

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 913.1

## Связь изменений высот поверхности Антарктического ледникового покрова с движением льда и потоков подледниковой воды

© 2013 г. В.М. Котляков, Л.Н. Васильев, А.Б. Качалин, М.Ю. Москалевский, А.С. Тюфлин

Институт географии РАН, Москва

leonid-vasiliev@yandex.ru

Статья принята к печати 22 августа 2013 г.

Антарктида, деформация, когерентность, подледниковые потоки воды, скорость движения льда.  
Antarctica, deformation, coherence, ice velocity, subsurface water flow.

Рассматриваются феноменологические и экспериментальные аргументы, подтверждающие, что колебания ледниковой поверхности Антарктиды связаны с движением льда и потоками подледниковой воды. Движение элементов ледниковых масс сопровождается их деформацией. При движении льда со скоростью 2–5 м/год колебания поверхности обусловлены потоками подледниковой воды, их подъёмами и сбросами в подледниковые озёра. По альтиметрическим измерениям со спутника ICESat, на основании когерентности вертикальных профилей движущейся поверхности определена связь скорости движения льда в интервале от четырёх месяцев с возникающими деформациями элементов сплошного ледового тела.

### Введение

Альтиметрические измерения с космической системы ICESat значительно расширили наши представления о пространственно-временных флуктуациях поверхности ледникового покрова Антарктиды. Однако происхождение этих флуктуаций и причины их возникновения ещё недостаточно ясны. Сейчас появилась некоторая возможность найти связь колебаний поверхности со скоростями движения льда. Внешние силы — это причина движений, а деформации — их результат, поэтому, не рассматривая движений, нельзя получить полную картину возникновения деформаций.

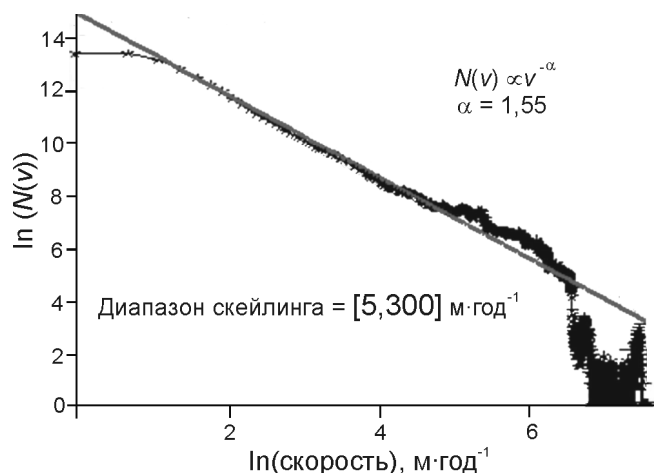
В настоящей статье сначала мы проанализируем распределение скоростей движения льда, а затем рассмотрим методику использования лазерной альтиметрии космического аппарата ICESat, которая позволяет трансформирование измерений вдоль треков во всех кампаниях свести в единую систему координат и определить колебания ледовой поверхности. Основная часть исследования направлена на выявление связи между деформациями элементов ледовой поверхности со скоростями дви-

жения льда на основании измерений с ICESat скоростей движения (2–3 раза в год) и флуктуаций поверхности.

В статье доказывается, что степень частичной когерентности начального и смещённого вертикального профиля поверхности обусловлена уменьшением степени подобия и величинами деформаций. Учитывая пространственный интервал измерений ICESat, равный 175 м, процесс связи скорости движения льда с деформацией поверхности рассмотрен для скоростей от 200 м/год. Найденные зависимости характерны для динамики всего ледникового покрова Антарктиды.

### Методика исследований

Одним из значительных достижений Международного полярного года 2007–2008 стало создание цифровой карты скоростей движения льда в Антарктиде. Эта карта получена в результате кооперации четырёх космических агентств — NASA, ESA, CSA (Канада), JAXA (Япония) — путём комбинации интерферометрических радарных космических измерений с синтезированной апертурой, выполненных в



**Рис. 1.** Степенное распределение скорости движения льда в Антарктиде [12].

На графике, построенном в двойном логарифмическом масштабе,  $N(v)$  означает количество клеток со скоростью  $v$

**Fig. 1.** Power low law dependence on ice velocity in Antarctica derived from data [12].

Log-log plot  $N(v)$  against  $v$ .  $N(v)$  – the number of cells with velocity  $v$

1996–2008 гг. [12]. Векторы скоростей даны на прямоугольной сетке, размером  $6223 \times 6223$  пкс, с пространственным разрешением 900 м. Сеть скоростей движения льда представляет собой макроскопическую систему.

