

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОНЖЕЛЯЦИОННОГО ЛЬДА НАД ПОДЛЕДНИКОВЫМ ОЗЕРОМ ВОСТОК

канд. геогр. наук А.А.ЕКАЙКИН, канд. геогр. наук В.Я.ЛИПЕНКОВ,  
инженер Е.В.ПОЛЯКОВ, д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН, науч. сотр. Ю.А.ШИБАЕВ,  
науч. сотр. А.В.ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ, канд. геогр. наук И.Н.СОКРАТОВА  
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoop@aari.nw.ru

*Представлены новые данные о строении, изотопном и газовом составе конжеляционного льда подледникового озера Восток до глубины 3667 м. Изотопный состав льда из этих горизонтов отражает существенное влияние гидротермальных источников на изотопный и водный баланс озера, а также указывает на недостаточное перемешивание озерной воды, что имеет важное значение с точки зрения условий существования микробиоты. Газовый состав свидетельствует о том, что процесс формирования льда протекает почти без образования т.н. «водных карманов», что практически исключает вероятность обнаружения в этом льду озерных микроорганизмов. Данные о строении льда предполагают, что он был сформирован в условиях притока талой воды из северной части озера, что объясняет некоторые особенности изменчивости изотопного и газового составов льда.*

*Ключевые слова:* Антарктика, подледниковое озеро Восток, ледяные керны, изотопный состав, газосодержание, строение льда.

### ВВЕДЕНИЕ

Прямые исследования гидрологической системы подледникового озера Восток начались в 1998 г., когда буровой снаряд в глубокой скважине 5Г-1 на станции Восток впервые вошел в толщу конжеляционного озерного льда на глубине 3539 м. В феврале того же года из соображений экологической безопасности бурение было приостановлено на глубине 3623 м. Анализ строения [14], изотопного [3], газового [5, 12], химического [9], минерального [4] и микробиологического [8] составов 84-метрового интервала керна позволил определить основные характеристики условий льдообразования и показал, что озерный лед по своим свойствам и происхождению может быть подразделен на два слоя, т.н. «озерный лед 1» и «лед 2». Первый (3539–3609 м) отличается в первую очередь наличием видимых минеральных включений и, предположительно, сформировался вблизи западного борта озера (рис. 1) в условиях относительного мелководья в проливе между берегом озера и небольшим островом [15]. «Лед 2» (глубже 3609 м) крайне чист с точки зрения минерального состава и, по-видимому, образовался над глубоководной частью озера. В декабре 2005 г. глубокое бурение на ст. Восток было возобновлено, и в настоящее время глубина скважины 5Г-1 составляет 3667 м. 19 октября 2007 г. в результате аварии буровой снаряд был утерян в скважине, и все попытки его поднять окончились неудачей. В январе 2009 г. с отметки 3598 м было начато бурение обходной скважины 5Г-2, забой которой на данный момент (февраль 2009) находится на глубине 3602 м.

В настоящей статье мы представляем результаты исследований (в первую очередь, строения льда, а также его изотопного и газового составов), выполненных специалистами ААНИИ по образцам керна 5Г-1 до глубины 3667 м.

## МЕТОДИКА

Предварительная обработка и исследования ледяного керна проводились по стандартным методикам, изложенным в годовых отчетах по проектам ФЦП «Антарктика», а также в научной литературе (см., например, [2, 3, 13]). Однако в недавнее время был усовершенствован способ точного измерения общего содержания газа во льду, что будет изложено ниже.

Предварительные полевые исследования нового керна озерного льда до глубины 3666,54 м включали макроскопическое описание, непрерывные измерения электропроводности льда и размеров ледяных кристаллов, определение ориентировки оптических осей кристаллов, отбор непрерывных 50- и 10-сантиметровых проб на изотопный анализ и образцов на микробиологические, химические и газовые исследования.

Определение формы и размеров кристаллов льда производилось на просмотрном поляризационном столике в ледяных пластинах толщиной около 3 мм, которые вырезались с помощью горизонтальной ленточной пилы из приповерхностной части керна параллельно его оси. После изучения структуры льда из пластины изготавливались шлифы, которые использовались для измерения ориентировки оптических осей кристаллов на трехосном столике Федорова большой модели (прибор «Пикол»).

После изготовления продольных пластин плоская поверхность керна полировалась с помощью специальной фрезы установки ECM (Electrical Conductivity Measurements). Измерения электропроводности по постоянному току производились при движении каретки с керном под двумя медными электродами, находящимися под напряжением 1500 В и касающимися отполированной поверхности керна [2]. Измерения показали практически нулевую электропроводность озерного льда на всем протяжении изученного разреза. Дело в том, что определяющие электропроводность льда растворимые примеси локализованы, главным образом, по межкристаллическим границам; при больших размерах кристаллических индивидов, ха-

