выше, что соответствует наклону линии, описывающей процессы таяния–замерзания с явным изотопным фракционированием. На поверхности ледника Флутес были отобраны образцы талой воды и поверхностного льда, изотопное соотношение в которых также связано коэффициентом 5,45.

Графически образцы базального льда ледника, поверхностный лед и талые воды ледника Флутес аппроксимируются прямой линией, описываемой уравнением $\delta\text{D} = 5,45\delta^{18}\text{O} - 14,41$ [Gordon et al., 1988]. Это позволило авторам заключить, что придонный лед ледника Флутес имел не атмосферное происхождение, он подвергался таянию и повторному замерзанию, при котором в лед включался моренный материал, и, таким образом, намораживание воды снизу являлось главным механизмом вовлечения моренного материала в придонный слой льда ледника Флутес.

Бурение на куполе Вавилова (Северная Земля) весной 1988 г. до глубины 461 м, достигшее

мерзлых подстилающих грунтов, показало, что верхние 458 м керна представлены ледниковым льдом, на глубине 458–458,7 м есть прослой из мерзлого грунта, на глубине 458,7–459,3 м – слой базального льда, а ниже, до глубины 461,6 м – подстилающие мерзлые отложения [Stievenard et al., 1996]. В образцах ледникового, базального и подземного льдов был выполнен парный изотопный анализ. В верхних 450 м ледникового льда значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -18 до $-21,5\text{‰}$, и на границе с прослоем мерзлого грунта изотопные значения составляют $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$, $\delta\text{D} = -120\text{‰}$. Базальный лед обогащен моренным материалом (соотношение лед/морена примерно 70%), подстилающие мерзлые отложения характеризуются соотношением лед/морена около 50%. В прослое мерзлого грунта изотопные значения чуть выше, чем в ледниковом льду: $\delta^{18}\text{O} \approx -18\text{‰}$, $\delta\text{D} \approx -115\text{‰}$. На границе с базальным льдом значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD резко уменьшаются и составляют -27 и -180‰ соответственно.

При переходе к подстилающим мерзлым отложениям содержания тяжелого кислорода и водорода повышаются и достигают значений, характерных для вышележащего мерзлого прослоя. Таким образом, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в базальном льду изотопически заметно более легкие, чем в остальном керне.

Соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ в слое базального льда описывается уравнением $\delta\text{D} = (7,88 \pm 0,44)\delta^{18}\text{O} + (10,8 \pm 1,4)$. Это достаточно близко к соотношению $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ метеорных вод $\delta\text{D} = (8,17 \pm 0,06) \times \delta^{18}\text{O} + (10,35 \pm 0,65)$ [Rozanski et al., 1993]. Это уравнение характеризует свежие атмосферные осадки, и близость к нему характера изотопного соотношения в базальном льду купола Вавилова показывает, что при формировании льда в процессе перехода ледника из области аккумуляции в современное положение не происходило заметного изотопного фракционирования [Stievenard et al., 1996].

Изотопное соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ во льду языка ледника Бол. Азау и отсутствие моренного материала в придонной части, а также выраженная слоистость льда свидетельствуют о его атмосферном происхождении. Толщина слоев невелика, и возникает вопрос, могут ли слои толщиной 10–20 см являться слоями годовой аккумуляции. В области аккумуляции ледника Бол. Азау толщины годовых слоев льда должна составлять около 1 м. Учитывая потери мощности годовых слоев льда при растекании, можно считать, что на языке мы наблюдали именно слои годовой аккумуляции мощностью до 20 см.

Как отмечено выше, область аккумуляции ледника Бол. Азау находится на высотах 4500–5000 м и располагается на тех же высотных отметках, что и область питания ледника Гарабаши. Проведенные изотопные исследования на леднике

Гарабаши показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в инфильтрационном льду составляют от $-10,3$ до $-14,89\%$ и от $-71,3$ до $-108,6\%$ соответственно, что близко к изотопному составу языка ледника Бол. Азау. Однако снег в зоне аккумуляции ледника Гарабаши и, предположительно, Бол. Азау имеет очень разный изотопный состав в зависимости от сезона. Так, зимние осадки характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} = -21,95\text{...}-28,24\%$, $\delta\text{D} = -164,2\text{...}-217,1\%$, а летние снегопады – значительно меньшими отрицательными величинами $\delta^{18}\text{O} = -7,08\text{...}-14,95\%$ и $\delta\text{D} = -41,9\text{...}-108,6\%$.

