

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

Том II

**ГЕОЛОГИЯ УРАНА,
ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ**

Москва
2011

УДК 504.0
ББК 26.2
Г35

Экстремальные природные явления и катастрофы : в 2 т. / Отв. ред. А.О. Глико;
ИФЗ РАН. – М. : ИФЗ РАН, 2010; 2011.

ISBN 978-5-91682-012-6

Г35 Т. 2 : Геология урана, геоэкология, гляциология / Отв. ред. В.М. Котляков, ИГ РАН;
отв. сост. А.Л. Собисевич, ИФЗ РАН; – М. : ИФЗ РАН, 2011.

ISBN 978-5-91682-014-0

Во втором томе коллективной монографии изложены результаты теоретических и экспериментальных исследований, связанных с изучением актуальных проблем современной геологии урановых месторождений, геоэкологии и гляциологии, имеющих целью обеспечение безопасности населения и важных промышленных объектов на территории Российской Федерации. Анализируются основные промышленно-генетические типы урановых месторождений; рассмотрены новые прогрессивные технологии добычи радиоактивных материалов; изучено поведение актинидов в условиях долгосрочного хранения и захоронения отработанного ядерного топлива. Полученные научные результаты отражают современные проблемы безопасности атомной энергетики.

Приведены новые научные данные, связанные с изучением эволюции Антарктического и арктических ледниковых покровов, от состояния которых зависит уровень Мирового океана. Достаточно внимания уделено геоэкологическим проблемам Северного Кавказа. Анализируются уникальные данные, полученные при проведении глубокого kernового бурения ледника на Западном плато вулканической постройки Эльбруса.

Изучены наиболее опасные геоэкологические процессы на территории РФ, которые могут привести к гибели людей, ранениям и потере здоровья, а также к значительным материальным ущербам; разработан специальный ГИС-проект, который является готовым к использованию продуктом со всеми элементами, присущими автоматизированной информационной системе специального назначения, содержащей развернутые базы данных.

Полученные новые научные результаты и разработанные технологии уже востребованы на практике.

Для специалистов в области наук о Земле, строительства и чрезвычайных ситуаций.

УДК 504.0
ББК 26.2

The Volume II of the collective monograph presents the results of both theoretical and experimental studies of actual problems of modern geology of uranium deposits, geoecology and glaciology in order to mitigate issues on public safety and potentially hazardous industrial facilities and consequent risks on the territory of Russian Federation. Primary types of industrial uranium ore deposits are analysed, new progressive technologies of prospecting of radioactive materials are considered, the behaviour of actinides in long-time storages and nuclear waste burial sites are studied. The results obtained represent modern safety problems of nuclear power engineering.

New scientific data related to evolution of glaciers in Arctic and Antarctica governing the global level of world ocean are presented. Specific attention is paid to geoecological problems in Northern Caucasus. Genuine data gathered in the course of deep core drilling on the Western plateau of the Elbrus volcano.

Most significant hazardous geoecological processes on the territory of Russian Federation, threatening populated areas in terms of human health and injury, substantial property damage are studied. The specialized geographical information system (GIS) is the database driven product with high level of automation and it has been developed in frames of the actual research initiative.

The new fundamental scientific results obtained and the new technologies developed are of particular interest for practical applications.

The book will satisfy the needs of specialists in Earth sciences, industrial construction applications and hazard assessment.

ISBN 978-5-91682-014-0
ISBN 978-5-91682-012-6

© Российская академия наук, 2011
© Коллектив авторов, 2011

БАЛАНС МАССЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Учреждение Российской академии наук Институт географии РАН

Изложена история изучения баланса массы Антарктического ледникового покрова на основе инструментальных оценок стока материкового льда и данных по аккумуляции снега. Определены границы и площади основных ледосборных бассейнов в Западной и Восточной Антарктиде и систематизированы данные по аккумуляции и стоку материкового льда в их пределах. За прошедшие 50 лет в Антарктиде заметно возросла интенсивность процессов аккумуляции-абляции. Баланс массы ледникового покрова Восточной Антарктиды был и остается положительным, а в Западной Антарктиде он был положительным в середине прошлого века и приобрел отрицательные значения в настоящее время. Вместе с тем баланс массы всего Антарктического ледникового покрова был и остается положительным, хотя прирост массы заметно сократился за последние 50 лет. Представлено теоретическое обоснование природы флуктуаций поверхности Антарктического ледникового покрова и оценено взаимодействие изменения высот поверхности с выпадением снега и метелевым переносом. Изменение высот поверхности соответствует винеровскому процессу броуновского движения, и на этом основании сделано предположение о существовании динамического равновесия Антарктического ледникового покрова.

ВВЕДЕНИЕ

В проблеме глобальных изменений важное значение имеет эволюция и режим Антарктического ледникового покрова. От его состояния и процессов, происходящих в разных частях ледника, зависит уровень Мирового океана. Ледниковый покров Антарктиды играет важную роль в формировании климата Земли и отражает

изменения климата, связанные с постоянным взаимодействием ледника с океаном и атмосферой.

Антарктический ледниковый покров – уникальный природный объект. Его масса составляет около 25 млн км³, а площадь превышает 12 млн км². Это вполне сопоставимо с великими ледниковыми щитами прошлого. Поэтому вполне естественен интерес к состоянию ледникового покрова Антарктиды и поиск ответа на вопрос, каким будет его режим в ближайшие десятилетия, – возможно, решающие для будущего человечества.

Основным показателем состояния Антарктического ледникового покрова служит его баланс массы. Современное состояние этого баланса и его изменения в прошлом оцениваются неоднозначно. Нет, в частности, единого мнения и по поводу величин снегонакопления и стока материкового льда – основных составляющих баланса массы Антарктиды. Необходимо знать не только величины современных аккумуляции и стока, но и ретроспективу их изменений в прошлом, как и будущие тенденции.

В этом исследовании мы приведем историю изучения баланса массы ледникового покрова Антарктиды и на основе оценок стока материкового льда и данных по аккумуляции снега в пределах основных ледосборных бассейнов покажем, как менялся этот баланс. Прежде всего, мы определили границы и площади ледосборных бассейнов и основные каналы стока в Западной и Восточной Антарктиде. Такой подход позволил систематизировать значительный объем информации, содержащейся в различных источниках и иногда исключенной из анализа. К сожалению, эти данные крайне неравномерно покрывают площадь Антарктиды, точность их невелика, а сами данные разновременны. Нет также надежных оценок жидкого подледникового стока, хотя таяние на ложе ледника существует.

В статье представлены первые результаты новых оценок снегонакопления, некоторая коррекция площадей ледосборных бассейнов и величин стока материкового льда на основе космической информации и моделирования. Правда, космические инструменты изучения Земли и, в частности, Антарктиды далеки от совершенства; они все еще находятся в самой начальной стадии развития. Продолжают оставаться сомнения и в адекватности современных моделей поведения Антарктического ледникового щита. Геофизические основания этих моделей, развитых преимущественно в 1990-х годах, с тех пор мало изменились, но результаты многих современных измерений уже не соответствуют этим моделям [Payne et al., 2006]. В последние годы утвердилось мнение о необходимости пересмотра природы изменений поверхности Антарктического ледникового покрова. Во многих работах, рассматривающих сезонные и годовые изменения поверхности щита по кратковременным измерениям радиолокационной аппаратурой ERS-1 и ERS-2, предпринимаются попытки определения баланса ледовых масс. В работе [Wingham et al., 2006] представлены попытки связать баланс массы Антарктического ледникового покрова за 1992–2003 гг. с изменением высот поверхности с пространственным разрешением около 10 км. Результаты оценок разных авторов различны, а погрешность менее чем за 10 лет нередко достигает 100 %, что сопоставимо с самим изменением [Rémy et al., 2002; Rémy, Frezzotti, 2006].

Предшествующие исследования изменений высот не располагали достоверными временными рядами атмосферных осадков, и поэтому понимание изменчивости сезонной и годовой аккумуляции не могло быть достоверным [Van der Veen, 1993]. В настоящей работе оценка поступления снежных масс и их связь с изменением реальной поверхности основана на сочетании измерений высот ICESat и суточных атмосферных осадков в одноградусной сетке, полученных по программе глобальных атмосферных осадков (GPCP) [Котляков и др., 2007, 2009].

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Начиная с открытия материка Антарктиды в 1820 г. русской экспедицией под руководством Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева интерес к состоянию Антарктического ледникового покрова никогда не ослабевал. Экспедиции Уэдделла (1822–1823), Дюмонд'Юрвиля (1838–1840), Уилкса (1840), Росса (1841), Джерлаха (1898), Норденшельда и Ларсена (1902), Дригальского (1902), Скотта (1902 и 1912), Ширазе (1911), Моусона (1912), Шеклтона (1908), Фильхнера (1912), Амундсена (1912), Бёрда (1928–1941), Уилкинса (1928), Элсуэрта (1933–1939) исследовали шельфовые ледники, получили важные данные о

положении края выводных ледников и определили границы некоторых ледоразделов.