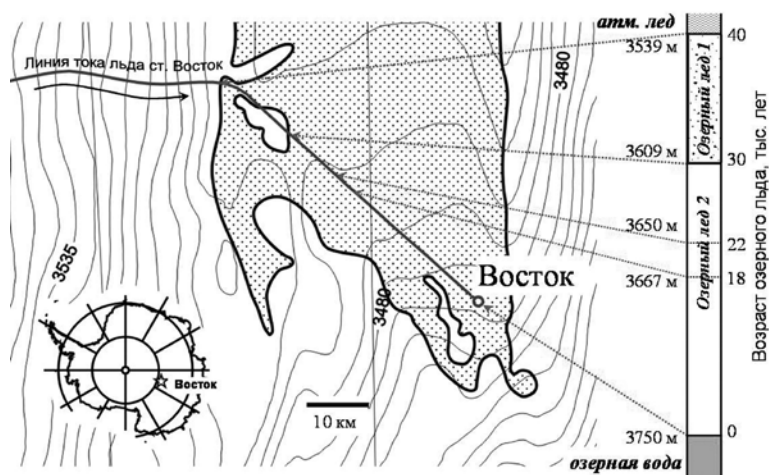


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая происхождение озерного льда:

слева приведена карта-схема южной части озера Восток, на которой обозначена линия тока льда, проходящая через скважину 5Г-1 (по данным работы [16]). Линия налегания ледника (береговая линия озера) и контуры «островов» проведены по данным российских наземных радиолокационных исследований [15]. В правой части рисунка показана схема вертикального разреза толщи озерного льда в районе станции Восток, на которой указаны глубины залегания границ между атмосферным и озерным льдом (3539 м), озерным льдом 1 и 2 типа (3609 м), нижней границы изотопных исследований керна (3650 м), а также текущая глубина скважины 5Г-1, соответствующая нижней границе структурных и газовых исследований керна (3667 м), и глубина залегания раздела лед-вода (3750 м). Для каждого горизонта указаны возраст и место образования льда, определенные по модельным данным о скоростях движения ледника и намерзания озерного льда [17]

рактерных для озерного льда, система граничных поверхностей кристаллов не образует непрерывную токопроводящую среду.

Для измерения общего содержания газа во льду озера Восток нами использовалась установка СТАН, реализующая барометрический метод определения газосодержания [13]. Барометрический метод основан на точном измерении давления  $P$  и температуры  $T$  сухого воздуха, экстрагированного из ледяного образца в результате его плавления и медленного повторного замораживания в предварительно вакуумированной камере, объем которой известен с высокой степенью точности.

В 2008 г. была проведена существенная модернизация СТАНа, направленная на расширение его возможностей в области измерения низких концентраций газа во льду. В частности, была увеличена мощность жидкостного криостата за счет использования дополнительного криогенного агрегата, применены новые стеклянно-металлические ячейки более совершенной системы, обеспечивающей лучшую герметичность при более стабильном объеме, введено использование ультразвуковой ванны для более эффективного удаления растворенного воздуха из талой воды, разработана новая система калибровки и оценок поправок к результатам измерений и т.д.

Проведены эксперименты, позволившие оценить предел чувствительности модернизированного прибора и погрешности измерения давления  $V$  при разных уровнях содержания газа в ледяной породе. Предел чувствительности устанавливался на основе результатов измерения СТАНом паров воды над льдом в рабочем диапазоне температур. Для образцов массой 20–25 г минимальная концентрация газа во льду, детектируемая данной измерительной системой с вероятностью более 99 %, составляет  $5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ .

Расчетная погрешность абсолютных значений  $V$ , измеренных с помощью модернизированной установки СТАН, составляет 0,5 % при уровне газосодержания  $V = 10^{-1} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$  (уровень, типичный для льда полярных ледников), 0,7 % при  $V = 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ , 5 % при  $V = 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$  (соответствует среднему уровню  $V$  в озерном льду 1) и 40–50 % при  $V = 10^{-4} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$  (уровень газосодержания в озерном льду 2). Экспериментально установленная воспроизводимость измерений составила 0,5 %. Серия контрольных замеров газосодержания образцов чистого монокристаллического льда, выращенного в лаборатории из деионизированной воды, дала расчетные значения  $V = (2 \pm 3) \cdot 10^{-5} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ , т.е. ниже уровня чувствительности прибора. Таким образом, в ходе экспериментов была подтверждена пригодность модернизированной установки СТАН для измерения ультранизких концентраций газа, характерных для льда озера Восток.

Исследования структуры и строения озерного льда производились непрерывно в ледяных пластинах толщиной около 3 мм, которые вырезались параллельно оси зерна. Границы сечений кристаллических индивидов идентифицировались в поляризованном свете на просмотровом столике и фиксировались фломастером непосредственно на ледяной пластине. Всем выделенным сечениям кристаллов присваивались порядковые номера (начиная с зерна № 3623 используется сквозная нумерация сечений кристаллов). Границы сечений зерен в пластине зарисовывались в журнале. Затем на основе полевых материалов воспроизводилось непрерывное растровое изображение плоскостной структуры льда в пакете MS Excel с разрешением 1 см по горизонтали и 5 см по вертикали. Цифровое представление использовалось для получения количественных характеристик плоскостной структуры, по которым с помощью известных стереологических соотношений оценивались удельная поверхность и диаметр кристаллов озерного льда.