Тем не менее при таком значительном диапазоне вариаций изотопного состава снега состав льда языка Бол. Азау весьма однороден и изотопически существенно более тяжелый по сравнению со средним составом снега в зоне аккумуляции. Возможно, в льдообразовании помимо инфильтрации талой воды участвуют дождевые воды, которые могут выпадать на тающий снежный покров и, просачиваясь, заметно менять первоначальную изотопную стратификацию. Но мы полагаем, что основной эффект изотопного обогащения связан с естественным преобразованием изотопного состава снежной толщи в процессе частичного таяния. Поэтому более определенно проблема возможного постседиментационного утяжеления льда ледника Бол. Азау по сравнению со снегом, из которого он сформировался, может быть решена при учете постседиментационной трансформации изотопного состава снега.

Рассмотрим некоторые новые результаты натурных экспериментов и наблюдений за последовательным изменением изотопного состава снежной толщи в процессе метаморфизма.

Эксперименты по изучению изотопной эволюции в процессе таяния снега. Содержание тяжелых изотопов кислорода и водорода в талых водах и, следовательно, в остающемся снежном покрове подвержено существенным изменениям. Вследствие эффекта фракционирования, вызванного различиями в изотопном равновесии снега, воды и пара, первые порции талой воды всегда изотопически легче по сравнению с первоначальными значениями в снежном покрове (табл. 2).

С. Тэйлор с коллегами [Taylor et al., 2001] провели интересные эксперименты на естественном снеге (эксперимент 1) и в лаборатории (эксперимент 2). Суть их состояла в последовательном отборе и изотопном анализе порций талой воды. До начала экспериментов был измерен изотопный состав снега, в первом случае – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове было равно $-14,1\%$ (рис. 5,а), во втором – снег был изотопически однороден и $\delta^{18}\text{O} = -18,7\%$ (см. рис. 5,б). Начальные талые воды были изотопически близки к среднему значению $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове, но величины $\delta^{18}\text{O}$ уменьшились на 3% , когда растаяло

Таблица 2. Изотопный состав тающего снега и талой воды (по фракциям) в лабораторных экспериментах по таянию снега

Фракции талой воды	δD (‰), по [Herrmann et al., 1981]		$\delta^{18}\text{O}$ (‰), по [Taylor et al., 2001]			
			Эксперимент 1		Эксперимент 2	
	Снег	Талая вода	Снег	Талая вода	Снег	Талая вода
0	-103	-	-14,1	-	-18,7	-
0,1	-100	-118	-	-17,4	-	-20,0
0,2	-98	-114	-	-15,3	-	-19,5
0,4	-96	-105	-	-14,8	-	-18,6
0,6	-93	-98	-	-13,5	-	-18,0
0,75	-92	-95	-	-13,5	-	-18,1
0,9	-	-93	-	-13,4	-	-17,8

Примечание. Прочерк означает отсутствие измерений.

10 % первичной массы снега. После этого изотопный состав талой воды стал прогрессивно увеличиваться, вплоть до полного стаивания снежного покрова. Первые 50 % талой воды были изотопически легче, чем средний состав снега до начала таяния (см. рис. 5,а,б).

И в натурном, и в лабораторном экспериментах изотопное облегчение первых порций талой воды относительно изотопного состава первоначального снега составило от 3 до 2 ‰. При исследовании таяния естественного снежного покрова Калифорнии, Вермонта, Колорадо и арктического снежного покрова Аляски также было обнаружено изотопное облегчение первой порции талой воды относительно изотопного состава тающего снега на 2 ‰ [Taylor et al., 2002].

Эволюция сезонного снежного покрова выражается в увеличении значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежном покрове в течение зимы, что было подтверждено многими изотопными измерениями в процессе полевых наблюдений. Эти наблюдения также отражают тот факт, что изотопически легкая вода теряется в начале сезона таяния, при этом снежный покров и последующие порции талой воды становятся изотопически все более тяжелыми [Armason et al., 1973]. При таянии снега с поверхности происходит изотопный обмен между льдом и просачивающейся водой. В течение этого обмена жидкая вода может стать изотопически обедненной по $\delta^{18}\text{O}$ относительно льда.