Первые массовые инструментальные измерения аккумуляции, прямые и дистанционные измерения толщин и скоростей течения льда в периферийной зоне Антарктического ледникового покрова были проведены во время Международного геофизического года (МГГ). Такой качественный скачок был предопределен самой идеей МГГ: использовать самые современные технологии, рожденные второй мировой войной, для изучения природы Земли. По результатам МГГ удалось сформировать первые представления о размерах и границах основных дренажных систем: был определен главный ледораздел, разделяющий Восточную и Западную Антарктиду, и нанесены на карту 12 основных ледосборных бассейнов (рис. 1, а). МГГ дал импульс целой серии национальных и международных проектов по изучению выводных ледников и ледяных потоков Антарктиды. Последовавшие за МГГ гляциологические проекты принесли значительную информацию о высотах поверхности в центральных районах Антарктиды. Это позволило в конце 1970-х годов уточнить границы уже существующих и выделить ряд новых ледосборных бассейнов (рис. 1, б). Все последующие исследования касались в основном уточнения границ и площадей бассейнов, а также выделения внутри них отдельных дренажных систем.

Надо понимать, что единовременное получение данных по такой обширной территории, как Антарктический ледниковый покров, крайне сложно даже сейчас. Поэтому первые оценки аккумуляции снега и стока материкового льда, сделанные в середине XX в., стали в настоящем исследовании отправной точкой. Широкое развитие дистанционного зондирования в последней декаде XX – начале XXI в. позволило получить новые данные об аккумуляции снега и изменениях высоты поверхности, уточнить границы ледосборных бассейнов, положение линии налегания основных выводных ледников Антарктиды и скорости движения льда в них. Эти данные послужили основой для оценки баланса массы Антарктического ледникового покрова в конце прошлого столетия. Все более поздние дополнения уточняют границы и соответственно площади этих бассейнов и позволяют выделить внутри уже существующих бассейнов более мелкие дренажные системы (рис. 1, в).

В последние годы получены новые данные с комплекса космических систем: материалы лазерной альтиметрии (ICESAT), спутниковой гравиметрии (GRACE); микроволновые и инфракрасные измерения и вертикальное зондирование в рамках климатического проекта глобальных осадков (GPCP), радарная интерферометрия (inSAR) для измерения скорости течения льда. Использование этих многообразных данных позволило скорректировать оценки стока материкового льда и определить алгоритм получения данных по аккумуляции на основе дистанционной информации по атмосферным осадкам.

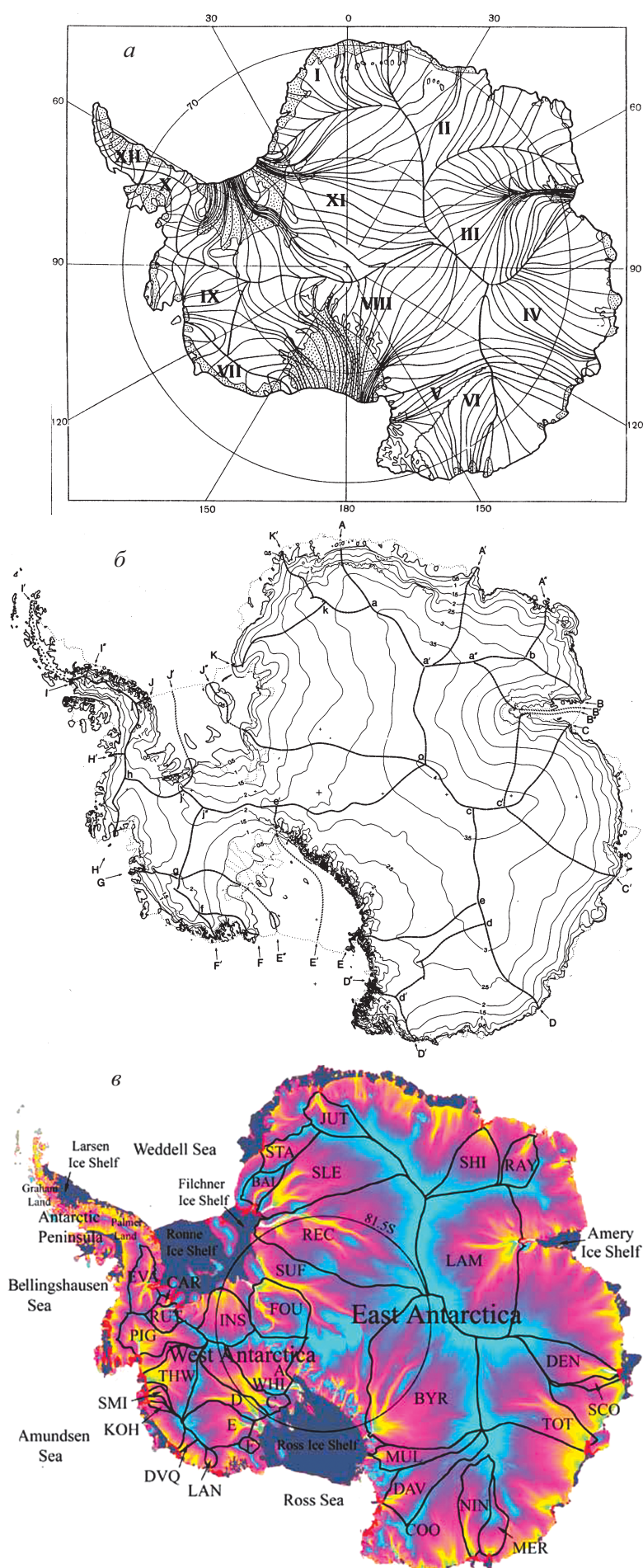


Рис. 1. Эволюция представлений о ледосборных бассейнах Антарктического ледникового покрова. а – 1950–1960-е годы [Котляков, 1994]; б – 1970–1980-е годы [Giovinetto, Bentley, 1985]; в – 1990-е годы. Обозначения выводных ледников: PIG – Pine Island, THW – Thwaites, SMI – Smith, KOH – Kohler, DVQ – DeVicq, LAN – Land, WHI – Whillans, A-F – A-F Streams, BYR – Byrd, MUL – Mulock, DAV – David, COO – Cook, NIN – Ninnis, MER – Mertz, TOT – Totten, DEN – Denman, SCO – Scott, LAM – Lambert, RAY – Rayner, SHI – Shirase, JUT – Jutulstraumen, STA – Stancomb-Wills, BAI – Bailey, SLE – Slessor, REC – Recovery, SUF – Support-Force, FOU – Foundation, INS – Institute, RUT – Rutford, CAR – Carlson, EVA – Evans [Rignot, 2002]

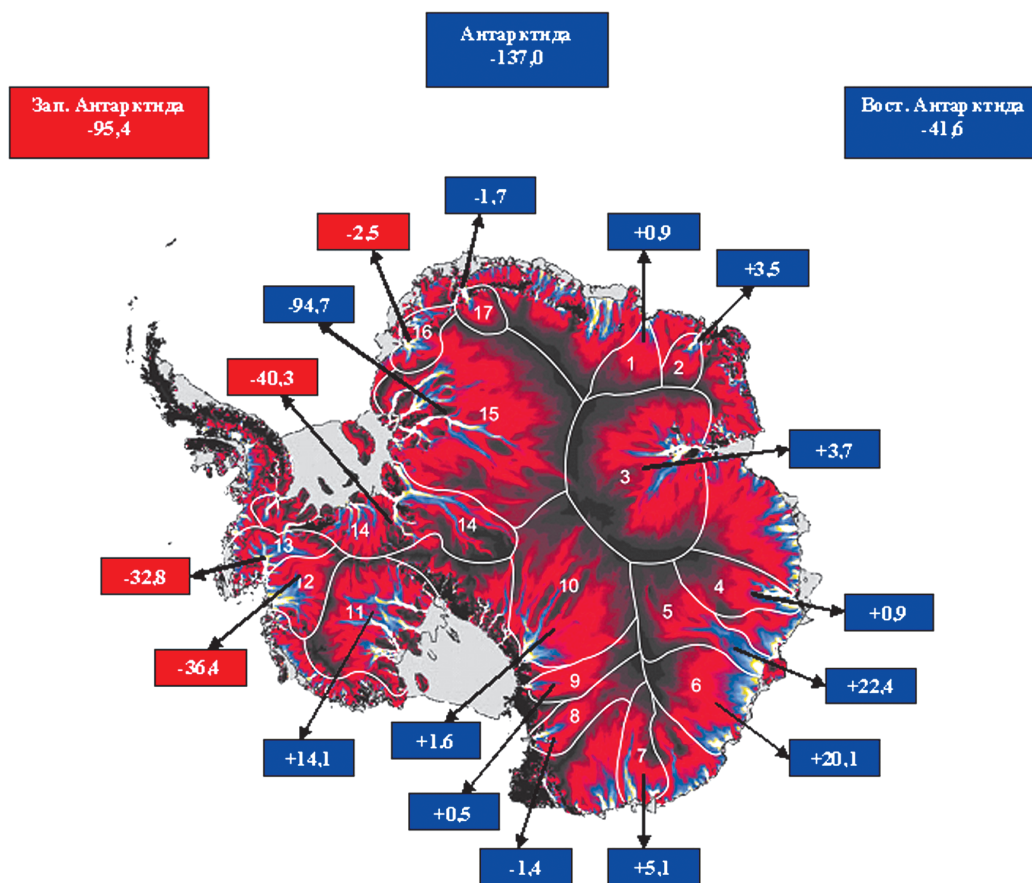


Рис. 2. Изменения баланса массы изученных ледосборных бассейнов Антарктического ледникового покрова за последние 50 лет.

