

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА АНТАРКТИЧЕСКИХ МЕГАДЮН В РАЙОНЕ ПОДЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ВОСТОК

канд. геогр. наук А.А. ЕКАЙКИН<sup>1,2</sup>, канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ<sup>1</sup>,  
д-р геогр. наук С.В. ПОПОВ<sup>3</sup>, инж. А.В. ТУРКЕЕВ<sup>1</sup>,  
мл. науч. сотр. А.В. КОЗАЧЕК<sup>1</sup>, инж. Д.О. ВЛАДИМИРОВА<sup>1,2</sup>

1 – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ekaykin@aari.ru, lipenkov@aari.ru, aturkeev@yandex.ru, kozachek@aari.ru, vladimirova@aari.ru

2 – Санкт-Петербургский государственный университет

3 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов, e-mail: sporov67@yandex.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Первые сообщения о существовании значительных по размеру волн на поверхности Антарктического ледяного щита появились вскоре после начала интенсивных исследований шестого континента в период МГГ (Долгушин, 1958). С тех пор подобные формы рельефа неоднократно наблюдались в различных частях Антарктиды — на Земле Адели (Pettre et al., 1986), Королевы Мод (Anschutz et al., 2006; Eisen et al., 2005), Эндерби (Fujita et al., 2002), Мэри Бэрд (Whillans, 1975; Gow, Rowland, 1965), Земле Виктории (Frezzotti et al., 2002b; Frezzotti et al., 2002a), в районе Берега Правды (Vladimirova, Ekaykin, 2014), Уилкса (Black, Budd, 1964; Goodwin, 1990) — т.е. практически повсеместно.

В дальнейшем подобные формы рельефа получили название «мегадюны» (Swithinbank, 1988) на основании их сходства с песчаными мегадюнами пустынь. В настоящее время этот термин принято употреблять по отношению к определенному виду дюн, существующих в Центральной Антарктиде и образующих систему параллельных гряд с длиной волны 2–5 км, высотой 2–8 м и длиной гребней до 100 км (Albert et al., 2004; Alberti, Biscaro, 2010; Fahnestock et al., 2000; Arcone et al., 2012; Frezzotti et al., 2002b).

Первые исследования зависимости между рельефом ледника (наклоном поверхности) и скоростью снегонакопления показали, что дюны интенсивно перераспределяют снежные осадки, при этом снег сдувается с выпуклых поверхностей и накапливается в вогнутых (Black, Budd, 1964). Эта зависимость в дальнейшем была подтверждена большим количеством наблюдений (Frezzotti et al., 2007; Fujita et al., 2011; Hamilton, 2004; Kaspari et al., 2004; Richardson et al., 1997; Rotschky et al., 2004; Anschutz et al., 2007; Ekaykin et al., 2002). Было показано, что дюны не неподвижны, а перемещаются по поверхности ледника со скоростью порядка 4–25 м/год (Whillans, 1975; Frezzotti et al., 2002b; Van der Veen et al., 1999; Black, Budd, 1964).

Комплексное исследование феномена мегадюн (Frezzotti et al., 2002b) показало, что снег сдувается с подветренного склона дюн, где формируется типичный эрозионный тип микрорельефа («глянцевая поверхность»). Напротив, на наветренных склонах дюны, где накопление снега увеличено, развиваются депозиционные типы микрорельефа (заструги).

С 1980-х гг. для исследования мегадюн начали использовать спутниковые технологии (Swithinbank, 1988; Fahnstock et al., 2000; Alberti, Biscaro, 2010; Scambos et al., 2012), с помощью которых было установлено, что эти формы рельефа широко представлены в Антарктиде и занимают площадь около 500 тыс. км<sup>2</sup>.

В антарктической гляциологии широко применяется радиолокационное зондирование снежной толщи (Eisen et al., 2008). В частности, с помощью этого метода можно определять прошлое положение поверхности дюны и рассчитывать скорость ее перемещения (Frezzotti et al., 2002b).

В последнее время стало очевидным, что метелевый перенос не просто сдувает осадки в одном месте и откладывает в другом, но приводит к интенсивной сублимации снега (Bintanja, Reijmer, 2001; Thiery et al., 2012), удаляя от 20 до 75 % осадков (Frezzotti et al., 2007; Frezzotti et al., 2004). В районе мегадюн эта величина может возрастать до 85 % (Frezzotti et al., 2004). Таким образом, широкое распространение мегадюн и «глянцевых поверхностей» (которые в совокупности занимают более 10 % площади Антарктиды), где процессы метелевого переноса усилены, должно быть принято во внимание для корректной оценки баланса массы ледникового покрова (Scambos et al., 2012; Das et al., 2013).