Измерение ориентировки оптических осей ( $c$ -осей) кристаллов осуществлялось на приборе «Пикол» в тонких шлифах толщиной порядка 0,3 мм, изготовленных из 3-миллиметровых продольных пластин зерна. Для обеспечения непрерывного ряда данных об ориентировке  $c$ -осей кристаллов, последовательные

куски керна взаимно ориентировались путем стыковки по поверхностям разлома. В том случае, когда стыковка по разломам оказывалась невозможной, взаимная ориентация кусков керна производилась по данным об ориентировке общих для обоих кусков керна ледяных кристаллов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Изотопный состав

Переход от ледникового льда атмосферного происхождения к конжеляционному льду, образовавшемуся из воды подледникового озера, находит отражение в резком изменении изотопных характеристик ледяного керна: существенно уменьшается изменчивость изотопного состава льда по глубине, коэффициент наклона линии регрессии  $\delta D(\delta^{18}\text{O})$  уменьшается с 8 до 4, а дейтериевый эксцесс ( $dxs = \delta D - 8\delta^{18}\text{O}$ ) – с 14 ‰ (значение, характерное для атмосферного льда) до 7 ‰. Последнее связывают, в том числе, с поступлением в озеро гидротермальных вод, обогащенных кислородом 18 [8].

В 2008 г. был завершен методический анализ имеющихся изотопных данных и проведена интерпретация полученных сводных профилей изотопного состава керна озерного льда до глубины 3650 м (рис. 2).

Все факторы, оказывающие влияние на изотопный состав формирующегося озерного льда, могут быть разделены на две группы. К первой относятся условия на контакте ледник–озеро, определяющие механизм образования конжеляционного льда и значения эффективных коэффициентов фракционирования, а именно: степень переохлаждения воды, скорость роста ледяных кристаллов, соотношение объемов основной матрицы льда, внутриводных кристаллов и замерзших водных

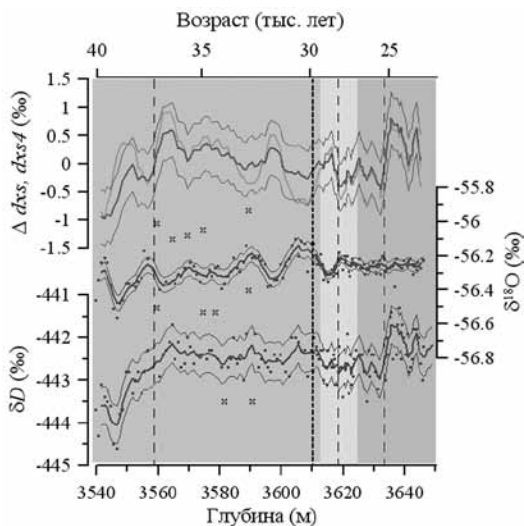


Рис. 2. Профили изотопных характеристик озерного льда ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $dxs$  и  $dxs4$ ) в интервале глубин 3539–3650 м керна ст. Восток

Точками показаны значения изотопного состава отдельных образцов, крестиками – отбракованные значения. Жирные кривые – скользящие средние значения по 5 точкам; тонкие кривые ограничивают область погрешности ( $2\sigma$ ). В верхней части рисунка темно-зелеными кривыми показан ряд  $dxs4$  и пределы его погрешности; светло-голубая кривая – ряд  $dxs$ . Ряды  $dxs$  и  $dxs4$  представлены в виде отклонений от своих средних значений. Вертикальные пунктиры – границы однородных интервалов с точки зрения изменчивости изотопного состава озерного льда (см. текст); жирный пунктир – граница между льдом 1 и льдом 2 (3609 м). Залиткой выделены интервалы керна, исследования которых проводились в разных лабораториях и/или в разное время. На верхней горизонтальной оси дана шкала возраста озерного льда по [17]

карманов. Изменения этих параметров процесса льдообразования приводят к изменениям эффективных коэффициентов фракционирования по дейтерию ( $\alpha_D$ ) и кислороду 18 ( $\alpha_{18}$ ) и к параллельным изменениям в содержании обоих изотопов во льду при сохранении наклона  $S_{w-i}$  линии регрессии  $\delta D(\delta^{18}O)$ , близком к 4, что характерно для процесса конжеляционного льдообразования:

$$S_{w-i} = \frac{(1 + \delta D_w / 1000) (\alpha_D - 1)}{(1 + \delta^{18}O_w / 1000) (\alpha_{18} - 1)} \approx 4. \quad (1)$$

Ко второй группе относятся факторы, определяющие изотопный состав озерной воды, из которой образуется лед, а именно: изотопный состав и количество вод, поступающих в озеро в результате донного таяния льда и гидротермальной активности на дне озера, сток воды из озера (в виде озерного льда или жидкой воды), а также степень перемешивания поступающей в озеро воды с резидентной водой озера.

В целом интерпретация наблюдаемых в керне вариаций изотопного состава озерного льда по глубине оказывается весьма сложной задачей.

В случае длиннопериодных вариаций изотопного состава озерной воды, сравнимых по протяженности с периодом обновления воды в озере (порядка 104 лет), изменения изотопного состава льда будут отражать изменения изотопного состава вод, поступающих в озеро из различных источников, поскольку система ледник—озеро—подстилающие породы всегда стремится поддерживать изотопный баланс.

Короткопериодные вариации количества и изотопного состава вод из различных источников, как правило, неразличимы (сглажены) в вертикальном профиле изотопного состава озерного льда и могут найти в нем свое отражение только в случае неполного перемешивания поступающих в озеро вод с резидентной озерной водой.