Один из первых экспериментов по изучению изменения изотопного состава при таянии снега был осуществлен в лаборатории А. Херманом и В. Штихлером [Herrmann et al., 1981]. В ходе исследования измерялось δD не только порций талой воды, но и оставшегося тающего снега. Отмечено, что первые порции талой воды изотопически наиболее отрицательны, а при продолжающемся таянии происходило постепенное изотопное утя-

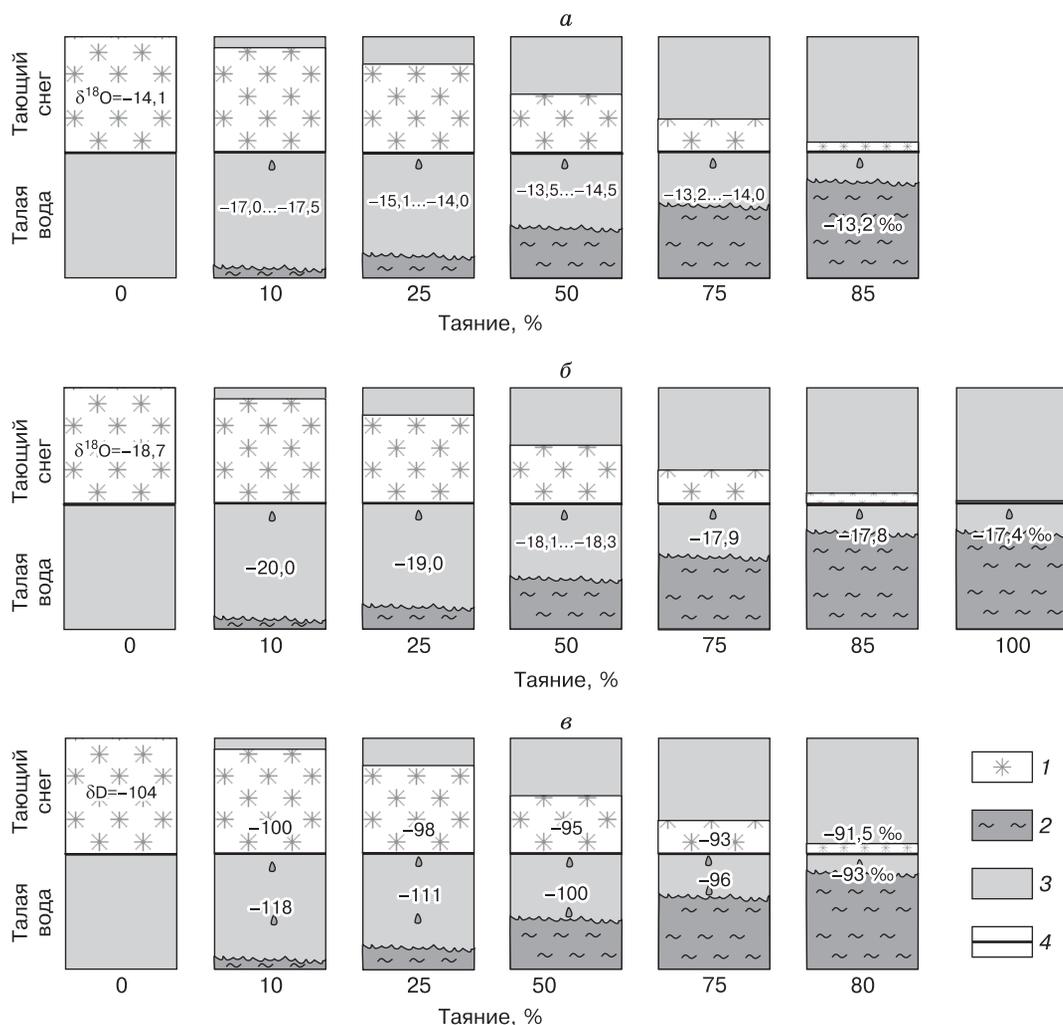


Рис. 5. Изменение содержания стабильных изотопов в тающем снеге и талой воде при продолжающемся таянии:

а – эволюция значений $\delta^{18}\text{O}$ в последовательных фракциях талой воды при таянии естественного снежного покрова, в основании которого помещен совок для сбора талой воды; *б* – $\delta^{18}\text{O}$ в талой воде, поступающей в колбу, в эксперименте [Taylor et al., 2001]; *в* – δD в тающей снежной колонке и талых водах в эксперименте [Herrmann et al., 1981]; 1 – тающий снег; 2 – талая вода; 3 – пустое пространство лабораторной колбы; 4 – перегородка, разделяющая снег и талую воду в колбе.