Невозможно одновременно описать динамическую эволюцию всех частей этой системы, поэтому необходимо понять её поведение в целом. Благодаря взаимодействию многих компонентов сети векторов скорости система функционирует как целостная. Именно на целостные свойства сети скоростей указывают некоторые признаки. Так, характерное свойство целостности заключается в степенном распределении объектов (скоростей), когда сама система сложена из частей, не имеющих характерного размера. Возникает масштабная инвариантность состояния для всей системы, а показатель степени распределения скоростей близок к единице. Одновременно существуют максимальные и минимальные значения скорости с нарушением степенного распределения вне области промежуточной асимптотики.

Рис. 1 иллюстрирует степенное распределение скоростей движения льда в Антарктиде с помощью графика в двойном логарифмическом масштабе с показателем степени 1,55. Распределение скоростей следует сопоставить с их пространственным положением. Из опублико-

ванной [6] карты Антарктиды Bedmap2 с ячейками, размером  $1 \times 1$  км, следует, что площадь шельфа занимает 11,7%. На шельфовых ледниках ледовые массы двигаются с максимальными скоростями, поэтому диапазон этих скоростей находится в правой части графика рис. 1. Легко рассчитать, что 11,7% всех ячеек в шельфовой зоне находится в интервале скоростей от 151 до 1200 м/год. В соответствии с этим интервал скоростей на ледниковом покрове составляет 3–150 м/год. Значения скоростей делятся на две области вследствие разных условий движения льда. Шельфовые ледники движутся с ускорением  $5 \text{ м/год}^2$  при начальной скорости 900 м/год.

Мы попытаемся найти связь между колебаниями высот поверхности со скоростями движения элементов ледовых масс и сопровождающей их деформацией. В основу исследования положена зависимость возникающей деформации от степени временной когерентности вертикальных профилей через определённые интервалы времени.

Проекции орбит ICESat в разных кампаниях обычно не совпадают, как и положение лазерных пятен смещается вдоль трека. Для измерения колебаний высот в пределах лазерных пятен необходимо привести все измерения вдоль каждого трека в одну систему координат. Трансформирование измерений заключается в интерполяции высот по трёхмерной модели ледовой поверхности Антарктиды с пространственным разрешением 500 м вдоль направлений осей координат. Для минимизации вводимых поправок высоты измерения вдоль треков во всех кампаниях преобразуются к одному из треков, занимающему среднее положение в этом множестве. Коррекция высот  $\Delta h$  определяется в виде  $\Delta h = \Delta x \tan \alpha_x + \Delta y \tan \alpha_y$ , где  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  – расстояния до корректируемой точки, а  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$  – уклоны поверхности вдоль направлений, параллельных осям координат, определяемые на основе трёхмерной модели. В результате все измерения высот вдоль треков во всех кампаниях приводятся в единую систему координат, позволяющую определять изменения высот в каждой точке.

Процесс интерполяции предусматривает, что измерения вдоль трека должны представлять собой монотонные последовательности вещественных чисел в интервале интерполяции. Несмотря на малый уклон поверхности ( $10\text{--}40^\circ$ ), она, тем не менее, изобилует переги-

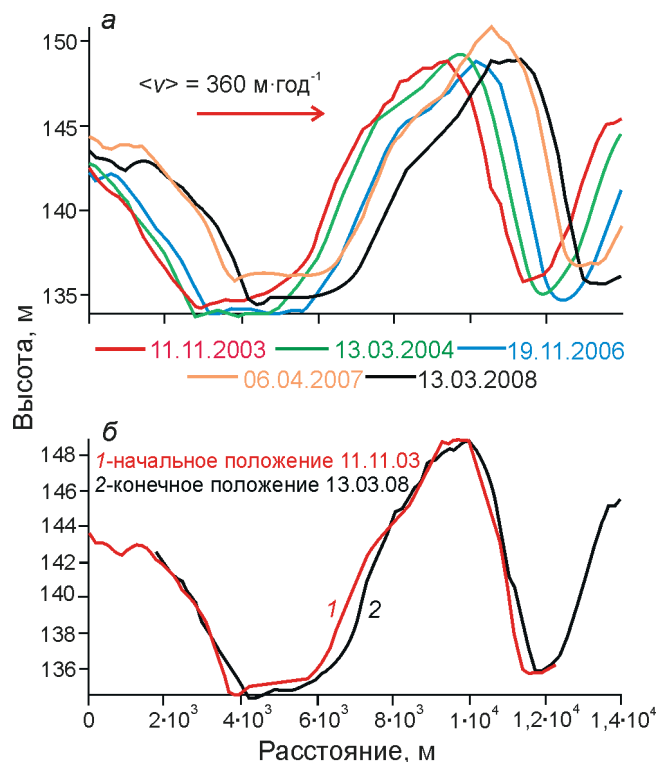
бами, поэтому интерполяция высот проводится на промежутках кусочно-гладких участков. Используемая технология интерполяции проверена на разных участках треков. Пространственный интервал измерений (спейсинг) вдоль трека составляет 175 м. Если использовать измерения через два интервала, то вместо трёх отсчётов (0, 1, 2) останется только два (0, 2). Путём интерполяции вдоль трека можно вычислить высоту в точке 1 и сравнить её с фактически измеренной.