Цифрами показаны величины изменений в км³. Знак «+» или «-» указывает на тенденцию изменений. Цвет показывает современное состояние баланса массы (красный – отрицательный; синий – положительный). Цифрами указаны следующие изученные ледосборные бассейны: 1 – Ширазе, 2 – Райнера, 3 – Ламберта, 4 – Денмена и Скотта, 5 – Тоттена, 6 – Пауэра и Фроста, 7 – Мерца и Нинниса, 8 – Девида, 9 – Маллока, 10 – Бёрда, 11 – Росса, 12 – Туэйтса, 13 – Пайн-Айленда, 14 – западная часть бассейна Уэдделла, 15 – восточная часть бассейна Уэдделла, 16 – Станкомб-Уилс, 17 – Ютулстрёумен

ЛЕДОСБОРНЫЕ БАСЕЙНЫ АНТАРКТИДЫ

В нашем исследовании приведены оценки аккумуляции и стока материкового льда для большинства ледосборных бассейнов Антарктиды (рис. 2); мы называем бассейны по их главному каналу (или каналам) стока. В Восточной Антарктиде выделены такие бассейны: восточная часть бассейна Уэдделла; Станкомб-Уилс; Ютулстрёумен; Ширазе; Райнера; Ламберта; Денмена и Скотта; Тоттена; Пауэра и Фроста; Мерца и Нинниса; Девида; Маллока; Бёрда. В Западной Антарктиде выделены такие бассейны: Пайн-Айленда; Туэйтса; Росса; западная часть бассейна Уэдделла. Некоторые бассейны мы объединили с целью сравнения данных по современной и более ранней аккумуляции, поскольку первые надежные данные по снегонакоплению получены по более крупным бассейнам. В наше исследование не включены ледосборные бассейны Антарктического полуострова, западной части Земли

Элсуэрта, северо-восточной оконечности Земли Мэри Берд (Смита, Кохлера и Ланд), центральной части Земли Королевы Мод и ряд других. К сожалению, здесь отсутствует надежная информация по аккумуляции и стоку материкового льда.

Общая площадь изученных нами бассейнов составляет 7435,7 тыс. км² при площади всего наземного оледенения Антарктиды 11 965,7 тыс. км².

ОЦЕНКИ АККУМУЛЯЦИИ

Первые данные о снегонакоплении в пределах Антарктического ледникового покрова были получены в период подготовки и проведения МГГ с помощью снегомерных наблюдений. Они опубликованы в работах Х. Косака, П. Векслера, М. Меллора, Ф. Лёве, В.Г. Аверьянова, В.Х. Буйницкого, Л.Д. Долгушина и К.С. Лосева. Значительным результатом работ МГГ стала карта аккумуляции снега в Антарктиде [Котляков, 1961]. Однако на этой карте еще не были

Таблица 1. Площади, аккумуляция и сток материкового льда изученных ледосборных бассейнах Антарктиды

Ледосборный бассейн	Площадь, тыс. км ²	Аккумуляция, км ³ /год		Сток, км ³ /год	
		середина XX в.	первая декада XXI в.	середина XX в.	первая декада XXI в.
Восточная Антарктида					
Восточная часть бассейна Уэдделла	1530,2	166,5	97,0	53,9	79,1
Станкомб-Уилс	99,9	18,6	17,1	16,6	17,6
Ютулстраумен	122,5	17,5	16,7	12,5	13,4
Ширазе	195,7	18,6	28,2	12,5	21,2
Райнера	167,2	15,9	24,1	10,2	14,9
Ламберта	953,7	41,1	62,8	39,5	57,5
Денмена и Скотта	203,6	36,5	50,8	30,6	44,0
Тоттена	547	83,1	119,9	52,1	66,5
Пауэра и Фроста	355	54,0	78,6	33,8	38,3
Мерца и Нинниса	253,7	35,0	48,7	35,2	43,8
Девида	265	29,6	35,8	9,9	17,5
Маллока	115	8,5	10,2	5,6	6,8
Бёрда	1070,4	59,9	60,3	31,5	30,3
Всего	5878,9	584,8	650,2	343,9	450,9
Западная Антарктида					
Пайн-Айленда	162,3	64,1	74,2	47,0	89,9
Туэйтса	115	65,1	61,3	64,5	97,1
Бассейн Росса	720,9	92,9	111,0	75,8	79,8
Западная часть бассейна Уэдделла	558,6	109,5	127,0	87,6	145,4
Всего	1556,8	331,6	373,5	274,9	412,2
Антарктида в целом	7435,7	916,4	1023,7	618,8	863,1

проведены границы основных ледосборных бассейнов. На основе полученных в 1960–1970-х годах данных о снегонакоплении и информации о положении ледоразделов была построена карта распределения аккумуляции по ледосборным бассейнам [Giovinetto, Bentley, 1985]. Из-за скудости данных по снегонакоплению при построении этой карты была применена интерполяция, не учитывавшая в полной мере конфигурацию ледосборных бассейнов. Несмотря на указанный недостаток, мы использовали данные этой карты для сравнения с ней оценок последующих изменений снегонакопления на Антарктическом ледниковом покрове. Эти оценки основаны на данных измерений по программе Климатического проекта глобальных осадков (GPCR). Выполненный нами анализ позволил оценить ежегодные величины снегонакопления для всей материковой части Антарктического ледникового покрова [Котляков и др., 2007]. Наши оценки (табл. 1) получены на основе регулярных измерений осадков по сетке $1^\circ \times 1^\circ$ и удовлетворительно согласуются с данными прямых и дистанционных измерений снегонакопления последнего десятилетия и расчетов аккумуляции по моделям [Vaughan et al., 1999; Giovinetto, Zwally, 2000; Monaghan et al., 2006; Rignot et al., 2008; Antarctic..., 2009].

Согласно этим данным, величины снегонакопления в большинстве ледосборных бассейнов Антарктиды выросли за последние 50 лет.

Всего за последние 50 лет опубликовано, по крайней мере, 25 статей с оценками аккумуляции в Антарктиде, основанными на данных прямых наблюдений, результатах интерпретации материалов дистанционного зондирования, расчетах и моделировании. Наиболее значительные из них – это работы [Котляков, 1961, 2000; Bull, 1971; Giovinetto, Bentley, 1985; Giovinetto, Zwally, 2000; Vaughan et al., 1999; Monaghan et al., 2006; Котляков и др., 2007].

ОЦЕНКА СТОКА МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА

Для оценки стока материкового льда мы используем положение линии налегания, т. е. того замыкающего створа, через который массы льда поступают из ледосборных бассейнов в океан по основным каналам стока – выводным ледникам и ледниковым потокам. Положение линии налегания для большей части каналов стока было определено в работах по программе Международного геофизического года и в ряде

последовавших в 1960–1970-х годах проектах. Большое значение имели, в частности, работы по Международному антарктическому гляциологическому проекту (1970–1983 гг.), когда по данным наземного радиозондирования, геодезических измерений, аэрофотосъемок и батиметрии определяли положение линии налегания, толщину и скорости течения льда на значительной части периферии ледникового покрова Восточной Антарктиды. Основным недостатком этих данных была неопределенность положения линии налегания, получавшейся на самом деле довольно протяженной зоной, и, как следствие, заметные погрешности в определении толщины льда. Мы уточняли положение линии налегания с помощью космических изображений тех лет в оптическом диапазоне [Landsat MSS, CORONA, серия Космос].

Первые массовые инструментальные измерения скоростей течения льда в краевых частях выводных ледников были выполнены в период МГГ с помощью повторных наземных геодезических измерений и уточнены по аэрофотоснимкам, а позже – по космическим снимкам оптического диапазона. Мы собрали и систематизировали эти измерения, содержащиеся в литературе и в базе данных международной программы по измерениям скоростей течения льда VELMAP. На этой основе с использованием данных радиозондирования и сейсмических работ [BEDMAP] были получены оценки стока материкового льда.

В самом конце прошлого века началось применение новых радарных технологий, в частности интерферометрии, радиозондирования и альтиметрии. Успешное аэроадиозондирование значительной части Восточной Антарктиды [Попов и др., 2007, 2010], контролируемое данными наземного радио- и сейсмического зондирования, накопленными в базе данных международной программы по изучению толщины льда и коренного рельефа Антарктиды [BEDMAP], позволили нам получить весьма достоверные величины толщины льда и использовать их в оценках материкового стока в районе линии налегания для каналов стока отдельных ледосборных бассейнов.

Однако в определении линии налегания выводных ледников по-прежнему существуют разногласия. Так, положение линии налегания по данным аэроадиозондирования не всегда соответствует гляциоморфологическим и динамическим характеристикам, определенным на поверхности ледника с помощью высокоточных космических изображений оптического диапазона и лазерной альтиметрии. Для уточнения положения линии налегания мы использовали интерферометрические составляющие радарных космических изображений (ERS/SAR и RADARSAT) и другие источники информации, в частности топографическую модель высот поверхности и границы сгущения элементов отражения рельефа на радарных изображениях, связанные с действием приливного эффекта. Последние оценки скоростей течения льда выводных ледников в районе линии налегания получены на основе данных спутниковой геодезии и обработки

амплитудных и интерферометрических составляющих космических радарных изображений.