Из уравнения (1) следует, что наклон  $S_{w-i}$  линии регрессии  $\delta D(\delta^{18}O)$  для конжеляционного льда определяется, главным образом, изотопным составом озерной воды ( $\delta D_w$  и  $\delta^{18}O_w$ ) и в пределах возможных вариаций последнего изменяется от 4,025 до 4,096 при среднем значении 4,06. Чтобы различить вариации изотопного состава озерного льда, связанные с физическими условиями льдообразования и с колебаниями изотопного состава самой озерной воды, была введена новая функция дейтериевого эксцесса  $dxs4$ , соответствующая типичному для конжеляционного льда наклону линии регрессии  $\delta D(\delta^{18}O)$ :

$$dxs4 = \delta D - 4,06\delta^{18}O. \quad (2)$$

Значение  $dxs4$  для озерного льда близко к значению этого параметра для озерной воды и практически не зависит от коэффициентов фракционирования  $\alpha$  и условий конжеляционного льдообразования.

На профилях изотопных характеристик озерного льда, показанных на рис. 2, можно выделить 4 интервала глубин, отличающихся по характеру изменений изотопного состава льда по глубине.

Первый интервал, 3539–3557 м, характеризуется быстрым ростом содержания тяжелых изотопов во льду глубже отметки 3547 м, на которой наблюдаются минимальные для всего изученного разреза значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ . Изменения обоих изотопов хорошо коррелируют в указанном интервале глубин при значении наклона линии регрессии ( $S_{ice}$ ) порядка 4. Низкое содержание тяжелых изотопов в районе отметки 3547 м можно объяснить быстрым ростом кристаллов внутриводного льда в условиях переохлаждения воды на контакте с холодным ледником [17]. Следующий затем быстрый рост значений  $\delta^{18}O$  на 0,4 ‰ говорит о резком замедлении скорости роста кристаллов или уменьшении их доли в объеме озерного льда. Характер и амплитуда вариаций  $dxs4$  в указанном интервале глубин свидетельствует об увеличении содержания тяжелых изотопов в воде, из которой образовывался лед. Таким образом, низкое содержание стабильных изотопов в озерном льду



с глубины 3547 м может быть дополнительно связано с ограниченным доступом талой воды к месту льдообразования, которое, очевидно, расположено вблизи линии налегания ледника. Последнее предположение хорошо согласуется с тем фактом, что в керне с глубины 3547 м обнаружено максимальное количество минеральных включений донных осадков озера.

Второй интервал, 3557–3617,5 м, характеризуется значимыми периодическими изменениями содержания кислорода 18 и незначительными (по сравнению с экспериментальной погрешностью) вариациями  $\delta D$ , что не дает возможности уверенно идентифицировать причины указанных вариаций  $\delta^{18}O$ . Вместе с тем существенные изменения  $d_{xs4}$  в пределах данного интервала указывают на возможное изменение изотопного состава воды озера.

Третий интервал глубин, 3617,5–3633,0 м, характеризуется слабой изменчивостью обоих изотопов и может рассматриваться как переходная зона от второго к четвертому интервалу. Низкие значения  $d_{xs4}$  могут свидетельствовать о затрудненном доступе талой воды к зоне льдообразования или о повышенном вкладе гидротермальных вод в изотопный состав воды, из которой образовывался лед этого интервала.

Наконец, четвертый интервал керна, 3633–3650 м, резко отличается по своим изотопным свойствам от вышележащей части разреза озерного льда. Содержание кислорода 18 по-прежнему мало меняется с глубиной, в то время как профиль дейтерия показывает скачкообразное и весьма значительное (на 0,7 ‰) увеличение  $\delta D$  между 3633 и 3635 м. Коэффициенты корреляции и наклона линии регрессии статистически незначимы в пределах этого интервала, что указывает на несогласованное изменение обоих изотопов по глубине. Ход изменений  $d_{xs4}$  в ледяном керне в этой ситуации полностью определяется ходом  $\delta D$ . Столь отчетливое отсутствие корреляции между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  может быть вызвано только несогласованным изменением содержания тяжелых изотопов в озерной воде вследствие неравновесного, в отношении дейтерия, состояния системы озеро – подстилающие породы и изменения интенсивности поступления гидротермальных вод в озеро. Участие гидротермальных (пластовых) вод в гидрологическом режиме подледникового озера Восток подтверждается целым рядом независимых экспериментальных свидетельств [8, 9] и в настоящее время не подвергается сомнению.

Как следует из рис. 2, средние изотопные составы толщ озерного льда 1 и 2 очень близки друг к другу, и, следовательно, оба типа льда формировались в примерно одинаковых условиях. Следовательно, озерный лед 1 формировался не в узком и мелком заливе, как предполагалось ранее [7], а в относительно глубоком проливе между небольшим островом и западным берегом озера [15] (см. рис. 1). Весьма вероятно также, что линия тока льда ст. Восток на самом деле проходит мимо острова, не пересекая его. Такой сценарий, предполагающий образование озерного льда 1 на мелководье вблизи острова, хорошо объясняет и наличие в этом льду минеральных включений донных осадков озера, и наблюдаемую непрерывность разреза толщи конгеляционного льда.