Физические свойства снега в районе мегадюн были изучены в работах (Albert et al., 2004; Courville et al., 2007; Severinghaus et al., 2010; Gregory et al., 2014). В частности, зоны эрозии в мегадюнах сложены крупнозернистым снегом (изморозью), характеризующимся повышенной проницаемостью для воздуха. Изучение процессов, происходящих в снегу при почти нулевой аккумуляции, помогает интерпретировать результаты исследований изотопного состава воздуха, заключенного в воздушных включениях ледяных кернов (Severinghaus et al., 2010). Предполагается, что зоны пониженной аккумуляции с высокой воздухопроницаемостью фирна, подобные тем, что существуют сейчас в районах мегадюн, были широко распространены в Антарктиде в эпоху оледенения (Dreyfus et al., 2010).

Химические свойства снега в районе мегадюн были исследованы в очень немногих работах (Dixon et al., 2013). Отмечено, что наклон поверхности ледника каким-то образом влияет на химический состав поверхностного слоя снега, по крайней мере в прибрежных районах (Mahalinganathan et al., 2012).

Сильный постдепозиционный метаморфизм снежной толщи в районе мегадюн должен изменять изотопный состав снега (Courville et al., 2007; Frezzotti et al., 2002b). Известно также, что перераспределение снежных осадков ветром при взаимодействии снего-ветрового потока с рельефом снежной поверхности также изменяет изотопный состав снега, что приводит к слабой корреляции между вертикальными профилями изотопного состава, полученными в двух точках, разделенных небольшим расстоянием (Екайкин et al., 2014; Benoist et al., 1982; Karlof et al., 2006). Однако до настоящего момента в Антарктиде не было проведено детальных систематических исследований изотопного состава снега в районе мегадюн.

Настоящая работа восполняет этот пробел. В летние полевые сезоны 58-й и 59-й Российской антарктической экспедиции (2013–2014 гг.) мы провели комплексные

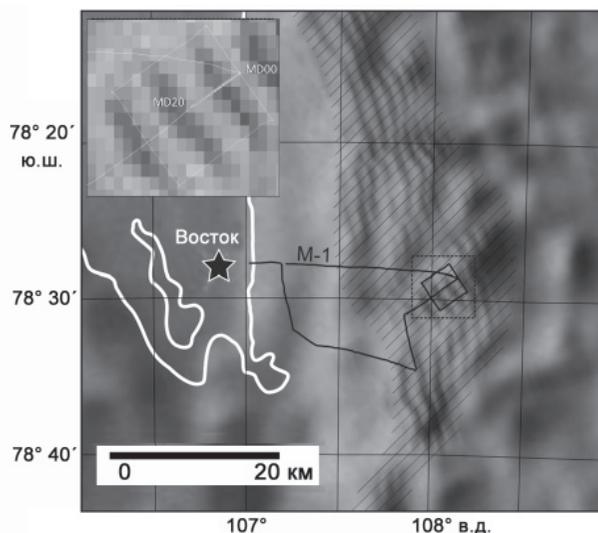


Рис. 1. Окрестности станции Восток и район выполнения работ.

Район мегадюн выделен штриховкой. Черная линия — маршруты радиолокационного профилирования. Положение гляциологического профиля показано на врезке (MD00–MD20). Белая линия — береговая черта подледникового озера Восток по (Поров, Masolov, 2007).

гляциологические исследования в районе мегадюн, расположенном в 30 км к востоку от станции Восток (рис. 1). В данной статье проанализированы новые данные о пространственном распределении изотопного состава снега, полученные в ходе указанных исследований.

### ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В январе 2013 г. состоялось первое посещение мегадюн в районе станции Восток. Перпендикулярно гребню мегадюн был заложен гляциологический профиль, состоящий из 21 вехи (MD00–MD20). Расстояние между соседними вехами составило около 100 м, а общая длина профиля — 1983 м (рис. 1). Образцы поверхностного (до глубины 1,5 м) слоя снега были отобраны возле каждой вехи и впоследствии проанализированы на содержание стабильных изотопов воды ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ).

В январе 2014 г. профиль был посещен второй раз. Повторные измерения высоты вех и плотности поверхностного (20 см) слоя снега позволили определить накопленные снега за 2013 г. Также были отобраны пробы снега на изотопный и химический анализы.

Концентрация тяжелых изотопов воды в пробах, отобранных во время обеих экспедиций, определялась в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ в январе–июне 2014 г. с помощью лазерного анализатора Picarro L2102-*i*. Рабочий стандарт VOS, изготовленный из современного снега, отобранного в районе станции Восток, и откалиброванный относительно стандартов МАГАТЭ VSMOW-2, GISP и SLAP-2, измерялся после каждых пяти образцов. Воспроизводимость измерений, определенная путем повторного измерения случайно выбранных проб, оказалась равной 0,04 ‰ для  $\delta^{18}O$  и 0,2 ‰ для  $\delta D$ , что на два порядка величины меньше естественной изменчивости изотопного состава снега в этом районе и, таким образом, удовлетворительна для целей нашего исследования.