Систематизация и анализ этих и прошлых данных по толщине и скоростям движения материкового льда в районе линии налегания позволили оценить сток материкового льда Антарктиды, в середине XX в. и первой декаде XXI в. (см. табл. 1). Как видим, во всех исследованных бассейнах сток льда вырос за последние 50 лет.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Уменьшению неопределенности в оценке поведения Антарктического ледникового покрова могут способствовать длинные ряды измерений атмосферных осадков и объяснение причин их осцилляций. Космические измерения глобальных атмосферных осадков, выполненные по программе Климатического проекта глобальных осадков (GPCP), позволили оценить аккумуляцию в Антарктиде за 1979–2006 гг. с разным пространственным и временным разрешением [Котляков и др., 2007]. На рис. 3, а приведен пример пространственного распределения годовых атмосферных осадков в Антарктиде. Анализ этих данных позволил оценить ежегодные величины выпадения осадков для всей материковой части Антарктического ледникового покрова за последние 29 лет (рис. 3, б).

Полученные нами оценки удовлетворительно согласуются с данными снегомерных наблюдений на российских антарктических станциях. Анализ временного ряда месячных осадков в Антарктиде за 29 лет с помощью вейвлетного преобразования Морле (рис. 4), естественно, показал строгую 12-месячную периодичность, связанную с сезонным распределением осадков. В низкочастотной области на периоде около 72–84 месяцев существует второй слабее выраженный максимум, показывающий существование 6–7-летнего цикла.

Атмосферные осадки, выпавшие на поверхность ледникового покрова, в дальнейшем подвергаются испарению и таянию. Вследствие этих процессов часть выпавших осадков теряется, так что величина аккумуляции всегда меньше величины выпавших атмосферных осадков. Чтобы сопоставить два временных ряда – атмосферных осадков и аккумуляции – мы воспользовались данными о ежегодной аккумуляции за два десятилетия с 1985 по 2004 г., опубликованными в работе [Monaghan et al., 2006]. Оба временных ряда показывают признаки когерентности, хотя и существуют локальные отличия в 2000–2003 гг. (рис. 5). Из сопоставления двух временных рядов можно заметить также вполне закономерный временной лаг – запаздывание аккумуляции относительно выпавших атмосферных осадков. Сравнение данных по выпадающим осадкам с наземными измерениями и модельными расчетами аккумуляции отдельно для двух основных частей Антарктического материка показывает долю испарения и таяния

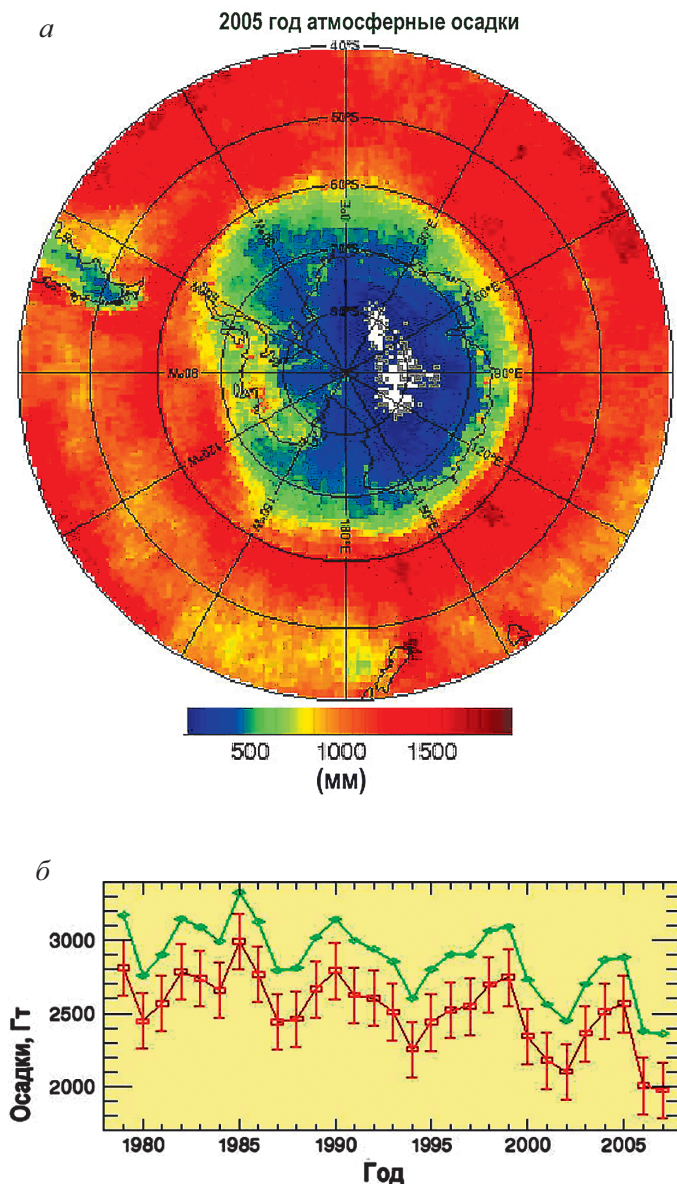


Рис. 3. Пространственное распределение годовых осадков в Антарктиде в 2005 г. с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ по широте и долготе (а) и величины ежегодного выпадения осадков на всём Антарктическом ледниковом покрове (зелёным) и в пределах его материковой части (красным) с 1979 по 2006 г. (б)

в общем балансе массы ледника: 10 % для Восточной Антарктиды, 25 % для Западной Антарктиды и 12 % для всего Антарктического ледникового покрова.

Уменьшение неопределённости в оценках аккумуляции и, соответственно, баланса массы Антарктического ледникового покрова может быть достигнуто корректировкой площадей ледосборных бассейнов на основе данных спутниковой альтиметрии. С помощью космического лазерного альтиметра ICESAT (действующего с 2003 г.) можно вычислять абсолютные высоты с пространственным разрешением на поверхности около 50 м и точностью ± 3 см. Измерения вдоль проекции траектории полета спутника выполняются с пространственным интервалом 170 м. На основе

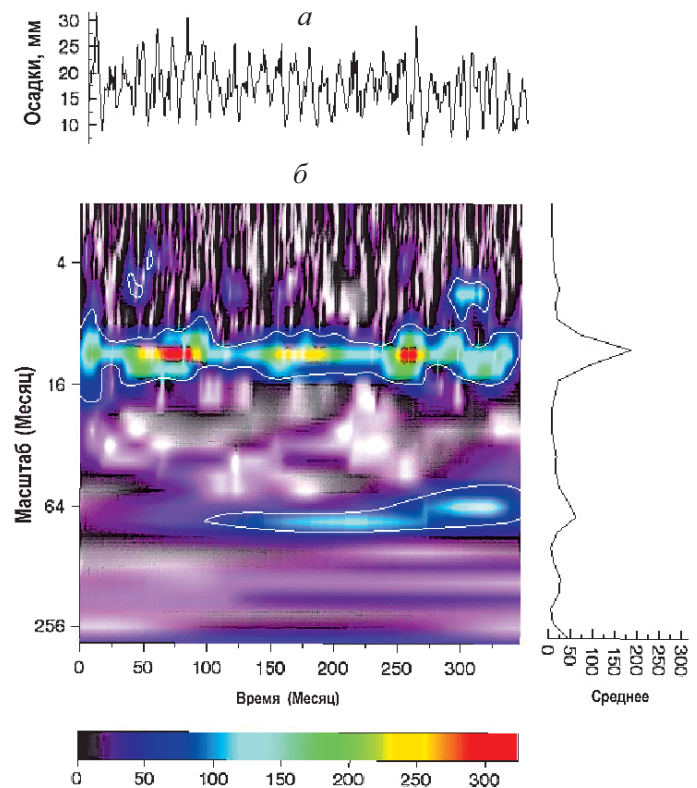


Рис. 4. Вейвлетное преобразование Морле временного ряда месячных атмосферных осадков в Антарктиде, 1979–2006 гг. а – временной ряд месячных осадков (мм), б – распределение локальных значений вейвлетного спектра мощности временного ряда месячных осадков. Светлые линии, образующие контуры, соответствуют границам 90 %-го доверительного интервала для локальных значений спектра мощности; в – осреднённые по времени значения вейвлетного спектра мощности, значения которых пропорциональны сумме локальных величин на каждом периоде

данных, полученных спутниковой системой ICESAT, мы построили трехмерную модель ледосборного бассейна Ламберта (рис. 7) и по ней определили современные границы бассейна. Можно говорить с большой уверенностью о положении значительной части ледораздела, однако прибрежные границы определяются менее надежно, так как склоны здесь имеют

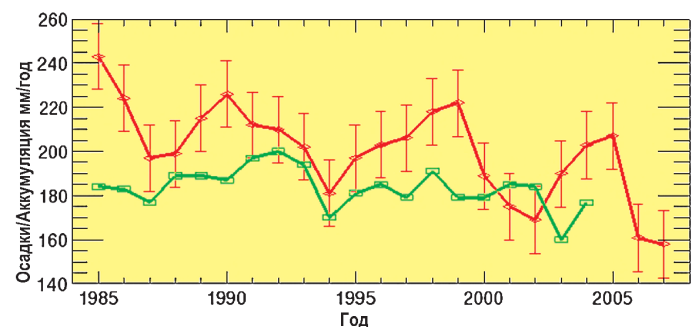


Рис. 5. Сравнение атмосферных осадков, полученных по данным GPCP (красным), с наземными измерениями и модельными расчётами аккумуляции [по Monaghan et al., 2006] (зелёным)

уклоны всего в пределах 5 мин. В итоге, согласно этим данным, площадь бассейна Ламберта составляет 1 100 000 км².