Поскольку типичный период вариаций изотопного состава льда 1 составляет  $10^3$  лет, т.е. более чем на порядок меньше периода обновления воды в озере, можно предположить недостаточно эффективное перемешивание талой воды на пути к району льдообразования. На возможность неполного перемешивания воды в озере указывает также сопоставление результатов теоретических исследований [12] с данными измерений газосодержания озерного льда [5] (см. ниже).

#### Газосодержание

На рис. 3 показаны все результаты измерений общего содержания газа в керне озерного льда до глубины 3666,54 м, включая новые данные, которые были получены в 2008 г.

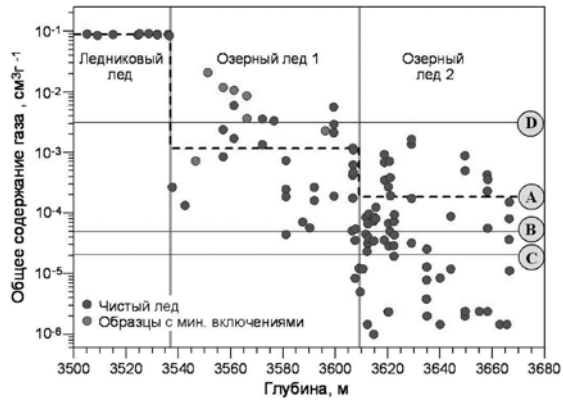


Рис. 3. Результаты измерений общего содержания газа в керне озерного льда до глубины 3667 м. Вертикальные прямые – границы между ледниковым льдом, озерным льдом 1 и озерным льдом 2. Пунктиром (А) показаны средние уровни газосодержания в толще ледникового льда ( $9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ ), в озерном льду 1 ( $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ ) и озерном льду 2 ( $9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ ); В – уровень чувствительности прибора; С – средний уровень содержания газа в образцах искусственного монокристаллического льда; D – расчетное значение газосодержания льда в равновесии с озерной водой, насыщенной атмосферными газами в присутствии гидрата воздуха

В целом вновь полученные данные не изменили ранее сложившиеся представления [5] о характере изменения  $V$  в толще озерного льда. Согласно этим представлениям, слой 3538–3609 м озерного льда 1 отличается от нижележащего слоя озерного льда 2 повышенным и крайне изменчивым газосодержанием. Типичным для него является наличие видимых невооруженным глазом минеральных включений донных осадков озера. Было сделано предположение, что формирование озерного льда 1 сопровождается захватом и последующим дозамерзанием жидких включений («водных карманов»), объемная доля которых не превышает на момент завершения льдообразования 1 %. В замерзших «водных карманах» концентрируют-

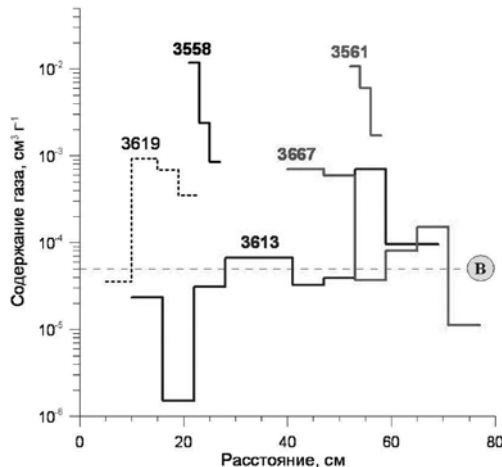


Рис. 4. Новые данные о мелкомасштабной изменчивости общего содержания газа в озерном льду 2. Результаты измерений, выполненных в 2008 г. по кернам № 3613, 3619 и 3667 (озерный лед 2), показаны вместе с ранее полученными данными по кернам № 3558 и 3561 (озерный лед 1). Значения газосодержания последовательных слоев керна приведены относительно расстояния (в см) от начала соответствующего метрового отрезка керна: 0 – начало, а 100 см – нижний конец (забой) каждого отрезка. Номера кернов соответствуют глубине их забоя в метрах

ся растворенные в озерной воде газы и химические примеси, а также находящиеся во взвеси минеральные частицы донных осадков и микробный материал. Поэтому, несмотря на малый объем «карманов», именно они определяют общую концентрацию примесей в озерном льду 1 и обуславливают пространственную неоднородность его свойств. Было показано, что послойные измерения  $V$  с достаточно хорошим разрешением позволяют идентифицировать «водные карманы» даже в тех случаях, когда их образование не связано с захватом крупных минеральных включений [5].

В 2008 г. были проведены новые детальные измерения газосодержания льда с различным разрешением по глубине в нескольких образцах керна озерного льда 2 (рис. 4). Они показали, что при общем низком уровне абсолютных значений и относительно малой пространственной изменчивости  $V$ , характерных для озерного льда 2 [5], в исследованных кернах встречаются слои, в которых содержание газа на порядок выше уровня чувствительности измерительной системы и достигает среднего уровня значений  $V$  для озерного льда 1. Таким образом, исследования 2008 г. подтвердили возможность участия жидких включений («водных карманов») в формировании озерного льда 2. Вместе с тем относительно низкий уровень максимальных значений газосодержания, зафиксированных при исследовании озерного льда 2, говорит о незначительном размере «водных карманов» (существенно меньше размера измеренных образцов), а также об их редкой встречаемости. Полагая, что содержание газа в озерной воде близко к газосодержанию тающего ледникового льда ( $9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ ), а газосодержание озерного льда 2 ( $9 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ ) целиком определяется присутствием в этом льду замерзших «водных карманов», можем получить предельную максимальную оценку объемной доли «карманов» в озерном льду 2, которая составит не более 0,2 %. Столь малое содержание «водных карманов» в озерном льду 2 практически сводит к нулю вероятность обнаружения здесь клеток микроорганизмов, вероятно обитающих в воде озера. Таким образом, наибольший интерес для исследований геохимического и биологического состава подледниковой воды представляет верхний слой озерного льда (1), залегающий до глубины 3609 м.