Трансформирование точек всех треков с одним и тем же номером в одну систему выполняется в интервале интерполяции вдоль треков 0–175 м (совмещение лазерных пятен). При совмещении треков в разных кампаниях максимальный интервал отклонения от среднего положения составляет 0–150 м. Ожидаемые отклонения интерполяционных значений получены путём сравнения фактических высот точек  $A_{i+1}$  в последовательности  $A_i, A_{i+1}, A_{i+2}$  с интерполяционным значением  $A'_{i+1} = (A_i + A_{i+2})/2$  в интервалах 0–350 м. Отклонения интерполяционных значений на участках треков, длиной 1000 км, подчиняются нормальному распределению с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением, равным 7 см. Эта величина обусловлена не интерполяцией, а погрешностями измерений в точках  $[i, i + 2]$ . Измерения в отдельных точках оцениваются среднеквадратическим отклонением порядка 5 см, поэтому результат интерполяции по двум соседним точкам возрастает в  $\sqrt{2}$ .

Алгоритм интерполяции вдоль треков применён для определения высот в точках пересечения треков в каждой кампании [1]. В этом случае треки пересекаются в интервале от нескольких часов до одного месяца, что позволяет определять колебания высот в отдельных точках поверхности на высоких частотах. Установлено, что максимальные отклонения одноименных треков в разных кампаниях не превышают 150 м, поэтому интерполяция высот не может приводить к значимым ошибкам при сопоставлении высот в разных кампаниях.

#### Определение скорости движения и деформации льда по измерениям ICESat

В сплошном ледовом теле выделяются элементы, которые взаимодействуют в процессе движения. Эти элементы достигают длины 10 км. Перемещение элемента сплошного лед-



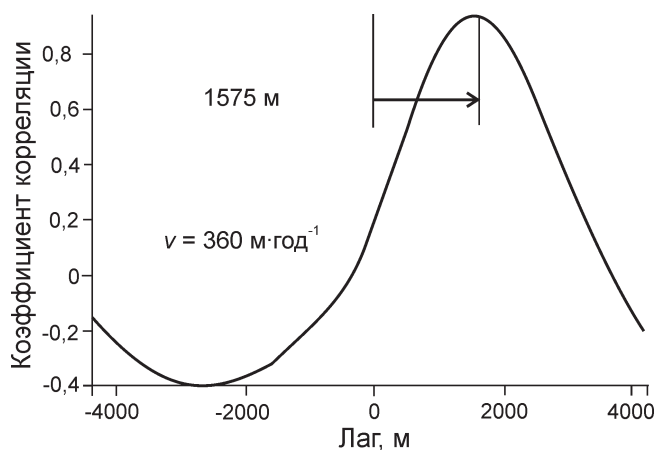
**Рис. 2.** Движение участка вертикального профиля ледовой поверхности со средней скоростью 360 м/год вдоль трека 302 в ледосборном бассейне Ламберта в переходной зоне:

результат обратного смещения вертикального профиля (а) для совмещения с его начальным положением вдоль этого трека (б). Степень когерентности  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0,94$ , среднеквадратическое отклонение высот  $\sigma = 0,74$  см

**Fig. 2.** Ice flow represented in the vertical profile moving with velocity 360 m/yr along track 302 in the Lambert Glacier catchment, transition zone.

and reversion of the vertical profile (a) to coincide with initial position along this track (b). Level of coherence  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0,94$ , standard deviation of elevation  $\sigma = 74$  cm

никового тела представлено на рис. 2, а. Рассмотрим некоторую часть вертикального профиля, ограниченного двумя закреплёнными точками и отнесённого к начальному времени  $t_0$ . В процессе движения ледовой массы эта часть профиля переместится в новое положение, соответствующее времени  $t_1 = t_0 + \Delta t$ . Смещение части вертикального профиля вызывает изменение высот в закреплённых точках. Для определения деформации движущейся поверхности (части профиля) необходимо сопоставить профиль элемента тела во время  $t_0$  и  $t_1$ . Для этого возвратим элемент тела, соответствующий времени  $t_1$ , в положение, отвечающее времени  $t_0$  (рис. 2, б). Это позволяет оценить



**Рис. 3.** Взаимная корреляционная функция начального и конечного вертикальных профилей вдоль трека 302 и определение скорости движения льда

**Fig. 3.** Cross-correlation function of initial and last vertical profiles along track 302 and ice velocity calculation

изменение формы тела, вызванное деформацией при движении. Разумеется, необходимо учитывать, что движение по наклонной плоскости ложа ледника может сопровождаться понижением основания элемента. Сравнение вертикальных профилей элемента, полученных во время  $t_0$  и  $t_1$ , будет характеризовать изменение его формы и деформацию.