ИЗМЕНЕНИЯ ВЫСОТЫ ПОВЕРХНОСТИ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Измерения высот поверхности с покрытием от 86° с. ш. до 86° ю. ш. выполняются по 1354 орбитам вдоль треков с 91-дневным повторяющимся циклом с пространственным интервалом 175 м в пятне (элементе разрешения) 60 м. С борта ICESat с февраля 2004 г. до марта 2008 г. получено 12 повторных измерений вдоль отдельных треков с 25 000–27 000 элементами разрешения в каждом из них. Точность измерения высот порядка ± 3 см [Schutz et al., 2005]. Эти измерения ICESat существенно точнее предыдущих радарных измерений с космических систем ERS-1 и ERS-2, определявших высоты поверхности в пятне диаметром 2–3 км и позволявших измерять их относительно надежно на поверхности с наклоном менее 1° [Fricker et al., 2009; Pritchard et al., 2009; King et al., 2009]. Измерения ICESat дали возможность оценить изменения высот поверхности и понять их поведение.

Основная задача наших исследований – оценить величины флуктуаций поверхности на разных масштабных уровнях – от нескольких метров до сотен километров – и объяснить природу флуктуаций в связи с динамическим балансом ледниковых масс.

На первом этапе мы определяли изменения поверхности вдоль 12 повторных треков в 2004–2008 гг. в следующей последовательности дней измерений: 0, 91, 230, 367, 458, 612, 736, 827, 981, 1118, 1323, 1461. Поскольку проекции орбит при повторном прохождении и положение элементов разрешения не совпадают, предварительно выполнялось трансформирование всех 12 треков в одну систему координат путем интерполяции измерений по трехмерной модели Антарктиды с пространственным разрешением 500 м. В результате вся серия измерений из 12 треков была преобразована в систему координат одного из треков с совмещением всех 12 элементов разрешения.

Изменения высоты точки поверхности определены как разность двух последовательных измерений в интервале времени Δt как $h(\Delta t) = A(t + 1) - A(t)$. Для трека одномерные измерения представлены в виде $h(x, \Delta t)$, где x – положение элемента разрешения на треке. Для измерений на поверхности в виде регулярной сетки изменение высот принимает вид $h(x, y, \Delta t)$. Для серии измерений в 12 кампаниях массив данных может быть представлен как $h_i(x, y, \Delta t)$, где $i = 0, \dots, 11$.

Чтобы избежать дополнительных ошибок, связанных с интерполяцией для построения регулярной сетки, обработаны измерения вдоль вертикальных профилей по отдельным трекам. Это позволило получить

оценки изменений высот $h(x, \Delta t)$ с максимально возможной точностью измерений ICESat.

Поведение вертикального профиля вдоль трека № 255 по 12 последовательным измерениям с февраля 2004 г. по февраль 2008 г. может быть выражено средним значением высоты и средним квадратическим отклонением высоты в каждой точке, что представлено на рис. 6. Изменения высот, т. е. флуктуации поверхности, нуждаются в физическом толковании и анализе динамического поведения вертикального профиля. Помимо космической лазерной альтиметрии с борта ICESat привлечены также измерения суточных атмосферных осадков в одноградусной сетке по данным *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), что позволило проанализировать связи флуктуаций поверхности с атмосферными осадками, ветровым переносом снега и вертикальной составляющей движения льда.

Вертикальная скорость на участке профиля v была выведена из зависимости $v = (\langle h(x, \Delta t) \rangle - P) / \Delta t$, где угловые скобки означают осреднение изменения высот на всем участке профиля, P – величина выпавших осадков в снежном эквиваленте при плотности снега 0,33 г/см³, Δt – интервал времени. Однако полученное значение вертикальной скорости отнюдь не означает существование равномерной скорости в условиях изменения амплитуды флуктуаций $h(x, \Delta t)$. Пример флуктуации поверхности участка Восточной Антарктиды представлен на рис. 7. Флуктуации поверхности определены на разных пространственных масштабах: на протяженных участках поверхности и на элементах разрешения размером 60 м. В последнем случае становится заметным влияние шума, связанного с шероховатостью поверхности в пределах элемента разрешения и точностью собственных измерений.

Ветровой перенос снега формирует на поверхности Антарктического ледникового покрова упорядоченные динамичные пространственные структуры с признаками масштабного самоподобия (скейлинга) в процессе флуктуации высот точек поверхности. Флуктуация поверхности вдоль вертикального профиля представляет собой винеровский процесс броуновского движения [Mandelbrot, 1982]. Это нестационарный стохастический гауссовый процесс с нулевым средним, определяемый показателем Херста ($0 < H < 1$). Нормированная дисперсия $D(s) = \sigma(s)^2$ изменений высот $h(x, \Delta t)$ зависит от величины пространственного смещения (лага) s

$$D(s) = \langle [h(s) - h(0)]^2 \rangle = |s|^{2H} \sigma_0^2, \quad (1)$$

где $h(s)$, $h(0)$ – изменения высот в точках вдоль трека, σ_0^2 – дисперсия изменения высот точек трека, а H – показатель Херста ($0 < H < 1$). Отсюда следует, что среднее квадратическое отклонение изменений высот имеет скейлинговую зависимость

$$\sigma(bs) = b^H \sigma(s), \quad (2)$$

т. е. при увеличении пространственного смещения на величину b превышение возрастает пропорционально b^H .

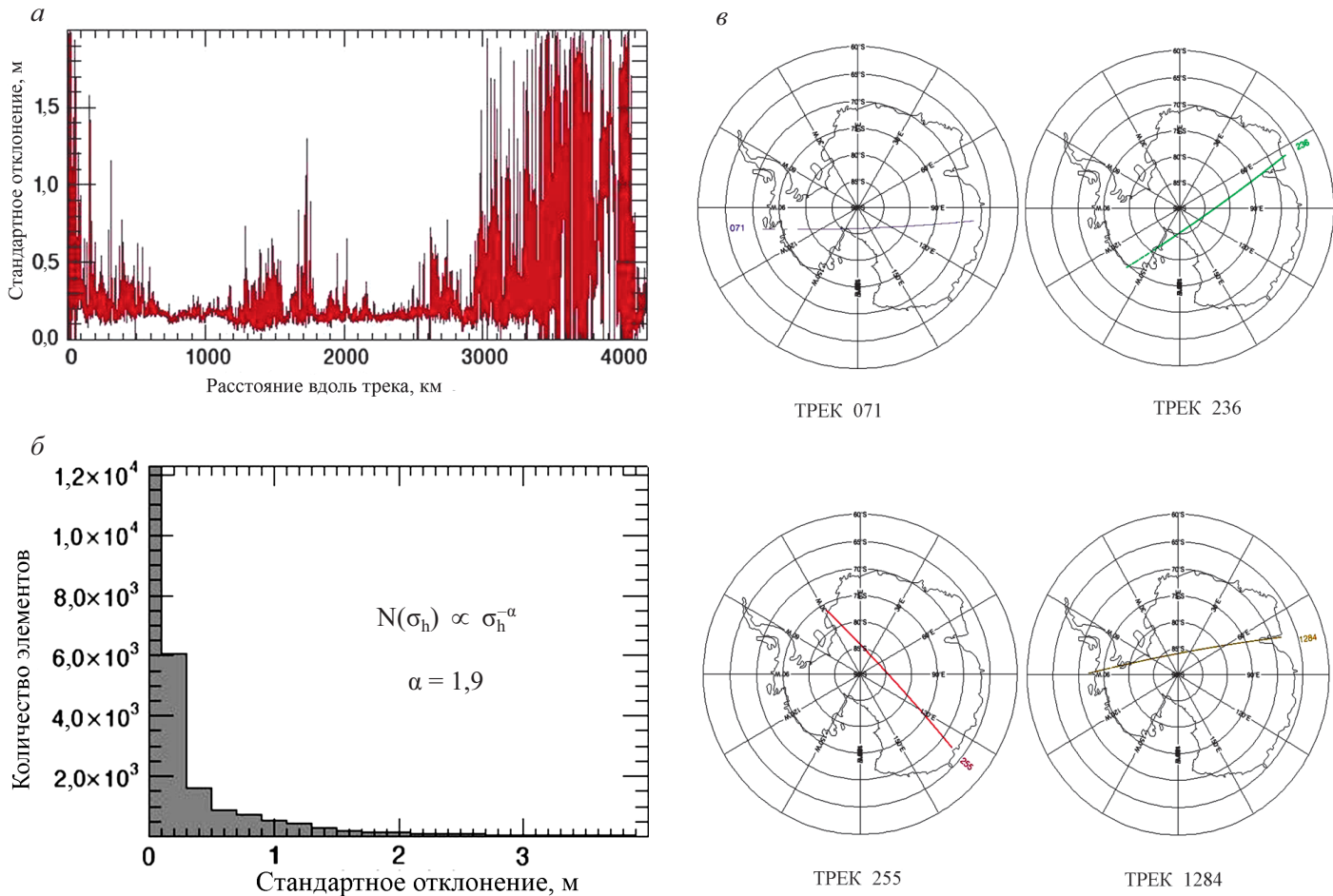


Рис. 6. Стандартные отклонения изменения высот вдоль трека 255 с февраля 2004 г. до февраля 2008 г. (а), гистограмма стандартных отклонений изменения высот, подчиняющаяся степенному распределению (б), и проекции орбит ICESat, измерения вдоль которых использованы в работе (в).