Горизонтальная линия  $D$  на рис. 3 соответствует растворимости газов во льду, находящемся в равновесии с насыщенными газами водой. Расчет растворимости газов производился с использованием эмпирических подходов [5, 11], в рамках которых растворимость газов в условиях трехфазного равновесия гидрат–лед–вода определяется составом газовой фазы и давлением диссоциации (по отношению ко льду) смешанного гидрата при данной температуре [11]. Как следует из рис. 3, значение равновесной растворимости существенно превышает даже максимальные значения газосодержания, зафиксированные для озерного льда 2. Таким образом, формирование этого слоя льда происходило из воды, концентрация газов в которой значительно ниже предельной концентрации, обеспечивающей равновесие с гидратной фазой. Как и в случае с изотопным режимом озера, признаки неравновесного состояния подледникового озера Восток, обнаруженные в ходе газовых анализов керна озерного льда, могут свидетельствовать о недостаточно эффективном перемешивании вод, поступающих в озеро, с резидентной озерной водой.

### Строение озерного льда

Непрерывные микроструктурные исследования озерного льда были завершены в интервале глубин 3624–3667 м (за исключением отрезка керна 3635–3650 м). Измерения размеров кристаллов выполнены на всем протяжении разреза озерного льда, вскрытого скважиной 5Г-1 (3539–3623 м).

Установлено, что для озерного льда 2 характерно бимодальное распределение кристаллов по углам погружения  $c$ -оси (рис. 5). По кристаллографической ориентировке кристаллы можно разделить на 2 типа. К первому относятся кристаллы с углом погружения  $c$ -осей в пределах  $0-10^\circ$ , т.е. лежащие субгоризонтально, в



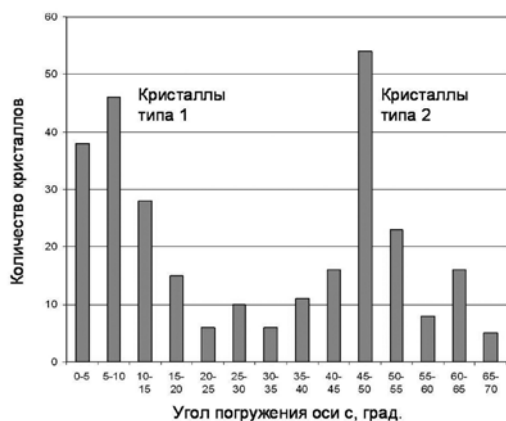


Рис. 5. Гистограмма распределения кристаллов озерного льда по углам погружения с-оси

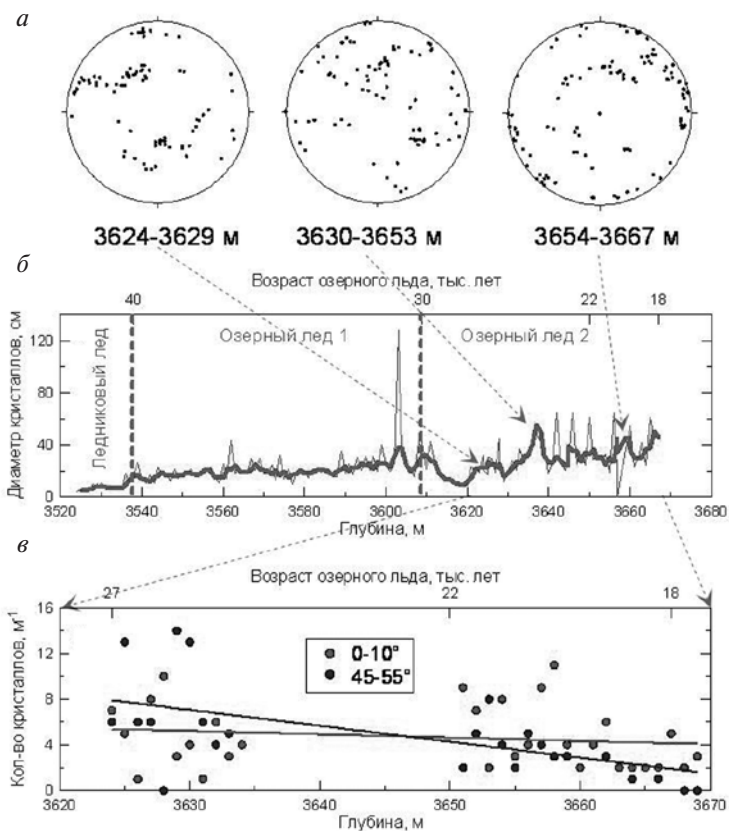


Рис. 6. Результаты петроструктурных исследований керна озерного льда:

*a* – диаграммы ориентировки с-осей кристаллических индивидов в интервалах глубин 3624–3629 м; 3630–3653 м и 3654–3667 м; *б* – изменение размеров ледяных кристаллов по глубине озерного льда (возраст льда показан на верхних горизонтальных осях): тонкая кривая – результаты измерений в метровых интервалах керна, жирная (красная) кривая – скользящее среднее по 5-метровым интервалам керна; *в* – изменение по глубине количества кристаллов 1-го и 2-го типов в 1 м керна

плоскости параллельной фронту кристаллизации конжеляционного льда. Ко второму типу относятся кристаллы с  $c$ -осями, ориентированными под углом  $45\text{--}55^\circ$  к горизонтальной плоскости.