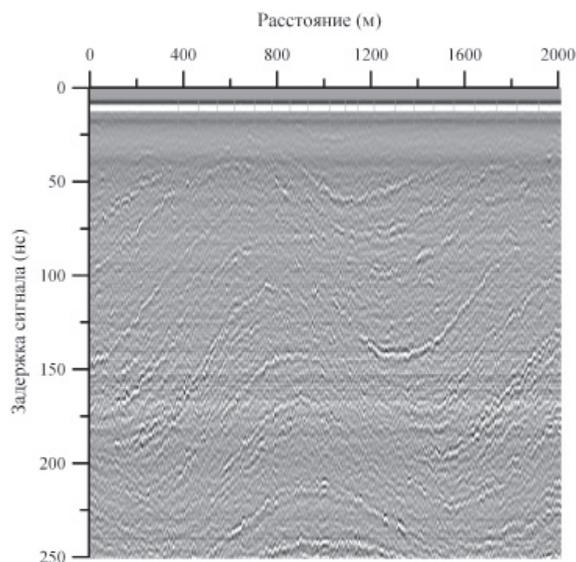


Рис. 2. Временной радиолокационный разрез через гляциологический профиль.

Во время сезона 58-й РАЭ (январь 2013 г.) было также выполнено радиолокационное (РЛ) профилирование снежно-фирновой толщи, для чего был использован 200-МГц георадар GSSI SIR10B с антенной «5106 200 MHz». Георадар был установлен на двух санях, ведомых снегоходом «ски-ду». Маршрут радиолокационного профиля записывался с помощью GPS. Было получено около 80 км РЛ-профилей, но лишь 2 км из них использованы в настоящей работе (профиль между точками MD00 и MD20 на рис. 1).

Главной проблемой при обработке и интерпретации РЛ-данных являются диэлектрические свойства среды, в которой распространяются электромагнитные волны. Поскольку для района мегадюны модели пересчета времени запаздывания эха электромагнитного импульса в глубину отсутствуют, использовалась модель, разработанная для станции Восток (Попов, 2014):

$$v_s(H) = c/(1,29097 + 0,00635 H),$$

где  $v_s$  — вертикальная скорость электромагнитных волн,  $c$  — скорость света и  $H$  — глубина снежно-фирновой толщи.

На рис. 2 показан фрагмент временного РЛ-разреза, записанный вдоль гляциологического профиля MD00–MD20.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Формирование мегадюны обычно приурочено к резкому перелому угла наклона поверхности ледника вдоль направления превалирующих ветров (Frezzotti et al., 2002b). «Восточные» мегадюны не являются исключением, т.к. образуются с подветренной стороны от восточного берега подледникового озера Восток, где наклон изменяется от значений близких к нулевым или даже отрицательным (в ближайших окрестностях станции Восток ветер дует вверх по склону) до величины порядка 1,6 м/км.

Длина волны исследуемых мегадюны — порядка 1,9 км (рис. 3д), хотя для более точной оценки их параметров нужны специальные геодезические наблюдения.

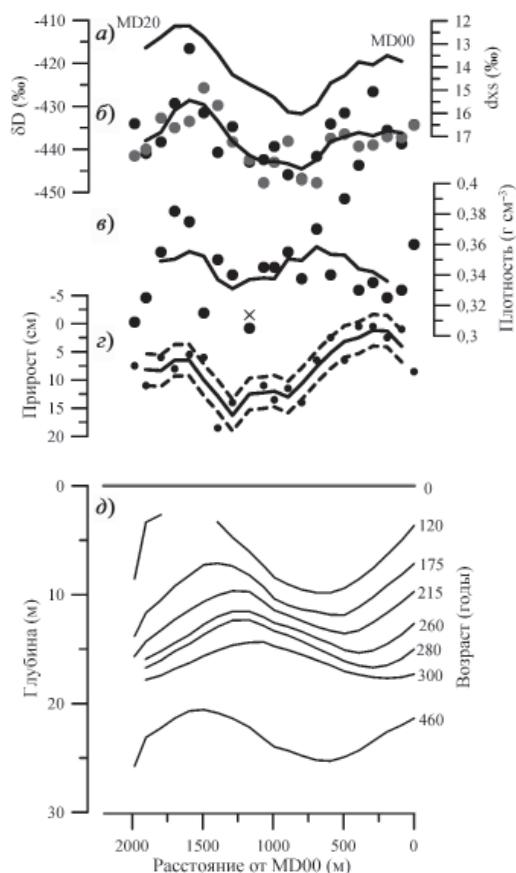


Рис. 3. Результаты гляциологических и радиолокационных наблюдений в районе мегадюны: *a* и *б* — изотопный состав поверхностного (1,5 м) слоя снега,  $\delta D$  (*б*) и  $dxs$  (*a*). Для D точками показаны результаты измерения отдельных образцов, а линией — среднее по результатам исследований 58-й и 59-й РАЭ. Для  $dxs$  показаны только средние значения; *в* — поверхностная (20 см) плотность снега, отдельные значения (точки) и скользящее среднее по трем точкам (линия); *г* — накопление снега за 2013 г., отдельные значения (точки) и скользящее среднее по трем точкам (сплошная линия). Пунктирными линиями показан доверительный интервал средних значений ( $\pm 1\sigma$ ); *д* — глубина залегания семи внутренних горизонтов отражения, обнаруженных с помощью радиолокации. Числа справа — оценка возраста этих горизонтов.