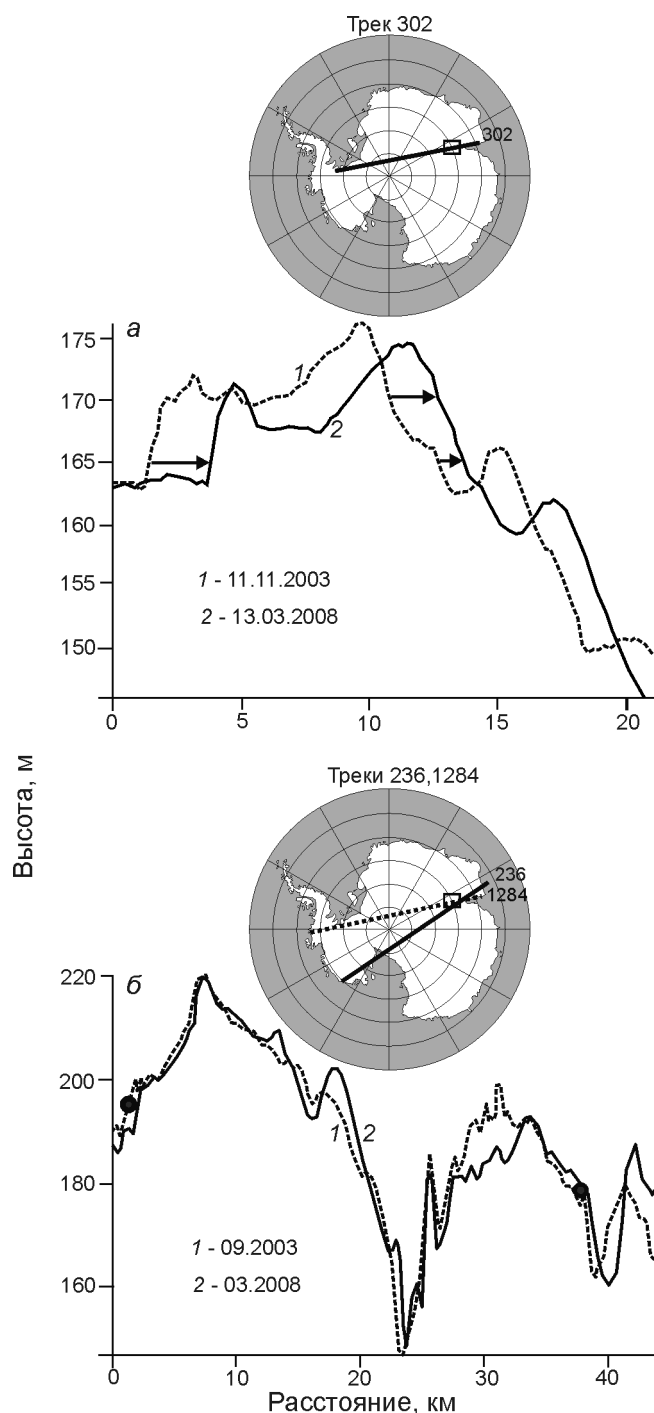
Вычисление скорости движения льда основано на когерентности начального и смещённого вертикальных профилей поверхности. Временная когерентность отражает связь между элементами вертикального профиля со смещённой и деформированной копией и определяется взаимной корреляционной функцией  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$  в различные моменты времени. В этом обозначении  $\Delta x$ , по смыслу, пропорционально временному интервалу. Максимум взаимной корреляционной функции соответствует степени когерентности. Смещённые вертикальные профили показывают частичную когерентность со значениями взаимной корреляционной функции в интервале  $0 < |\gamma_{1,2}(\Delta x)| < 1$ . Степень когерентности в данном случае характеризует нарушение подобия первоначального и смещённого вертикальных профилей в зависимости от времени. Заметим, что степень когерентности оценивает нарушение подобия только на качественном уровне. Величины изменения поверхности определяются среднеквадратическим отклонением и значениями среднего.