Анализ полученных данных показал, что кристаллы 1-го типа, как правило, крупнее и их количество с глубиной существенно не изменяется. Кристаллы второго типа мельче, и их количество постепенно убывает с глубиной (рис. 6 в). По азимутам погружения  $c$ -оси кристаллы распределены равномерно в пределах всего изученного интервала глубин (рис. 6 а). Средний диаметр кристаллов (рис. 6 б) варьирует в пределах от 10 до 130 см, при вполне отчетливой тенденции к росту с глубиной (по мере уменьшения возраста озерного льда) от 15 см на контакте с ледниковым льдом (возраст льда 40 тыс. лет) до 40–50 см на глубине 3667 м (возраст 18 тыс. лет).

Увеличение среднего размера ледяных кристаллов и развитие субгоризонтальной ориентировки  $c$ -осей по мере приближения к фронту кристаллизации являются типичными признаками стадии ортотропного (стесненного) роста конжеляционного льда. По своей симметрии структурные диаграммы озерного льда (см. рис. 6 а) резко отличаются от диаграмм, измеренных в нижней части разреза ледникового льда [6]. Последние показывают типичные для деформированного льда поясную и одномаксимумную субвертикальную ориентировку  $c$ -осей. Структурные диаграммы, представленные на рис. 6 а, наоборот, свидетельствуют о том, что конжеляционный лед не испытывал каких-либо существенных деформаций и пассивно переносился движущимся над озером ледниковым покровом.

Отсутствие признаков деформированного состояния подтверждается результатами рентгеноструктурного анализа [10, 14], которые говорят о весьма низкой концентрации дислокаций в конжеляционном льду, образовавшемся из воды озера Восток.

Субгоризонтальная ориентировка  $c$ -осей, обнаруженная в нижней части изученного разреза, соответствует классическому закону геометрического отбора зерен, в соответствии с которым преимущественное развитие в процессе ортотропного роста имеют кристаллы, ориентированные своими побочными  $a$ -осями (с которыми совпадают направления максимальной скорости роста кристаллов) в направлении, перпендикулярном фронту кристаллизации. Однако известно, что при формировании мощных ледовых покровов в поверхностных пресноводных озерах, в условиях, когда скорость нарастания льда в значительной степени контролируется скоростью отвода тепла от фронта кристаллизации через лед, направление максимальной скорости роста кристаллов может меняться на  $90^\circ$  и совпадать с  $c$ -осью, соответствующей максимальной теплопроводности кристаллов [1]. Смена направлений максимальной скорости роста не происходит только в условиях, когда к фронту кристаллизации обеспечен постоянный приток переохлажденной воды [1]. Таким образом, субгоризонтальная поясная ориентировка  $c$ -осей кристаллов в нижних слоях озерного льда 2 может свидетельствовать о достаточно интенсивном поступлении в район образования этого льда переохлажденной талой воды из северных частей озера.

Окончательная интерпретация результатов микроструктурных исследований (включая объяснение природы кристаллов 2-го типа с углом падения  $c$ -осей  $45\text{--}55^\circ$ ) будет возможна только после завершения измерений ориентировки  $c$ -осей по всему разрезу озерного льда, вскрытому скважиной. Однако уже сейчас можно говорить о том, что строение озерного льда в значительно большей степени отражает условия его образования и роста, нежели является следствием рекристаллизации первичного озерного льда, как считалось ранее [14].

## ВЫВОДЫ

Исследования нового керна озерного льда до глубины 3667 м позволили получить новые данные, характеризующие строение и состав т.н. «льда 2» и приблизиться к пониманию механизма и условий его формирования.

Завершен методический анализ имеющихся изотопных данных, и проведена интерпретация полученных сводных профилей изотопного состава керна озерного льда до глубины 3650 м. Показано, что отсутствие корреляции между содержанием дейтерия и кислорода 18 в интервале глубин 3633–3650 м может быть вызвано несогласованным изменением содержания тяжелых изотопов в озерной воде вследствие неравновесного, в отношении дейтерия, состояния системы озеро–подстилающие породы и изменения интенсивности поступления гидротермальных вод в озеро.

Усовершенствован способ измерения общего газосодержания *V* ледяных кернов для палеоклиматических исследований. Расчетная погрешность абсолютных значений *V*, измеренных с помощью модернизированной установки СТАН, составляет 0,5 % при уровне газосодержания  $V = 10^{-1} \text{ см}^3\text{г}^{-1}$ , 0,7 % при  $V = 10^{-2} \text{ см}^3\text{г}^{-1}$ , 5 % при  $V = 10^{-3} \text{ см}^3\text{г}^{-1}$  и 40–50 % при  $V = 10^{-4} \text{ см}^3\text{г}^{-1}$ . Экспериментально установленная воспроизводимость измерений составила 0,5 %.