Проведенные нами гляциологические работы позволили определить пространственную изменчивость накопления снега между январем 2013 и январем 2014 г. (рис. 3г). Даже несмотря на относительно высокий уровень «стратиграфического шума», типичный для районов с малой аккумуляцией (Екакин et al., 2002), можно четко видеть квазипериодическую изменчивость прироста высоты снежного покрова. На расстоянии всего лишь в несколько сотен метров накопление снега меняется в 14 раз, от 1,2 до 16 см, что эквивалентно 4–56 мм в.э., согласно данным по плотности снега, представленным на рис. 3в. Разброс значений оказался большим, чем указан в работе (Frezzotti et al., 2002b) (7–35 мм в.э.). При этом среднее накопление снега составило 25 мм в.э., что близко величине, полученной за тот же период на снегомер-

ном полигоне станции Восток (23 мм в.э.). Если количество осадков, выпадающих в районе мегадюн и на станции Восток, одинаково, это означает, что в нашем случае не наблюдается усиленной сублимации снега в районе мегадюн, отмеченной в других работах (Frezzotti et al., 2004).

Плотность поверхностного (20 см) слоя снега не обнаруживает существенной пространственной изменчивости (рис. 3в), а среднее значение плотности (0,34 г/см<sup>3</sup>) очень близко результатам измерений на полигоне станции Восток в декабре 2013 г. (0,335 г/см<sup>3</sup>).

Во время полевых работ нам также не удалось обнаружить визуально заметной разницы между характером снежной поверхности на разных участках мегадюн. В зоне сниженной аккумуляции мы не обнаружили развития «глянцевых поверхностей», а в зоне повышенного накопления — поля заструг.

На рис. 3б показан профиль изотопного состава ( $\delta D$ ) верхнего полуметрового слоя снега. Отчетливо видна волна с амплитудой около 20 ‰ и длиной, сопоставимой с длиной мегадюн. Наблюдается отрицательная корреляция (с коэффициентом  $-0,35$ ) между изотопным составом и скоростью накопления снега. Похожая картина — хотя и в меньшем пространственном масштабе — наблюдалась ранее в районе снегомерного полигона станции Восток (Екаюкин et al., 2002). Мы объясняем такое распределение изотопного состава различной интенсивностью постдепозиционных изменений свойств снега в зонах с повышенной и пониженной аккумуляцией. Чем меньше скорость накопления снега, тем медленнее данный слой снега удаляется из активной поверхностной зоны, где и происходит большая часть постдепозиционных изменений, тем сильнее итоговое обогащение этого слоя тяжелыми изотопами воды (Town et al., 2008). Этот процесс может быть дополнительно усилен повышенной проницаемостью снега в районе мегадюн (Albert et al., 2004), что приводит к большей толщине активной зоны. Предложенный механизм не противоречит наблюдаемому поведению эксцесса дейтерия ( $dxs = \delta D - 8 \delta^{18}O$ ) (рис. 3а), поскольку в ходе постдепозиционных изменений  $\delta D$  и  $dxs$  меняются разнонаправлено (Winkler et al., 2013).

Альтернативное объяснение отрицательной связи между изотопным составом и скоростью накопления снега было предложено в (Екаюкин et al., 2002). Поскольку зимой кристаллики снега мельче, а скорость ветра выше, зимние осадки гораздо легче подвержены ветровому перераспределению по сравнению с летними. В этом случае в эрозионной зоне доля летних осадков должна быть существенно больше, чем в аккумулятивной зоне, что также приводит к отрицательной связи между  $\delta D$  и  $dxs$  вследствие отрицательной связи между ними в годовом цикле.

Имеющиеся у нас данные не позволяют установить, какой из механизмов, «постдепозиционный» или «метелевый» (или оба), ответственен за наблюдаемое явление. Возможно, что ответ на этот вопрос будет получен после измерения «<sup>17</sup>O-excess» (Landais et al., 2012) в снеге мегадюн. Дело в том, что в случае постдепозиционных процессов <sup>17</sup>O-excess и  $\delta D$  связаны друг с другом отрицательно (Winkler et al., 2013), а в ходе годового цикла — положительно (Landais et al., 2012).

Мы использовали РЛ-данные, в которых хорошо видны слои отражения, маркирующие положение дюны в прошлом (рис. 3д), чтобы оценить горизонтальную скорость их перемещения.

Для этого прежде всего был оценен возраст каждого отражающего горизонта по модели глубина–возраст, разработанной для района станции Восток (Екаюкин et

al., 2014). Было установлено, что самый верхний горизонт имеет возраст около 120 лет, а самый нижний — порядка 460 лет. По перемещению характерных точек дюны (гребней и ложбин) прослежено перемещение дюны и рассчитана средняя скорость перемещения, которая составила  $5,5 \pm 1,3$  м/год. Это точно соответствует значению скорости перемещения дюн 5 м/год, полученному в работе (Frezzotti et al., 2002b). Легко подсчитать, что при такой скорости перемещения дюна сдвигается на одну длину волны за 340 лет.