Примечание к рис. 6, б. Максимум значений σ_h расположен на величине 14 см; показатель степени α для разных районов Антарктики может быть в интервале $\alpha = [1.5, 1.9]$, но степенное распределение всегда сохраняется

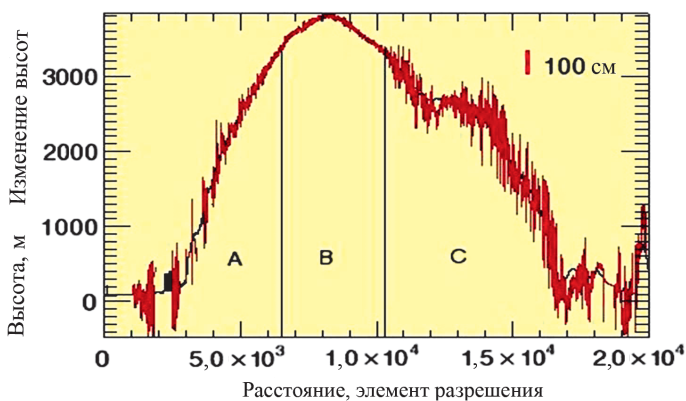


Рис. 7. Флуктуация высот вдоль трека № 1284, проходящего через бассейн Ламберта, с февраля 2007 г. по февраль 2008 г. Выделены три зоны А, В, С, характеризующиеся следующими значениями:

- А: $\langle \Delta h \rangle \geq 5.5$ см, $\sigma_h = 35$ см;
- В: $\langle \Delta h \rangle \geq 2.0$ см, $\sigma_h = 65$ см;
- С: $\langle \Delta h \rangle \geq -7.0$ см, $\sigma_h = 62$ см

Показатель Херста H характеризует степень флуктуаций изменения высот, а при $H = 0.5$ соответствует случайному блужданию. Заметим, что при $H = 0.5$ корреляция прошлых приращений $h(-s)$ и будущих $h(s)$ отсутствует при всех s , как и должно быть для случайного процесса с независимыми приращениями. Пример оценки поведения флуктуаций приведен на рис. 8. Однако при $H \neq 0.5$ флуктуации могут сохранять признаки персистентности (сохранения тенденции) и антиперсистентности. При $H > 0.5$ поддерживается имеющаяся тенденция. Если в этом случае приращения были положительными для некоторого пространственного лага s в прошлом, т. е. происходило увеличение, то и впредь в среднем будет происходить увеличение, и наоборот, тенденция к уменьшению в прошлом означает, в среднем, продолжение уменьшения в будущем. Случай $H < 0.5$ характеризуется антиперсистентностью. В этом случае рост в прошлом означает уменьшение в будущем, а тенденция к уменьшению в прошлом делает вероятным увеличение в будущем.

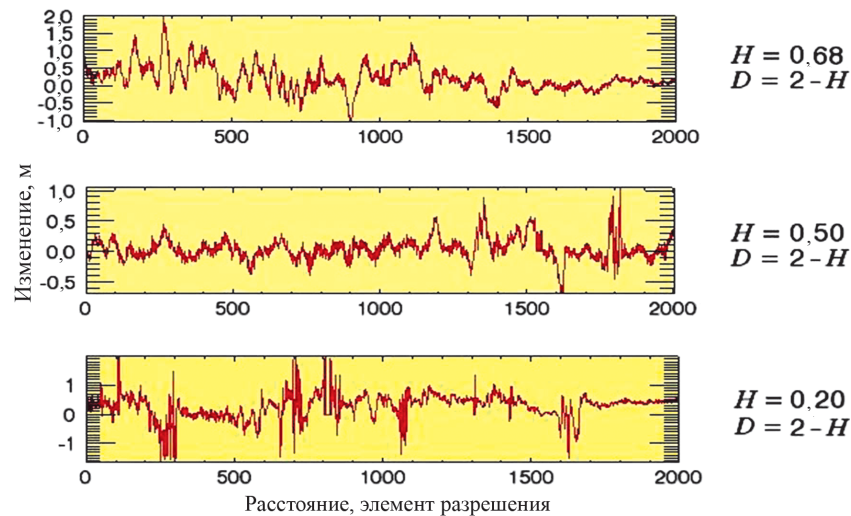


Рис. 8. Связь флуктуации высот с показателем Херста H и фрактальной размерностью D на разных участках вертикального профиля

Здесь мы имеем дело со случаем, когда события могут быть коррелированными, если они разделены в пространстве не более чем на s , но они непременно окажутся некоррелированными на больших значениях лага $s \rightarrow \infty$. Подобная статистическая независимость на больших интервалах в пространстве служит существенной составной частью представлений о динамическом равновесии. Масштабное самоподобие, свойственное структурам винеровского процесса броуновского движения, приводит к выводу о фрактальности флуктуаций, размерность которой

$$D = 2 - H. \quad (3)$$

В зависимости от значений H фрактальная размерность $1 < D < 2$ характеризует поведение флуктуации поверхности.

Выражение (2) означает скейлинговое поведение дисперсии разности высот в зависимости от смещения (лага) s . Скейлинг в этом случае означает, что процесс изменения высот происходит на разных масштабах с признаками масштабного самоподобия. Скейлинговое соотношение (2) действительно только в пределах интервала масштабного самоподобия, которое варьирует в пределах от [30, 5000 м] до [3,5, 35 км]. Это означает возникновение упорядоченных пространственных структур (дюн), простирающихся до 5 км на плато и до 35 км на склонах, где скорость ветрового переноса снега возрастает, вовлекая в движение пласты снега прошлых лет [Scarchilli et al., 2009]. Среднее квадратическое отклонение изменения высот составляет соответственно 0,3 и 0,8 м и значительно превышает величины выпавшего снега в соответствующий период. Хотя изменение поверхности вызывается сочетанием многих факторов, тем не менее, основное влияние оказывает ветровой перенос снега. Флуктуации изменения поверхности, подчиняющиеся соотношению (1), имеют гауссово распределение с нулевым средним. Это свойство

поведения поверхности Антарктиды позволяет прийти к заключению об ее динамическом равновесии.

Нестационарность флуктуации высот иллюстрируется поведением поверхности плато Восточной Антарктиды на высотах около 4000 м (см. рис. 7) и требует особого внимания. Единственным источником повышения поверхности на самой высокой части плато могут служить атмосферные осадки. Флуктуации на максимальных высотах плато сопровождаются не только понижением, но и повышением поверхности, превышающим объем выпадающих атмосферных осадков, составляющий здесь около 20 мм в год. Флуктуации поверхности на разных частях склона с уклоном в пределах одной минуты показаны на рис. 9. Возникает естественный вопрос, чем объясняется такое поведение вершины плато? Мы объясняем это явление с позиций метелевого переноса снега. Флуктуации поверхности определены на разных пространственных масштабах. Они проявляются как на протяженных участках поверхности, так и в колебании элементов пространственного разрешения размером 60 м. В последнем случае становится заметным влияние шума, связанного с точностью измерения высот лазерным альтиметром ICESat порядка ± 3 см. Однако величины флуктуаций поверхности значительно превышают уровень шума. Вертикальные перемещения достигают амплитуд в диапазоне от $-0,4$ до $+0,3$ м и затем затухают. При этом разные участки вертикального профиля колеблются в противофазе, что может быть объяснено процессами надувания снега и дефляции [Scarchilli et al., 2009; Van Lipzig, 2004].

С нашей точки зрения более корректно оценивать динамические изменения баланса, избегая необоснованных утверждений о якобы обнаруженных изменениях, как это сделано в работе [Wingham et al., 1998].

Сопоставление амплитуд флуктуации поверхности с объемом выпавшего снега в дискретные интервалы времени представлено на рис. 10. График отчетливо

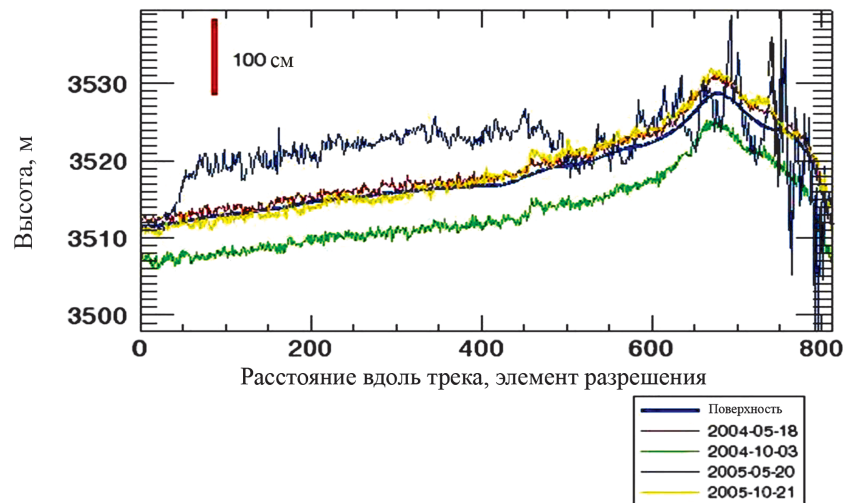


Рис. 9. Флуктуации поверхности в районе оз. Восток. Начальная поверхность обозначена синим, изменение высот 18 мая 2004 г. – красным, 3 октября 2004 г. – зелёным, 20 мая 2005 г. – голубым, 21 октября 2005 г. – жёлтым

демонстрирует, что амплитуды изменения высот поверхности, значительно превосходящие количество выпавшего снега, зависят в основном от ветрового переноса снега и не только свежевыпавшего. Расходная часть баланса ледовых масс довольно инерционна и поэтому с замедлением реагирует на изменение выпадения атмосферных осадков.