желение и талой воды, и оставшегося снега. Первые порции талой воды отличались от первоначального снега на 15 ‰ по δD (см. табл. 2), что примерно соответствует 2 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$. С увеличением таяния изотопный состав последующих порций талой воды и оставшегося снега почти уравнивается (см. рис. 5, в; 6, а). Однако, когда снега осталось не более 5 %, изотопный состав талой воды и оставшегося снега все же различался на 1,5–2 ‰ по δD , что указывает на некоторое изотопное утяжеление снега при испарении и конденсации. Это также было подтверждено расчетами изотопного баланса при условии потери около 7 % первоначальной массы снега в результате испарения.

В природе этот эффект всегда осложнен естественными вариациями изотопного состава снеж-

ного покрова и особенно подвержен изменению теплового потока, который регулирует начало и прекращение таяния снега и его интенсивность. Как показали результаты полевых исследований с использованием лизиметра в Вейвслуйохе [Stichler et al., 1981], обогащение изотопного состава, обычно наблюдаемое в талых водах в течение всего периода абляции, смазано из-за различий изотопного состава отдельных снежных горизонтов, которые тают последовательно от поверхности до основания снежной толщи.

Естественно полагать, что у более изотопически отрицательных толщ снега уравнивание изотопного состава талой воды с первоначальным изотопным составом снега наступает несколько позднее. Пока трудно говорить о точных значе-

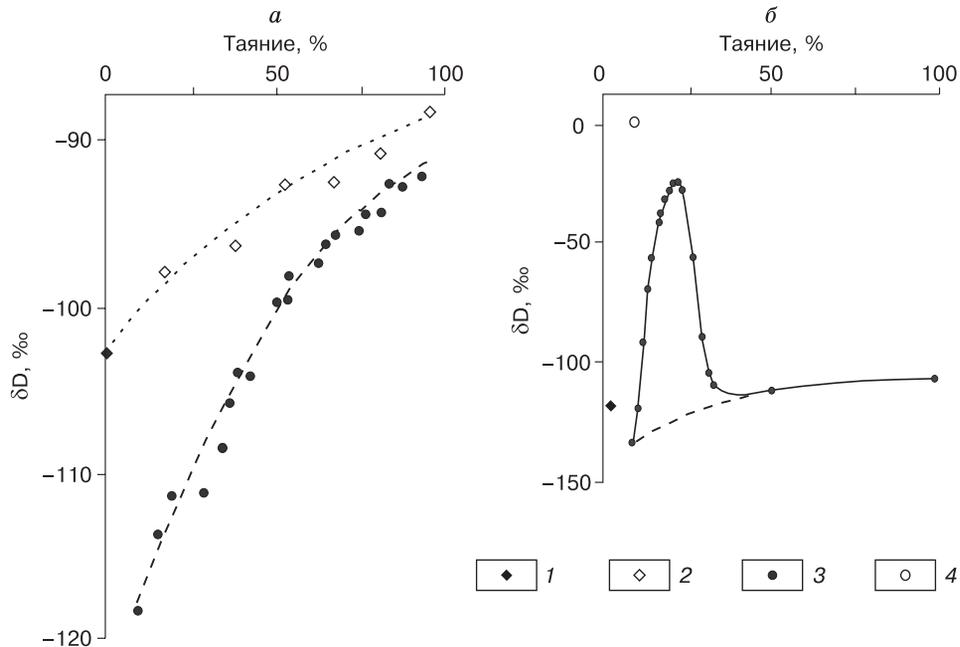


Рис. 6. Изменение содержания дейтерия в снеге и талых водах [Herrmann et al., 1981]:

a – при таянии изотопически однородного снега; *б* – при выпадении на тающий снег изотопически тяжелого дождя; 1 – начальная концентрация δD в снеге, 2 – значения δD в тающем снеге, 3 – в талой воде, 4 – в выпавшем дожде.