Нарушение подобия выражается величинами деформации, возникающей главным образом при движении ледяного тела, особенно при скоростях свыше 100 м/год. Установлено, что уменьшение степени когерентности  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$  приводит к росту среднеквадратического отклонения высот точек профиля при его движении. Временная когерентность сохраняется на протяжении пяти лет измерений ICESat. Следовательно, в случае когерентности можно определять скорость движения льда вдоль профиля и его деформацию. На рис. 3 приведена взаимная корреляционная функция  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$  при смещении вертикального профиля для элемента, длиной 12,25 км, показанного на рис. 2, а. В случае когерентности  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$ , достигающей максимального значения,  $\Delta x$  определяет смещение элемента тела, а следовательно, и его скорость. Если  $0 < \gamma_{1,2}(\Delta x) < 1$ , то колебания высот частично когерентны и  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$  представляет собой степень когерентности. В этом случае степень когерентности изменяется в результате деформации профиля по мере движения, что видно на рис. 4, а. Уменьшение максимума взаимной корреляционной функции двух последовательных профилей до 0,83 связано с деформацией профиля. Основываясь на теории частичной когерентности, мы используем взаимно-корреляционные функции с осреднением по пространству колебаний высот.

Движение льда сопровождается взаимодействием элементов сплошного тела. В результате происходят деформация элементов и изменение формы поверхности при сохранении их массы. Представим, что мы возвращаем смещённую часть вертикального профиля в его начальное положение. В этом случае можно определить изменение высот точек профиля  $A(t)$  при его смещении за время  $\Delta t$  как  $h = A(t + \Delta t) - A(t)$ . Величины изменений высот  $h$  за промежуток времени  $\Delta t$  можно определить среднеквадратическим отклонением  $\sigma_h$ , которое характеризует степень деформации поверхности. Естественно, это приводит к увеличению  $\sigma_h$ .

Нарушение подобия, связанное с деформацией поверхности, представлено на рис. 4, а. Среднеквадратическое отклонение высот вертикального профиля вдоль трека 302 за четыре года на разных участках возрастает и достигает 2,54 и 3,97 м при  $\gamma_{1,2}(\Delta x)$ , равных 0,84 и 0,78 соответственно. Изменение формы поверхности





показывает зависимость уровня частичной когерентности от их расчленённости. Вместе с тем, если рассматривать изменение поверхности в фиксированных точках, то за тот же промежуток времени, как и следовало ожидать,  $\sigma_h$  стремительно возрастёт до 5,7 м. В этом отчётливо проявляется связь изменений высот поверхности ледникового покрова со скоростью движения льда.

**Рис. 4. а.** 1 – смещение вертикального профиля при движении льда вдоль трека 302 с частичной когерентностью  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0,83$ ; движение льда сопровождается его заметной деформацией,  $\sigma = 2,54$  м; стрелки показывают разные величины горизонтального смещения частей профиля; 2 – смещение вертикального профиля при движении льда вдоль трека 302 с частичной когерентностью  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0,78$ ; движение льда сопровождается его заметной деформацией;  $\sigma = 3,97$  м.

**б.** Деформация поверхности вдоль вертикального профиля трека 236 в ледосборном бассейне Ламберта при движении льда поперёк линии тока; чёрные кружки обозначают точки пересечений трека 236 с треками 302 и 1284;  $\sigma = 5,41$  м

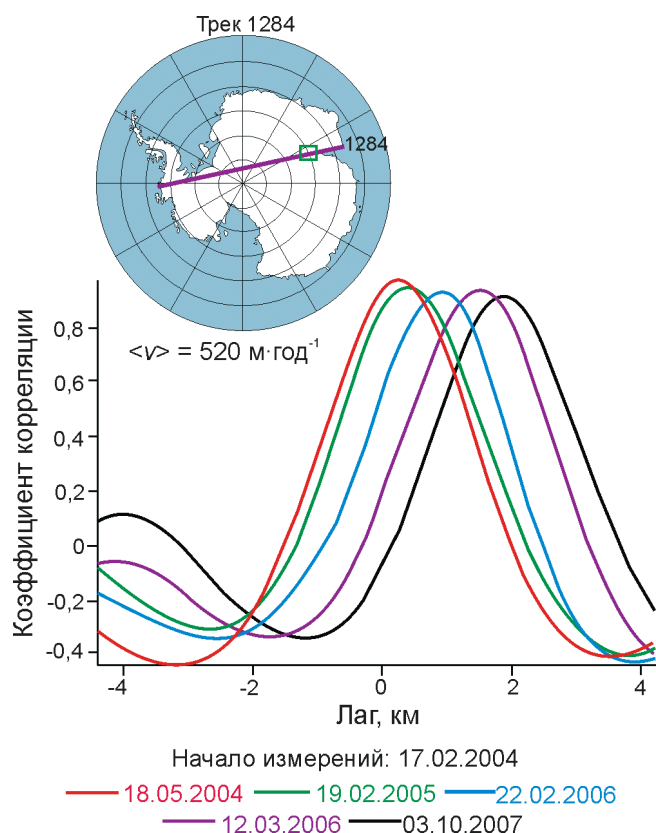
**Fig. 4. а.** 1 – shift of vertical profile by ice flow along track 302 with degree of partial coherence  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0.83$ ; ice velocity caused ice body to deform sharply  $\sigma = 2.54$  m; the arrows show different shifts of parts on the profile); 2 – shift of vertical profile by ice flow along track 302 with degree of partial coherence  $\gamma_{1,2}(\Delta x) = 0.78$ ; ice velocity caused ice body to deform sharply;  $\sigma = 3.97$  m