При движении дюны перемещаются и все связанные с ней аномалии свойств снежной поверхности, включая накопление и изотопный состав снега. Поэтому ледяной керн, пробуренный в любой точке мегадюны, показал бы циклические изменения этих параметров с периодом порядка 340 лет, связанные не с климатической изменчивостью, а с движением дюны.

Построим расчетный профиль изотопного состава керна, который наблюдался бы в керне, пробуренном в точке MD00.

На рис. 4а показаны временные изменения скорости накопления снега (черная сплошная линия) и изотопного состава (пунктир), которые наблюдались бы при прохождении дюны через точку MD00. Чтобы построить эти кривые, мы разделили расстояние каждой точки на рис. 3а и 3г на установленную выше скорость перемещения дюны. На рис. 4а также показана (серой сплошной линией) климатическая изменчи-

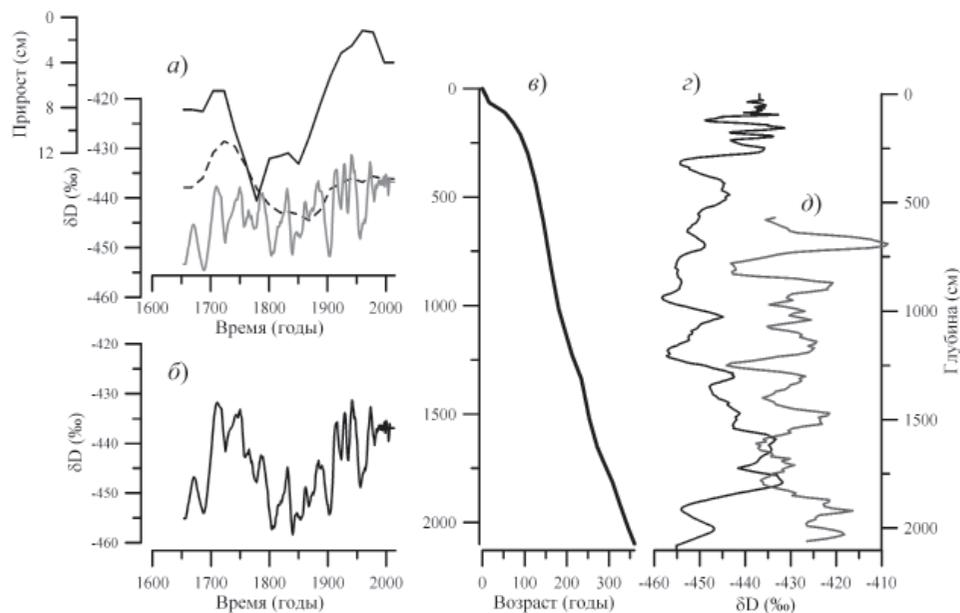


Рис. 4. Модельный изотопный профиль в точке MD00: а — неклиматические колебания снегонакопления (сплошная черная линия) и изотопного состава (пунктир), рассчитанные с использованием данных, показанных на рис. 3 б и г. Сплошная серая линия — климатически обусловленные колебания снегонакопления, взятые из (Екакин et al., 2014); б — комбинация климатической и рельефообусловленной компонент изотопного состава, показанных на рис. 4 а и б; в — функция глубина–возраст для точки MD00; г — модельный вертикальный профиль изотопного состава для точки MD00; д — вертикальный профиль изотопного состава из скважины NVFL-1 (район Купола Б).

вость изотопного состава снега в районе ст. Восток по данным (Eckaykin et al., 2014). Обращает на себя внимание сходный характер изменения обеих компонент общей изменчивости изотопного состава снега (рельефообусловленной и климатической). Сложив обе эти компоненты, мы получаем ожидаемую изменчивость изотопного состава снега в точке MD00 (рис. 4б). Затем мы трансформируем эту кривую в вертикальный профиль изотопного состава снега, используя функцию глубина–возраст, представленную на рис. 4в и учитывающую существенную изменчивость скорости накопления, связанную с перемещением дюны (рис. 4а). Результирующий вертикальный профиль представлен на рис. 4г.

Наш модельный вертикальный профиль визуально мало чем отличается от любого вертикального профиля изотопного состава, полученного в области низкой скорости аккумуляции снега в Восточной Антарктиде (т.е. не имеет сезонного цикла). В качестве примера на рис. 4д показан изотопный профиль, полученный по керну скважины NVFL-1 (77,0888° ю.ш. и 95,3789° в.д., в окрестностях Купола Б), пробуренной в январе 2008 г.

В случае модельного профиля мы знаем, что наблюдаемый «сигнал» связан, главным образом, с перемещением мегадюны, но как разделить климатическую изменчивость и связанный с рельефом шум в реальном керне?

Общепризнано, что районы мегадюн являются неподходящим местом для бурения льда с целью изучения палеоклимата, но это не означает, что области Антарктиды за пределами мегадюн также не подвержены неклиматической, рельефообусловленной изменчивости.