ниях, но следует отметить, что в эксперименте С. Тэйлор со снегом, первичный изотопный состав которого по $\delta^{18}O = -14,1$ ‰, такое выравнивание наступило после таяния около 25 % снега (см. рис. 5,б), а в эксперименте А. Хермана и В. Штихлера, наблюдавших таяние снега, первичный изотопный состав которого по $\delta D = -104$ ‰ (что эквивалентно -13 ‰ по $\delta^{18}O$), такое выравнивание наступило после таяния около 40 % снега (см. рис. 5,в; 6,а). Следовательно, можно ожидать, что у более изотопически тяжелого снега такое выравнивание наступит раньше, а у более холодного снега позднее указанных интервалов. Хотя на такую, на первый взгляд, очень естественную зависимость, скорее всего, очень сильно влияют и интенсивность таяния, и количество циклов заморозания с образованием ледяных корок, и неоднородность изотопной стратификации снежной толщи (и это отразилось на эксперименте С. Тэйлор со снегом, средний изотопный состав которого по значениям $\delta^{18}O$ до начала таяния был $-18,7$ ‰).

Важным дополнительным фактором, влияющим на преобразование изотопного состава снежного покрова и на содержание изотопов в талой воде в период абляции, является выпадение дождей на тающий снежный покров.

А. Херман и В. Штихлер [Herrmann et al., 1981] исследовали влияние дождя на изотопный состав талой воды в лабораторном эксперименте, заключавшемся в последовательном таянии стол-

бика снега (см. рис. 6,б). Порция дождевой воды составляла 16 % от водного эквивалента всего столбика снега. Вследствие существенного различия между содержанием изотопов в дождевой и исходной талой воде, составившего 120 ‰ по δD , дождевая вода вызвала ярко выраженный пик в содержании изотопов дейтерия в последующих порциях талой воды. Расчеты гидрологического и изотопного балансов в течение эксперимента показали, что изотопный обмен между дождевой водой и снежным столбиком составил примерно 10 %.

Таким образом, понятно, что в процессе неполного таяния снежного покрова в области питания ледника Бол. Азау происходит утяжеление его изотопного состава за счет выноса с первыми порциями талой воды изотопически легких вод. Мы оцениваем возраст изученного нами фрагмента льда языка ледника Бол. Азау около 150 лет. С учетом возрастных определений времени архызского перерыва и аномально далекого и быстрого продвижения языка ледника в XVII–XIX вв. совершенно очевидно, что нынешний язык – также реликт того, более протяженного ледника. Оценивая температурные условия времени формирования льда языка, можно с большой долей уверенности говорить о том, что они были близки к современным.

Следовательно, причиной катастрофических пульсационных подвижек было не столько изменение температурного фона в целом, т. е. среднегодовых температур, сколько увеличение площади

зоны аккумуляции за счет смещения на меньшие высоты зоны максимальной аккумуляции снега и заметное возрастание его количества. Возможно, подвижки были обусловлены или образованием аномально больших запруд под ледником, или активной сейсмикой, а возможно, и резонансным сочетанием этих факторов.

ВЫВОДЫ

1. Изотопный состав льда языка ледника Бол. Азау характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -14\text{‰}$, $\delta\text{D} = -98\text{‰}$, $d_{\text{exc}} = 15\text{‰}$.

2. Изотопно-кислородные и дейтериевые определения изо льда языка ледника показывают близкие к современным температурные условия, на фоне которых относительно недавно (не более 150–400 лет назад) произошли значительные пульсационные подвижки языка ледника Бол. Азау.

3. Изотопное соотношение $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ во льду языка Бол. Азау, выражающееся уравнением $\delta\text{D} = 8,27\delta^{18}\text{O} + 19,0$, и отсутствие моренного материала в придонной части, а также выраженная слоистость льда свидетельствуют о его атмосферном происхождении в процессе метаморфизма снежного покрова практически без участия вторично промерзших подледниковых вод.