Изменения аккумуляции, полученные по данным GPCP [Котляков и др., 2007, 2009], могут составлять более 20 %, что в последующем отражается на расходной части баланса массы. Однако это лишнее свидетельство о колебании динамического баланса, а отнюдь не о тенденции уменьшения массы Антарктического ледникового покрова.

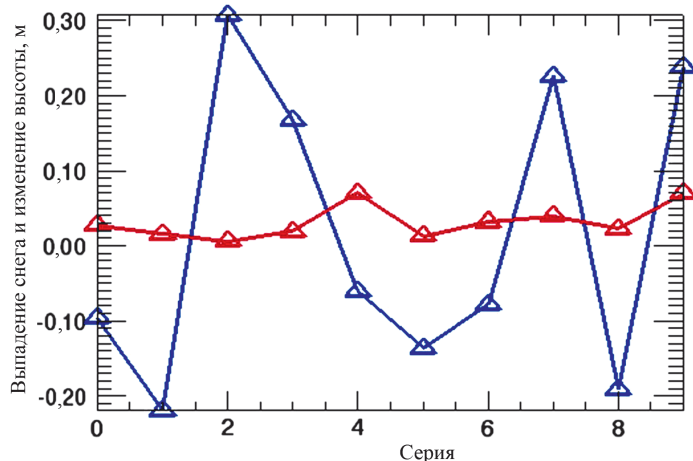


Рис. 10. Отклик изменения высот поверхности на атмосферные осадки вдоль трека № 255. Атмосферные осадки обозначены красным, изменение высот – синим

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе современных и полученных в середине прошлого века данных о снегонакоплении и стоке материкового льда Антарктиды были оценены изменения баланса массы Антарктического ледникового покрова за последние 50 лет (см. рис. 2). В Восточной Антарктиде увеличение прироста массы наблюдается в большинстве ледосборных бассейнов. Исключение составляют бассейны Дэвида, Ютулстрёумен и восточная часть бассейна Уэдделла, где на фоне положительного баланса массы видно сокращение ее прироста. Наиболее существенное оно для восточной части ледосборного бассейна Уэдделла. И только один ледосборный бассейн – Станкомбуилс – имеет отрицательный баланс массы. В целом баланс массы ледникового покрова Восточной Антарктиды был и остается положительным, хотя имеет место уменьшение его положительной составляющей. В Западной Антарктиде ситуация иная. Только в ледосборном бассейне Росса происходит прирост массы. В остальных ледосборных бассейнах наблюдается превышение стока материкового льда над аккумуляцией. В целом баланс массы ледникового покрова Западной Антарктиды был положительным в середине прошлого века и остается отрицательным в настоящее время. Вместе с тем баланс массы всего Антарктического ледникового покрова был и остается положительным, хотя прирост массы заметно сократился за последние 50 лет.

Оценивая баланс массы в изученных ледосборных бассейнах на основе сравнения данных по аккумуляции и стоку материкового льда, мы понимаем некоторую условность полученного результата, поскольку, строго говоря, расходная часть баланса должна включать оценки поверхностного таяния и жидкого стока, испарения. Однако в Антарктиде, особенно в ее

восточной части, сток материкового льда составляет подавляющую часть его убыли, и полученные цифры вполне ясно характеризуют современные тенденции изменений ледникового покрова.

Вместе с тем не следует забывать о таянии на ложе Антарктиды. Ранее предполагалось, что большая часть талой воды не имеет стока, и процесс таяния–намерзания на ложе Антарктиды более или менее стационарен. Однако появилась гипотеза о возможности периодического стока воды подледниковых озер, которую, возможно, вскоре придется принимать во внимание.

Анализ и интерпретация новых данных дистанционного зондирования (лазерная альтиметрия ICESAT; микроволновые и инфракрасные измерения и вертикальное зондирование в рамках климатического проекта глобальных осадков GPCP) позволили установить, что, несмотря на локальные и крупномасштабные пространственно-временные флуктуации, поверхность Антарктического ледникового покрова сохраняет динамическое равновесие. Этот вывод сделан, в том числе, и на том основании, что сумма изменений высот поверхности по отдельным трекам остается в пределах от -3 до $+3$ см. Флуктуации поверхности можно отождествлять с динамическим балансом массы, который также сопровождается флуктуацией. В этой связи следует проявлять осторожность при оценке изменений баланса на ограниченном конечном и весьма кратком временном интервале.

ВЫВОДЫ

По результатам оценок аккумуляции и изменений материкового стока установлено, что баланс массы изученной части ледникового покрова Антарктиды положителен за весь период инструментальных наблюдений. На протяжении второй половины XX в. на фоне роста прихода массы наблюдалось и увеличение расходной составляющей. С учетом погрешности оценок можно сделать осторожное заключение о сохранении стабильности Антарктического ледникового покрова. При этом в Восточной Антарктиде преобладает рост массы льда, тогда как масса льда в Западной Антарктиде, напротив, убывает. Подобные тенденции, очевидно, связаны с неодинаковыми колебаниями климата в этих частях Антарктики, а также может отражать сигнал более древних изменений. Период, которым мы оперировали, слишком короток для абсолютных оценок и не дает возможности определить, насколько полученные данные отражают общий климатический тренд в этой части Земного шара.

Вместе с тем на основе нашего анализа можно предполагать некоторое изменение количества выпадающих в Антарктиде осадков за последнюю четверть века. Кроме того, один из важных результатов — это выявление признаков динамического равновесия Антарктиды, по крайней мере, за пятилетний пери-

од, полученных на основе анализа данных лазерных измерений с космической системы ICESat в период с февраля 2004 г. по февраль 2008 г. Флуктуации поверхности в 2004–2008 гг. с частотой измерений 4 месяца приводят к заключению, что следует проявлять осторожность при экстраполяции изменений баланса ледовых масс с коротких временных интервалов на более продолжительные.

Мы благодарны подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан», Российской академии наук (Программа Президиума РАН П-16, часть 2) и Российскому фонду фундаментальных исследований (проект № 08-05-00125) за финансовую и организационную помощь в проведении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
- Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
- Котляков В.М. Избранные сочинения. Т. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 431 с.
- Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С. Изменение аккумуляции в Антарктиде за последние 28 лет // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 99–102.
- Котляков В.М., Васильев Л.Н., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С. Уменьшение атмосферных осадков в Антарктиде за последние три десятилетия // Материалы гляциол. исследований. 2009. Вып. 105. С. 149–152.
- Попов С.В., Харитонов В.В., Масолов В.Н., Лейченко Г.Л., Котляков В.М., Москалевский М.Ю. Проект ABRIS: ледниковый покров и коренной рельеф района куполов Аргус, Конкордия, Титан и Фуджи (Восточная Антарктида) // Материалы гляциол. исследований. 2007. Вып. 103. С. 75–85.
- Попов С.В., Лейченко Г.Л., Масолов В.Н., Котляков В.М., Москалевский М.Ю. Мощность ледникового покрова и подледный рельеф Восточной Антарктиды (результаты исследований по проекту МПГ). Строение и развитие литосферы. 2010. С. 39–48.
- Antarctic Climate Change and the Environment / Ed. J. Turner. SCAR, 2009. 526 p.
- BEDMAP Consortium database. <http://www.antarctica.ac.uk/aedc/bedmap>.
- Bull C. Snow accumulation in Antarctica // Research in Antarctic. Washington D.C., 1971. P. 367–421.
- 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. № 192. P. 573–595.
- Giovinetto M.B., Bentley C.R. Surface balance in ice drainage systems of Antarctica // US Antarctic Journ. 1985. V. 20. № 4. P. 6–13.
- Giovinetto M.B., Zwally H.J. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet // Annals of Glaciology. 2000. V. 31. P. 171–178.