**б.** Surface deformation of the vertical profile 236 in the Lambert Glacier catchment across ice flow; black circles indicates crossovers track 236 with tracks 302 and 1284;  $\sigma = 5.41$  m

Иначе выглядит изменение высот вдоль вертикального профиля, расположенного поперёк вектора скорости движения ледника (см. рис. 4, б). На этом участке скорости движения элементов вертикального профиля, шириной около 40 км, возрастают с 500 до 600 м/год, т.е. элементы ледникового тела движутся с разной скоростью. Естественно, в таком случае последовательные поперечные профили не могут быть когерентны и деформация профиля выглядит неупорядоченной. Среднеквадратическое изменение высот  $\sigma_h = 5,41$  м при общем снижении поверхности на 0,32 м.

В завершение приведём ряд взаимно-корреляционных функций, определяющий последовательность смещения вертикального профиля вдоль трека 1284 и уменьшение уровня когерентности до 0,92 (рис. 5). Незначительное уменьшение уровня когерентности и соответственно степени деформации поверхности связано с движением в переходной зоне шельфового ледника Эймери. За время измерений ICESat в 2003–2009 гг. при скорости движения от 300 м/год длина когерентности достигает 2 км.

Связь подледниковой гидрологической системы и деформации ледниковой поверхности была обнаружена по альтиметрическим измерениям вдоль последовательных повторяющихся треков ICESat [1–3]. Высказано также предположение, что накопление воды на ложе и



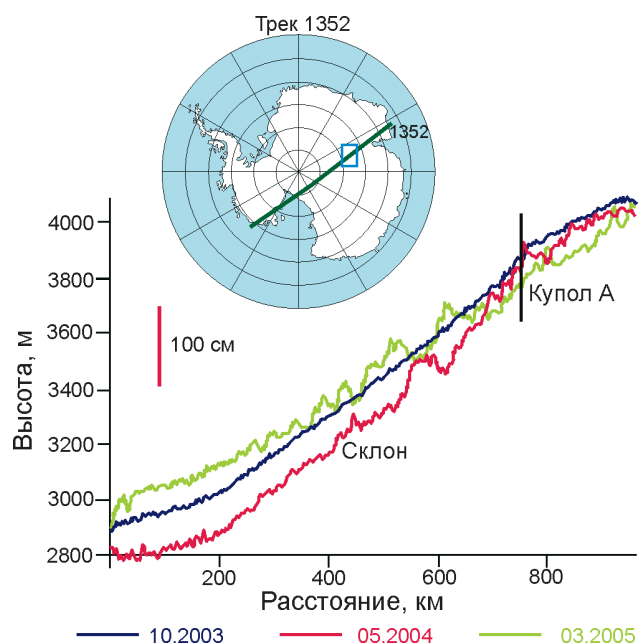
**Рис. 5.** Взаимные корреляционные функции начального и последовательных вертикальных профилей вдоль трека 1284 на шельфовом леднике Эймери.

Профили с частичной когерентностью в интервале значений 0,97–0,92 и  $\sigma = 0,60 \div 0,89$  м; продолжительность когерентности – 5 лет.

**Fig. 5.** Cross-correlation function of initial and subsequent vertical profiles along track 1284 on Amery ice shelf.

Vertical profiles with degree of partial coherence in the interval 0.97–0.92 and  $\sigma = 0,60 \div 0,89$  m; coherent length is 5 years

её растекание могут иметь циклический характер, составляющий около трёх лет [7]. Для развития этой идеи необходимо установить, что вызывает движение льда и всего ледникового покрова – присутствие подледниковой воды или её отсутствие. Проследим за изменением высот поверхности при скорости движения льда порядка 2–5 м/год на вертикальном профиле, показанном на рис. 6. Выберем профиль вдоль склона, совпадающий с направлением стока, и определим изменение высот. При подобной скорости движения льда по склону с уклоном порядка 5' изменение высот незначительно и находится за пределами чувствительности ICESat. Следовательно, причины флуктуации высот поверхности – это растекание подледниковой воды и её накопление [2–5, 7–11, 13–18].