Например, в окрестностях Южного полюса мегадюны не развиты, но детальная топосъемка местности выявила дюноподобные структуры с типичной амплитудой порядка нескольких метров и длиной волны до нескольких километров — см. рис. 8 в (Van der Veen et al., 1999) и рис. 2 в (Hamilton, 2004). В отличие от мегадюн, эти холмы не вытянуты, а скорее округлые в плане. Авторы предполагают, что данные формы рельефа не стационарны, а перемещаются в пространстве, что вызывает неклиматические колебания скорости снегонакопления с периодом несколько сотен или даже тысяч лет. Похожие структуры были недавно обнаружены в районе станции Конен (Eisen et al., 2005).

Даже окрестности ледниковых куполов могут быть подвержены подобным эффектам. В частности, измерение изотопного состава керна из двух рядом расположенных скважин в районе Купола С показало очень слабую корреляцию между ними даже в масштабе столетий, что связывается с влиянием местной топографии (Benoist et al., 1982).

На Земле Королевы Мод ледяные керны, пробуренные на относительно небольшом расстоянии друг от друга, обнаруживают различные линейные тренды изменения скорости снегонакопления за последние 200 лет (Oerter et al., 2000), что может быть объяснено лишь влиянием неклиматических факторов.

В целом в районах с низкой скоростью снегонакопления отношение сигнала к шуму как для аккумуляции, так и для изотопного состава снега очень мало и составляет порядка 0,2 (Eckaykin et al., 2014). Шум, связанный с метелевым переносом снега и/или с постдепозиционными процессами, сильнее климатического сигнала даже в масштабе вековой изменчивости. Это означает, что для изучения климатической изменчивости с периодом меньше, чем  $10^3$ – $10^4$  лет, в области с низкой аккумуляцией

(которая охватывает большую часть Восточной Антарктиды (Arthern et al., 2006)) требуется более одного керна в каждой точке.

Влияние снежной топографии на распределение снега и его свойств известно и во многом изучено в масштабе от  $10^{-2}$  до  $10^1$  м (микрорельеф) и от  $10^3$  до  $10^6$  м (мегадюны и континентальный масштаб). При этом относительно мало известно об изменчивости в масштабе от  $10^1$  до  $10^3$  м, в диапазоне так называемых «мезодюн» (Екаукин et al., 2002; Eisen et al., 2008). Вероятно, перемещение мезодюн приводит к неклиматической временной изменчивости скорости накопления и изотопного состава снега с периодом несколько десятилетий за счет механизмов, близких тем, что описаны в настоящей работе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледяные керны — бесценный источник палеоклиматической информации, несмотря на неизбежные ограничения методов их исследования. Одним из таких ограничений является высокий уровень шума, который затрудняет изучение высокочастотной составляющей климатической изменчивости (от сезонной до нескольких тысячелетий), особенно в районах с низкой скоростью снегонакопления. Основные причины шума — взаимодействие снего-ветрового потока с топографией снежной поверхности, приводящее к крайне неравномерному отложению снега, а также пост-депозиционные процессы.

В настоящей работе мы представили первые результаты полевых исследований, выполненных в течение двух летних полевых сезонов в окрестностях антарктической станции Восток. Главным образом статья посвящена влиянию крупных форм рельефа поверхности ледника — мегадюн — на изотопный состав отложенного снега. Показано, что в пределах мегадюн наблюдается сильная пространственная изменчивость изотопного состава, отрицательно коррелирующая со скоростью накопления снега вследствие различной интенсивности постдепозиционных процессов и/или неравномерного отложения летних и зимних осадков.

Используя данные радиолокационного профилирования, мы смогли оценить горизонтальную скорость перемещения дюн, которая оказалась равной  $5,5 \pm 1,3$  м/год. Это позволило смоделировать временную изменчивость изотопного состава снега в отдельно взятой точке, которая наблюдалась бы при перемещении дюны через эту точку.

Опираясь на литературные данные, можно утверждать, что подобные неклиматические колебания широко распространены в Антарктиде, даже вне районов мегадюн.

Области развития мегадюн во многом являются уникальными местоположениями, где свойства снежного покрова кардинально меняются в пределах очень маленьких расстояний, что делает их пригодными для проведения различных экспериментов, направленных на изучение постдепозиционных процессов, моделирование условий, существовавших в ледниковые эпохи, и т.д.

В будущих работах мы планируем изучить пространственную изменчивость концентрации кислорода  $17$  и химического состава снега, содержания микрочастиц и прочих характеристик в районе «восточных» мегадюн.