Получены новые данные об общем содержании газов в озерном льду 2 до глубины 3667 м. Показано, что объемная доля замерзших «водных карманов» в озерном льду 2 не превышает 0,2 %. Столь малое содержание водных карманов практически сводит к нулю вероятность обнаружения в озерном льду 2 клеток микроорганизмов, вероятно обитающих в воде озера. Таким образом, наибольший интерес для исследований геохимического и биологического состава подледниковой воды представляет слой озерного льда 1, залегающий до глубины 3609 м, в пределах которого доля «водных карманов» на порядок выше, чем в озерном льду 2.

Микроструктурные исследования льда, проведенные почти непрерывно в интервале керна 3624–3667 м показали, что строение озерного льда в значительно большей степени отражает условия его образования и роста, нежели является следствием рекристаллизации первичного озерного льда. Установлено развитие преимущественной субгоризонтальной поясной ориентировки *c*-осей кристаллов в нижних слоях озерного льда 2, которая указывает на поступление в район образования этого льда переохлажденной талой воды из северных районов озера.

Результаты исследований, выполненных в 2008 г., позволили заметно пополнить банк данных о составе и строении изученной части разреза толщи озерного льда.

*Настоящая работа выполнена в рамках Проекта 2 подпрограммы «Антарктика» ФЦП «Мировой океан» при поддержке РФФИ, гранты 06-05-65174 и 05-05-66801. Авторы благодарны Российской антарктической экспедиции за логистическое обеспечение проекта глубокого бурения на ст. Восток, а также специалистам Санкт-Петербургского горного института за высокое качество керна.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев В.Н. Закономерности ортотропного роста льда из пресной и минерализованной воды // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 2. С. 48–56.
2. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Стивенард М. Изменение аккумуляции снега за последние 350 лет на склоне антарктического ледникового покрова в 200 км от обсерватории Мирный // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 2. С. 57–66.
3. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Йонсен С., Прилепский Э.Б., Шибавев Ю.А. Изотопный состав воды подледникового озера Восток // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 92–99.
4. Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Попов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // Материалы гляциологических исследований. 2005. № 98. С. 81–91.

5. *Липенков В.Я., Истомин В.А., Преображенская А.В.* Опыт исследования газового режима подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2003. № 74. С. 66–87.
6. *Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В.* Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 68–77.
7. *Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Guner M.M., Meertens C.* Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature. 2002. № 416. P. 307–310.
8. *Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M.* DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: implications for searching life in extreme icy environments // Intern. J. Astrobiology. 2004. Vol. 3. P. 1–7.
9. *De Angelis M., Morel-Fourcade M.-C., Barnola J.M., Susini J., Duval P.* Brine micro-droplets and solid inclusions in accreted ice from Lake Vostok (East Antarctica) // Geophys. Res. Lett. 2005. № 32. № L12501. P. 1–4.
10. *Hori A., Hondoh T., Oguro M., Lipenkov V.Y.* Ice-lattice distortion along the deepest section of the Vostok core from X-ray diffraction measurements // Ann. Glaciol. 2004. № 39. P. 501–504.
11. *Ikeda T., Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Hondoh T.* Diffusion of air molecules in polar ice sheets // Physics of Ice Core Records, ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. P. 393–421.
12. *Lipenkov V., Istomin V.A.* On the stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 91. С. 138–149.
13. *Lipenkov V.Y., Candaudap F., Ravoit J., Dulac E., Raynaud D.* A new device for air content measurements in polar ice // J. Glaciol. 1995. 41. № 138. P. 423–429.
14. *Montagnat M., Duval P., Bastie P.* High crystalline quality of large single crystals of subglacial ice above Lake Vostok (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 333. P. 419–425.
15. *Popov S.V., Masolov V.N.* Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110°E sector of East Antarctica // J. Glaciol. 2007. Vol. 53. № 181. P. 289–297.
16. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.* Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // Ann. Glaciol. 2004. № 39. P. 283–292.
17. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Y.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // Physics of Ice Core Records, Hokkaido Univ. Press: Sapporo, 2009. Vol. 2. In press.

*A.A.EKAYKIN, V.Ya.LIPENKOV, L.M.SAVATYUGIN, Yu.A.SHIBAEV,  
A.V.PREOBRAZHENSKAYA, I.N.SOKRATOVA*

#### **NEW DATA ON STRUCTURE, GAS CONTENT AND FORMATION MECHANISM OF THE LAKE VOSTOK ACCRETED ICE**

*New data are presented on structure, isotope and gas composition of accreted Lake Vostok ice to the depth of 3667 m. Isotopic content of the ice from these layers reveals noticeable influence of hydrothermal sources on isotope and water regime of the lake, as well as points out not sufficient mixing of lake water, which is of great importance for the conditions of microbiota survival in the lake. Gas content implies that the ice is formed practically without trapping of «water pockets», which likely leaves no chance to find the lake microbes in this ice. Data on crystal axes orientation show that this ice was formed in the conditions of the melt water inflow from the northern part of the lake, which allow better explaining the variability of isotope and gas content in the ice.*

*Keywords:* Antarctica, subglacial Lake Vostok, ice cores, isotope composition, gas content, ice structure.