**Рис. 6.** Взаимодействие потоков подледниковой воды с изменением высот поверхности в районе купола А вдоль трека 1352.

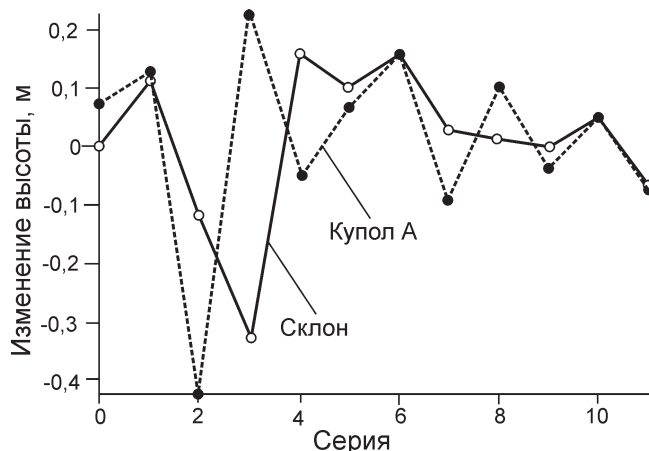
Изменения показаны в увеличенном вертикальном масштабе, обозначенном вертикальным отрезком

**Fig. 6.** Link between subglacial water flow and ice surface elevation change in an area of Dome A along track 1352.

The vertical scale is exaggerated and shown as a vertical bar

Этот процесс иллюстрирует рис. 7, где хорошо видно различное поведение двух участков на склоне вертикального профиля. Оно выражается в резком изменении высот, которое сохраняется в течение 3–4 месяцев, а затем исчезает. Колебания высот остаются теми же, но их величины находятся в пределах точности измерений и едва ли могут считаться статистически значимыми. Данный процесс – нерегулярный, а описанное явление в районе ледосборного бассейна на куполе А случилось за 5-летний период наблюдений один раз. Каскад подледниковых озёр был обнаружен вдоль трека 1352 [1]. Процесс накопления и сброса воды в каскаде подледниковых озёр может вызывать подъём и опускание поверхности вдоль ледниковых потоков, сформировавшихся в каналах ложа ледников. На склонах, где нет подледниковых озёр, подобные явления не наблюдаются.

Приведённые результаты достаточно чётко показывают отличие в интерпретации колебаний высот поверхности ледникового покрова в зависимости от скорости движения льда.



**Рис. 7.** Колебания высот поверхности на куполе А и склоне в 2004–2008 гг.

Опускание поверхности на 30 см за 4 месяца. Затем часть поверхности по склону поднимается примерно на 50 см. Колебания поверхности могут отражать воздействие потоков подледниковой воды

**Fig. 7.** Fluctuation of surface elevation on Dome A and along the slope in 2004–2008.

Sunk about 30 cm in during 4 month interval, a part of the ice sheet downstream rose about 50 cm. That change reflects a surge of water

Движение поверхности со скоростями более 300 м/год сопровождается изменениями высот в фиксированных точках, достигающими 10 м. При начальной скорости 900 м/год движение сопровождается ускорением 5 м/год<sup>2</sup>. Движение льда со скоростями 2–5 м/год не может вызывать заметных изменений высот. Следовательно, на гладких участках склона причины флуктуаций поверхности – неравномерное перемещение подледниковой воды и процессы её намерзания и таяния.

### Заключение

Получены убедительные доказательства связи скорости движения льда в Антарктике с колебаниями высот поверхности. Понимание этой связи основано на прослеживании положения и формы движущихся элементов сплошного ледяного тела по измерениям с помощью космической лазерной альтиметрической системы ICESat. Определение скорости основано на когерентности последовательных вертикальных профилей поверхности при их смещении. Движение элементов ледового тела сопровождается его деформацией. Признак деформации и нарушение подобия проявляются в уменьшении уровня частичной когерентности, а величина деформации

определяется непосредственно по изменению высот вертикального профиля. Другой источник флуктуации поверхности – потоки подледниковой воды, проходящие через подледниковые озёра и вызывающие нерегулярный подъём и опускание поверхности. Подобный процесс отмечен на куполе А и его склоне, где скорость движения льда составляет 2–5 м/год, что не может заметно влиять на изменение высот поверхности.

**Благодарности.** Материалы измерений ICESat любезно предоставлены National Snow and Ice Data Center, США.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 4, гранту РФФИ № 12-05-00107а и подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой Океан».