4. Изотопный состав талой снеговой воды становится последовательно тяжелее при продолжающемся таянии. Первые порции талой воды по значениям $\delta^{18}\text{O}$ на 2–3‰, а по значениям δD на 15–20‰ более легкие, чем средний состав снежной толщи, и теряются в начале сезона таяния, приводя к тому, что снежный покров становится изотопически более тяжелым.

Авторы признательны Н.А. Володичевой, В.В. Поповнину и А.Б. Чижову за полезное обсуждение.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (грант № 05-05-64814) и Программы поддержки научных школ (лот 1 по теме РИ-112/001/289).

Литература

Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е. Вариации изотопа ^{18}O в толще Марухского ледника (Западный Кавказ) // *Материалы гляциол. исслед.*, 1973, вып. 21, с. 198–202.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаша в Приэльбрусье // *Криосфера Земли*, 2005, т. IX, № 4, с. 72–81.

Золотарев Е.А., Сейнова И.Б. Оледенение Эльбруса и его извержение в голоцене // *Материалы гляциол. исслед.*, 1988, вып. 64, с. 95–101.

Книжников Ю.Ф. Скорости движения поверхности льда // *Оледенение Эльбруса*. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 229–246.

Котляков В.М., Герасимов В.А., Девирц А.Л. и др. Об изменениях климата и оледенения высокогорного Кавказа в историческое время // *Материалы гляциол. исслед.*, 1973, вып. 21, с. 186–188.

Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М., Мысль, 1985, 368 с.

Оледенение Эльбруса. М., Изд-во МГУ, 1968, 343 с.

Поповнин В.В. Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат (Центральный Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1989, 20 с.

Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности). М., Науч. мир, 2001, 203 с.

Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В. и др. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. М., Наука, 1984, 216 с.

Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М., Науч. мир, 1999, 263 с.

Турманина В.И. Пути восстановления природных условий последнего тысячелетия и основные результаты // *Ритмы гляциальных процессов последнего тысячелетия*. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 24–55.

Турманина В.И. Оценка климатических колебаний фитоиндикационными методами // *Колебания климата за последнее тысячелетие*. Л., Гидрометеиздат, 1988, с. 144–145.

Тушинский Г.К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии нашей эры // *Информ. сб. о работах по МГТ*. Вып. 10. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 96–101.

Тушинский Г.К. Космос и ритмы природы Земли. М., Просвещение, 1966, 120 с.

Тушинский Г.К., Турманина В.И. Ритмы гляциальных процессов последнего тысячелетия // *Ритмы гляциальных процессов последнего тысячелетия*. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 154–160.

Щербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1973, 271 с.

Arnason V., Buason T., Martines J., Theodorsson P. Movement of water through snowpack traced by deuterium and tritium // *The role of snow and ice in hydrology: Proc. of the Banff Symposia* (Sept., 1972), Banff, Alberta, Canada, IAHS Publ., 1973, vol. 107, p. 299–312.

Gordon J.E., Darling W.G., Whalley W.B., Gelaty A.F. $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ relationship and the thermal history of basal ice near the margins of two glaciers in Lyngen, North Norway // *J. Glaciol.*, 1988, vol. 34, No. 118, p. 265–268.

Herrmann A., Lehrer M., Stichler W. Isotope input into runoff system from melting snow covers // *Nordic Hydrol.*, 1981, vol. 12, p. 308–318.

Rozanski K., Araguás-Araguás L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate change in continental isotopic records* / P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie, S. Savin (eds.). Washington, Amer. Geophys. Union, 1993, p. 1–36.

Stichler W., Rauer W., Martinec J. Environment isotope studies of an alpine snowpack // *Nordic Hydrol.*, 1981, vol. 12, p. 297–307.

Stievenard M., Nikolaev V., Bol'shiyanov D. et al. Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // *J. Glaciol.*, 1996, vol. 42, No. 142, p. 403–406.

Taylor S., Feng X., Kirchner J.W. et al. Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt // *Water Resources Res.*, 2001, vol. 37, No. 3, p. 759–769.

Taylor S., Feng X., Williams M., McNamara J. How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation // *Hydrol. Processes*, 2002, vol. 16, iss. 18, p. 3683–3690.

*Поступила в редакцию
14 мая 2005 г.*