- King M., Coleman R., Freemantle A. Davis C. A 4-decade record of elevation change of the Amery ice shelf, East Antarctica // *Journ. of Geophys. Research*. 2009. V. 114, n: F01010.1–F01010.13.
- Mandelbrot B.B. *Fractal Geometry of Nature* // Ed. W.H. Freeman. New York, 1982. 468 p.
- Monaghan A. J., Bromwich D., Fogt R., Wang S., Mayewski P., Dixon D., Ekaykin A., Frezzotti M., Goodwin I., Isaksson E., Kaspari S., Morgan Vin., Oerter H., Van Ommen T., Van der Veen C., Wen J. Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year // *Science*. 2006. V. 313. P. 827–831.
- Payne A.J., Hunt J.C.R., Wingham D.J. Evolution of the Antarctic ice sheet: new understanding and challenges // *Phil. Transaction of Royal Society*. 2006. Ser. A. V. 364. P. 1867–1872.
- Pritchard H.D., Arthern R.J., Vaughan D.G., Edwards L.A. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets // *Nature*. 2009. doi:10.1038/nature08471.
- Rémy F., Testut L., Legrésy B. Random fluctuations of snow accumulation over Antarctica and their relation to sea level change // *Climate Dynamics*. 2002. V. 19. P. 267–276.
- Rémy F., Frezzotti M. Antarctica ice sheet mass balance // *Comptes Rendus Geosciences*. 2006. V. 338, issues 14–15. P. 1084–1097.
- Rignot E., Thomas R.H. Mass balance of polar ice sheets // *Science*. 2002. V. 279. P. 1502–1506.
- Rignot E., Bamber J.L., Van Den Broeke M.R., Davis C. Li Y., Van De Berg W.J., Van Meijgaard E. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 106–110.
- Scarchilli C., Frezzotti M., Grigioni P., De Silvestri L., Agnoletto L., Dolci S. Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica // *Climate Dynamic*. 2009. DOI 10.1007/s00382-009-0601-0.
- Schutz B.E., Zwally H.J., Shuman C.A., Hancock D., DiMarzio J. P. Overview of the ICESat Mission // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L21S01-L21S04.
- Van der Veen C.J. Interpretation of short-term ice sheet elevation changes inferred from satellite altimetry // *Climate Change*. 1993. V. 23. P. 383–405.
- Van Lipzig N.P.M., Turner J., Colwell S.R., Van Den Broeke M. R. The near-surface wind field over the Antarctic continent // *Intern. Journ. of Climatology*. 2004. V. 24. P. 1973–1982.
- Vaughan D.G., Bamber J.L., Giovinetto M.B., Russel J., Cooper A.P.R. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica // *Journ. of Climate*. 1999. V. 12. № 4. P. 933–946.
- VELMAP: Antarctic Ice Velocity Data. <http://nsidc.org/data/velmap>
- Wingham D.J., Ridout A., Sharroo R., Arthern R.J., Shum C. Antarctic elevation change from 1992 to 1996 // *Science*. 1998. V. 282. P. 456–458.
- Wingham D.J., Shepherd A., Muir A., Marshall G.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet // *Phil. Transaction of Royal Society*. 2006. Ser. A. V. 384. P. 1627–1635.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю.Г. Гатинский, Д.В. Рундквист, Г.Л. Власова, Т.В. Прохорова</i> СЕЙСМО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЛАВНЕЙШИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ	13
<i>В.И. Осипов, Н.И. Фролова, С.П. Суцев, В.И. Ларионов</i> ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО И ПРИРОДНОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕНИЯ И ТЕРРИТОРИЙ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	28
<i>В.И. Величкин, Б.П. Власов, М.В. Шумилин</i> ОСНОВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЫВШЕГО СССР И РОССИИ	49
<i>С.А. Дмитриев, В.И. Величкин, Б.И. Омеляненко</i> ОБЕСПЕЧЕНИЕ БЕЗОПАСНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ЖИДКИХ ОТХОДОВ НИЗКОГО И СРЕДНЕГО УРОВНЕЙ РАДИОАКТИВНОСТИ	64
<i>В.И. Величкин, В.И. Мальковский, Н.Н. Тарасов, Ю.П. Диков</i> АНАЛИЗ УСЛОВИЙ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРАЧАЙ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	77
<i>Б.И. Омеляненко, В.И. Величкин, С.В. Юдинцев</i> ПОВЕДЕНИЕ АКТИНИДОВ В УСЛОВИЯХ ДОЛГОСРОЧНОГО ХРАНЕНИЯ И ЗАХОРОНЕНИЯ ОТРАБОТАННОГО ЯДЕРНОГО ТОПЛИВА	86
<i>С.В. Юдинцев, Б.И. Омеляненко</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИЗОЛЯЦИИ ТЕХНЕЦИЯ	99
<i>И.Н. Солодов, А.К. Лисицин</i> ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МЕТАЛЛЫ, ИЗВЛЕКАЕМЫЕ СЕРНОКИСЛОТНЫМ ПОДЗЕМНЫМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕМ	109
<i>В.А. Петров, В.В. Полуэктов, Р.М. Насимов, А.А. Бурмистров, С.И. Щукин, Й. Хаммер</i> ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ГРАНИТАХ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ДЛИТЕЛЬНОЙ ИЗОЛЯЦИИ ОЯТ	124
<i>В.М. Котляков, Л.Н. Васильев, М.Ю. Москалевский</i> БАЛАНС МАССЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА	139

<i>Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев</i> ВОДА В ПОЛИТЕРМИЧЕСКИХ И ТЕПЛЫХ ЛЕДНИКАХ	152
<i>В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, О.В. Нагорнов, С.А. Тюфлин, И.И. Лаврентьев, С.А. Марченко, В.И. Окопный</i> СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФИРНОВО-ЛЕДЯНОЙ ТОЛЩИ НА ЗАПАДНОМ ПЛАТО ЭЛЬБРУСА	180
<i>Ю.П. Масуренков, А.Л. Собисевич</i> ЭЛЬБРУССКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ – ИНДИКАТОР ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО И ФЛЮИДНОГО СОСТОЯНИЯ ВУЛКАНА	189
<i>А.Н. Хименков, Г.З. Перльштейн, Д.О. Сергеев, А.Н. Власов, В.П. Мерзляков, Ю.В. Халилова</i> ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ РИСКА ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ	205
<i>Е.В. Коротеева, Е.И. Вейсберг, Н.Б. Куянцева, С.А. Лесина</i> ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ДИНАМИКУ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА	213
<i>А.Ю. Кудярова</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОРБЦИОННЫХ БАРЬЕРОВ ПРИ ЗАФОСФАЧИВАНИИ КИСЛЫХ ПОЧВ	223
<i>И.В. Галицкая, И.А. Позднякова, Л.С. Томс</i> МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА И УПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОПРИРОДНЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ РИСКОМ НА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	239
<i>Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан</i> СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕРОЯТНОСТНЫХ И ДЕТЕРМИНИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ МАСШТАБОВ И РИСКА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ НА ОСНОВЕ ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА	252
<i>В.В. Адушкин, П.П. Фирстов</i> ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЯХ В АТМОСФЕРЕ	264
<i>А.Ю. Озеров</i> МЕХАНИЗМ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ФОНТАНИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ И ПРИРОДНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ)	279
<i>О.В. Руденко, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич</i> О ФИЗИКЕ АКУСТИЧЕСКИХ НЕЛИНЕЙНОСТЕЙ И МЕДЛЕННЫХ ВОЛНАХ В ГРАНУЛИРОВАННОЙ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ СРЕДЕ	299
<i>В.Н. Николаевский</i> ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ – СОБЫТИЯ И ПРЕДВЕСТНИКИ УДАРА	316
<i>Б.В. Левин, Г.В. Шевченко, В.М. Кайстренко, Т.Н. Ивельская, Т.К. Пинегина, Н.Г. Разжигаева</i> ПРОБЛЕМА ЦУНАМИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ АСПЕКТ)	332
<i>В.А. Семенов, И.И. Мохов, М. Латиф</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ	355

Ю.Н. Авсюк, А.Л. Собисевич

ПРИЛИВНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ – ЛУНА – СОЛНЦЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ	373
--	-----

В.Ч. Хон, И.И. Мохов

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ЦИКЛА К ИЗМЕНЕНИЮ ОРБИТАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ АНТРОПОГЕННЫХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ	392
---	-----

*В.М. Григорьев, Л.В. Ермакова, А.В. Мордвинов, Ю.А. Наговицын, А.Г. Тлатов,
В.Г. Иванов, Е.В. Милецкий, Е.Ю. Наговицына, А.И. Хлыстова, С.А. Язев*

ВОЗНИКНОВЕНИЕ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ НА СОЛНЦЕ, ИЗМЕНЕНИЯ ЕГО ГЛОБАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В 11-ЛЕТНЕМ ЦИКЛЕ И НА ДЛИТЕЛЬНОЙ ШКАЛЕ ВРЕМЕНИ	399
---	-----

С.И. Сороко, В.П. Рожков, Е.Г. Сергеева, С.С. Бекшаев, С.С.Андреева, И.В.Николаев

ОСОБЕННОСТИ MORFOFУНКЦИОНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ НЕРВНОЙ СИСТЕМЫ И ГЕМОДИНАМИКИ МОЗГА У ДЕТЕЙ И ПОДРОСТКОВ В УСЛОВИЯХ ЕВРОПЕЙСКОГО И ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕВЕРА	413
---	-----

Научное издание

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КАТАСТРОФЫ

В 2 томах

Том 2

ГЕОЛОГИЯ УРАНА, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГЛЯЦИОЛОГИЯ

*Печатается по решению Научного совета Программы
фундаментальных исследований президиума РАН № 4*

Ответственный составитель д.ф.-м.н. *Собисевич Алексей Леонидович*

Технический редактор *В.И. Горбенко*
Компьютерная верстка *К.А. Мордвинцев*
Корректор *С.Б. Сулова*

Подписано в печать 05.09.11. Формат 60×90/8
Гарнитура Таймс. Бумага мелованная. Печать офсетная
Усл. печ. л. 54. Тираж 200 экз.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН
123995 ГСП-5, Д-242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10

Отпечатано в типографии издательства «ПРОБЕЛ 2000»
109544 Москва, ул. Рабочая, 91