*Логистические операции в Антарктиде были выполнены Российской антарктической экспедицией. Мы, в частности, благодарны В. Заровчатскому за помощь в полевых работах. Авторы также благодарят А. Цуридзотти и С. Урбини (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy) за предоставление георадара.*

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект 14-27-00030).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Долгушин Л.Д.* Географические наблюдения в Антарктиде. Сообщение 1-е // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 1. С. 28–47.
- Попов С.В.* Применение георадиолокации для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды в сезон 2012/13 г. // Лед и снег. 2014. № 4. (в печати).
- Albert M., Shuman C., Courville Z., Bauer R., Fahnestock M., Scambos T.* Extreme firn metamorphism: Impact of decades of vapor transport on near-surface firn at a low-accumulation glazed site on the east antarctic plateau // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 39. P. 73–78.
- Alberti M., Biscaro D.* Height variation detection in polar regions from icesat satellite altimetry // *Computers and Geosciences*. 2010. Vol. 36. P. 1–9.
- Anschutz H., Eisen O., Rack W., Scheinert M.* Periodic surface features in coastal East Antarctica // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. P. 1–5.
- Anschutz H., Eisen O., Oerter H., Steinhage D., Scheinert M.* Investigating small-scale variations of the recent accumulation rate in coastal Dronning Maud Land, East Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 46. P. 14–21.
- Arcone S.A., Jacobel R., Hamilton G.* Unconformable stratigraphy in east antarctica: Part i. Large firn cosets, recrystallized growth, and model evidence for intensified accumulation // *J. Glaciol.* 2012a. Vol. 58. P. 240–252.
- Arthern R.J., Winebrenner D.P., Vaughan D.G.* Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. iii. D06107, doi:10.1029/2004JD005667.
- Benoist J.P., Jouzel J., Lorius C., Merlivat L., Pourchet M.* Isotope climatic record over the last 2.5 ka from dome c, Antarctica, ice cores // *Annals of Glaciology*. 1982. Vol. 3. P. 17–22.
- Bintanja R., Reijmer C.H.* A simple parameterization for snowdrift sublimation over Antarctic snow surfaces // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. P. 739–748. doi: 10.1029/2000JD000107
- Black H.P., Budd W.* Accumulation in the region of wilkes, wilkes land, Antarctica // *J. Glaciol.* 1964. Vol. 5. P. 3–15.
- Courville Z.R., Albert M.R., Fahnestock M.A., Cathles IV L.M., Shuman C.A.* Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. P. 1–11.
- Das I., Bell R.E., Scambos T.A., Wolovick M., Creyts T.T., Studinger M., Frearson N., Nicolas J.P., Lenaerts J.T. M., Van den Broeke M.R.* Influence of persistent wind scour on the surface mass balance of Antarctica // *Nature Geoscience*. 2013. Vol. 6. P. 367–371.
- Dixon D.A., Mayewski P.A., Korotkikh E., Sneed S.B., Handley M.J., Introne D.S., Scambos T.A.* Variations in snow and firn chemistry along us itase traverses and the effect of surface glazing // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. P. 515–535.
- Dreyfus G., Jouzel J., Bender M., Landais A., Masson- Delmotte V., Leuenberger M.* Firn processes and d15n: Potential for a gas-phase climate proxy // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 28–42.
- Eisen O., Rack W., Nixdorf U., Wilhelms F.* Characteristics of accumulation around the epica deep-drilling site in dronning maud land, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2005. Vol. 41. P. 41–46.
- Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., Van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A.A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspary S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G.* Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica // *Reviews of Geophysics*. 2008. Vol. 46. P. 1–39.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Barkov N.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V.* Spatial temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of vostok station: Implications for ice-core interpretation // *Annals of Glaciology*. 2002. Vol. 35. P. 181–186.

- Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Y., Shibaev Y.A.* Multiple climate shifts in the southern hemisphere over the past three centuries based on central antarctic snow pits and core studies // *Annals of Glaciology*. 2014. Vol. 55. P. 259–266.
- Fahnestock M.A., Scambos T.A., Shuman C.A., Arthern R.J., Winebrenner D.P., Kwok R.* Snow megadune fields on the east antarctic plateau: Extreme atmosphere-ice interaction // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 3719–3722.
- Frezzotti M., Gandolfi S., La Marca F., Urbini S.* Snow dunes and glazed surfaces in antarctica: New field and remote-sensing data // *Annals of Glaciology*. 2002a. Vol. 34. P. 81–87.
- Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S.* Snow megadunes in antarctica: Sedimentary structure and genesis // *J. Geophys. Res.* 2002b. Vol. 107. ACL P. 1–12.
- Frezzotti M., Pourchet M., Flora O., Gandolfi S., Gay M., Urbini S., Vincent C., Becagli S., Gagnani R., Proposito M., Severi M., Traversi R., Udisti R., Fily M.* New estimations of precipitation and surface sublimation in east antarctica from snow accumulation measurements // *Clim. Dyn.* 2004. Vol. 23. P. 803–813.
- Frezzotti M., Urbini S., Proposito M., Scarchilli C., Gandolfi S.* Spatial and temporal variability of surface mass balance near talos dome, East Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. P. 1–15.
- Fujita S., Maeno H., Furukawa T., Matsuoka K.* Scattering of vhf radio waves from within the top 700 m of the antarctic ice sheet and its relation to the depositional environment: A case-study along the syowa-mizuho-dome fuji traverse // *Annals of Glaciology*. 2002. Vol. 34. P. 157–164.
- Fujita S., Holmlund P., Andersson I., Brown I., Enomoto H., Fujii Y., Fujita K., Fukui K., Furukawa T., Hansson M., Hara K., Hoshina Y., Igarashi M., Iizuka Y., Imura S., Ingvander S., Karlin T., Motoyama H., Nakazawa F., Oerter H., Sjoberg L.E., Sugiyama S., Surdyk S., Strom J., Uemura R., Wilhelms F.* Spatial and temporal variability of snow accumulation rate on the east antarctic ice divide between dome fuji and epica dml // *The Cryosphere*. 2011. Vol. 5. P. 1057–1081.
- Goodwin I.D.* Snow accumulation surface topography in the katabatic zone of eastern wilkes land, Antarctica // *Science*. 1990. Vol. 2. P. 235–242.
- Gow A.J., Rowland R.* On the relationship of snow accumulation to surface topography at “Byrd station”, Antarctica // *J. Glaciol.* 1965. Vol. 5. P. 843–847.
- Gregory S.A., Albert M., Baker I.* Impact of physical properties and accumulation rate on pore close-off in layered firn // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. P. 91–105.
- Hamilton G.S.* Topographic control of regional accumulation rate variability at south pole and implications for ice-core interpretation // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 39. P. 214–218.
- Karolof L., Winebrenner D.P., Percival D.B.* How representative is a time series derived from a firn core? A study at a low-accumulation site on the antarctic plateau // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. P. 1–11.
- Kaspari S., Mayewski P.A., Dixon D.A., Spikes V.B., Sneed S.B., Handley M.J., Hamilton G.S.* Climate variability in west antarctica derived from annual accumulation-rate records from itase firn/ice cores // *Annals of Glaciology*. 2004. Vol. 39. P. 585–594.
- Landais A., Ekaykin A.A., Barkan E., Winkler R., Luz B.* Seasonal variations of 17o-excess and d-excess in snow precipitation at vostok station, East Antarctica // *J. Glaciol.* 2012. Vol. 58. P. 725–733.
- Mahalinganathan K., Thamban M., Laluraj C.M., Redkar B.L.* Relation between surface topography and sea-salt snow chemistry from princess elizabeth land, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2012. Vol. 6. P. 505–515.
- Oerter H., Wilhelms F., Jung-Rothenhausler F., Goktas F., Miller H., Graf W., Sommer S.* Accumulation rates in dronning maud land, antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores // *Annals of Glaciology*. 2000. Vol. 30. P. 27–34.
- Petere P., Pinglot F., Pourchet M., Reynaud L.* Accumulation distribution in terre adelie, antarctica: Effect of meteorological parameters // *J. Glaciol.* 1986. Vol. 32. P. 486–500.

- 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. P. 289–297.
- Richardson C., Aarholt E., Hamran S.-E., Holmlund P., Isaksson E.* Spatial distribution of snow in western Dronning Maud Land, East Antarctica, mapped by a ground-based snow radar // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 20343–20353.
- Rotschky G., Eisen O., Wilhelms F., Nixdorf U., Oerter H.* Spatial distribution of surface mass balance on Amundsen Plateau, Antarctica, derived from ice-penetrating radar studies // *Annals of Glaciology.* 2004. Vol. 39. P. 265–270.
- Scambos T.A., Frezzotti M., Haran T.V., Bohlander J., Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R., Jezek K., Long D., Urbini S., Farness K., Neumann T., Albert M., Winther J.-G.* Extent of low-accumulation ‘wind-glaze’ areas on the East Antarctic Plateau: Implications for continental ice mass balance // *J. Glaciol.* 2012. Vol. 58. P. 633–647.
- Severinghaus J.P., Albert M.R., Courville Z.R., Fahnestock M.A., Kawamura K., Montzka S.A., Mühle J., Scambos T.A., Shields E., Shuman C.A., Suwa M., Tans P., Weiss R.F.* Deep air convection in the firn at a zero-accumulation site, central Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters.* 2010. Vol. 293. P. 359–367.
- Swithinbank C.* Antarctica. U.S. Geol. Survey Prof. Rap. 1988. 1386-B.
- Thiery W., Gorodetskaya I.V., Bintanja R., Van Lipzig N.P.M., Van den Broeke M.R., Reijmer C.H., Kuipers Munneke P.* Surface and snowdrift sublimation at Princess Elizabeth Station, East Antarctica // *The Cryosphere.* 2012. Vol. 6. P. 841–857.
- Town M.S., Warren S.G., Walden V.P., Waddington E.D.* Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. 1–16.
- Van der Veen C.J., Mosley-Thompson E., Gow A., Mark B.G.* Accumulation at South Pole: Comparison of two 900-year records // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 31067–31076.
- Vladimirova D.O., Ekaykin A.A.* Climatic variability in Davis Sea sector (East Antarctica) over the past 250 years based on the “105 km” ice core geochemical data // *Geophysical Research Abstracts.* 2014. Vol. 16. P. 285.
- Whillans I.M.* Effect of inversion winds on topographic detail and mass balance on inland ice sheets // *J. Glaciol.* 1975. Vol. 14. P. 85–90.
- Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A.A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Inter-annual variation of water isotopologue at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapour // *PNAS.* 2013. 10.1073/pnas.1215209110.