### Литература

1. Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С. Динамика поверхности над подледниковыми озёрами Антарктиды // Лёд и Снег. 2012. № 4 (120). С. 97–103.
2. Bell R.E. The role of subglacial water in ice sheet mass balance // Nature. 2008. Geoscience 1. P. 297–308.
3. Bell R.E., Studinger M., Shuman C.A., Fahestock M., Joughin I. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams // Nature. 2007. V. 445. P. 904–907. February. doi:10.1038/nature05554
4. Bingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. 2006. V. 440. P. 1033–1036.
5. Carter S.P., Fricker H.A., Blankenship D.D., Johnson J.V., Lipcomb W.H., Price S.F., Young D.A. Modeling 5 years of subglacial lake activity in the MacAyeal Ice Stream (Antarctica) catchment through assimilation of ICESat laser altimetry // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 206. P. 1098–1112.
6. Fratwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., Blankenship D.D., Casassa G., Callens D., Conway H., Cook A.J., Corr H.F., Damaske D., Damm V., Ferraccioli F., Forsberg R., Fujita S., Gim Y., Gogineni P., Griggs J.A., Hindmarsh R.C.A., Holmlund P., Holt J.W., Jacobel R.W., Jenkins A., Jokat W., Jordan T., King E.C., Kohler J., Riger-Kusk M., Langley K.A., Leitchenkov G., Lenschen C., Luyendyk B.P., Matsuoka K., Mouginot J., Nitsche F.O., Nogi Y., Nost O.A., Popov S.V., Rignot E., Rippin D.M., Rivera A., Roberts J., Ross N., Siegert M.J., Smith A.M., Steinhage D., Studinger M., Sun B., Tinto B.K., Welch B.C., Wilson D., Young D.A., Xiangbin C., Zirozzotti A. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 375–393.

7. Fricker H.A., Scambos T., Bindshadler R., Pakman L. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space // *Science*. 2007. V. 315. P. 1544–1548.
8. Fricker H.A., Scambos T. Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans ice streams, West Antarctica, 2003–2008 // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 190. P. 303–315.
9. Fricker H.A., Scambos T., Carter S., Davis C., Haran T., Joughin I. Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: application to a lake system beneath MacAyeal ice Stream, West Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2010. V. 56. № 196. P. 187–198.
10. Gray L., Joughin I., Tulaczyk S., Spikes V.B., Bindshadler R., Jezek K. Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic ice sheet through three dimensional satellite radar interferometry // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L03501. doi:10.1029/2004GL021387
11. Langley K.J., Kohler K., Matsuoka A., Sinisalo T., Scambos T., Neumann A., Muto J.-G., Winther P., Albert M. Recovery Lakes, East Antarctica: Radar assessment of subglacial water extent // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L05501. doi:10.1029/2010GL046094
12. Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Ice flow of the Antarctic ice sheet // *Science*. 2011. V. 333. P. 1427–1430.
13. Schroeder D.M., Blankenship D.D., Young D. Evidence for a water system transition beneath Thwaites Glacier, West Antarctica // *PNAS Early Edition*. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.13028228110
14. Siegert M.J., Carter S., Tabacco I., Popov S., Blankenship D.D. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes // *Antarctic Science*. 2005. V. 17. № 3. P. 453–460.
15. Siegert M.J., LeBrocq A., Payne A.J. Hydrological connections between Antarctic subglacial lakes, the flow of water beneath the East Antarctic Ice sheet and implications for sedimentary processes // *Glacial Sedimentary Processes and Products*. Special Publication / Eds. M.J. Hambrey et al.). 2007. № 39. Intern. Association of Sedimentologists. Malden, Massachusetts. P. 3–10.
16. Smith B.E., Fricker H.A., Joughin I.R., Tulaczyk S. An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008) // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 29. P. 573–595.
17. Stearns L.A., Smith B.E., Hamilton G.S. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods // *Nature*. 2008. *Geoscience*. № 1. P. 827–831.
18. Tikku A., Bell R., Studinger M., Clarke G.K.C., Tabacco I., Ferraccioli F. Influx to subglacial lake Concordia, East Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2005. V. 51. № 172. P. 96–104.

### Summary

The article provides phenomenological and experimental arguments that ice sheet surface fluctuation in Antarctica is mediated by ice velocity and subglacial water flow. To understand this link we use temporal coherence to refer to the comparison between vertical profile and a shifted profile along the repeat ICESat track. A profile shift due to ice velocity is determined from cross-correlation between initial and shifted profiles. Ice velocity induced fluctuation in surface elevation and deformation of the vertical profile. The degree of coherence indicates a decrease in similarity of moving vertical profiles and their deformation. The water flow beneath the ice sheet and over the subglacial lakes generates irregular rise and fall of the surface. Observations in area of Dome A and its slope have revealed such behavior of surface, where the surface is placid and ice velocity is measly 2–5 m/y.