

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

В.Н. Михаленко¹, С.С. Кутузов¹, О.В. Нагорнов², С.А. Тюфлин²,
И.И. Лаврентьев¹, С.А. Марченко¹, В.И. Окопный³

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФИРНОВО-ЛЕДЯНОЙ ТОЛЩИ НА ЗАПАДНОМ ПЛАТО ЭЛЬБРУСА

¹ Учреждение Российской академии наук Институт географии РАН

² Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ»

³ Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Климатические изменения последних десятилетий послужили причиной повышенного интереса к климатам прошлого. Для анализа были использованы самые разные источники палеоклиматической информации, в том числе и ледниковые керны. В этом ряду керны льда занимают особое место. Во-первых, это связано с высоким временным разрешением получаемых данных; во-вторых, только в ледниковых кернах содержатся сведения об атмосфере прошедших эпох. Наиболее значительные результаты о климатических изменениях за последние десятки и сотни тысяч лет были получены при изучении кернов льда в Антарктиде и Гренландии. В низких и умеренных широтах наряду с ледниковыми кернами широко используются и другие косвенные данные – озерные отложения, годовичные кольца деревьев.

До сих пор наши знания о климатических изменениях последних сотен лет и динамике оледенения на Кавказе базировались на изучении морен ледников [Серебряный и др., 1984; Сейнова, Золотарев, 2001], анализе прироста древесины ели на верхней границе леса [Долгова, Соломина, 2010], сравнении разновременных топографических карт и снимков ледников разного масштаба [Золотарев, 2009; Бушуева, Соломина, 2011], прямых измерениях баланса массы ледников [Панов, 1993; Рототаева и др., 2003] и его реконструкциях. Первая попытка использования ледниковых кернов для реконструкции климатических условий на Кавказе была предпринята на Джантуганском фирновом плато (бассейн ледника Джанкуат) в 1982–1984 гг. [Голубев и др., 1988]. Однако Джантуганское плато расположено в пределах теплой инфильтрационной зоны льдообразования, где вся толща фирна промыта инфильтрующимися

талыми водами. Тем не менее, по результатам структурно-стратиграфического анализа керна были реконструированы периоды с разной интенсивностью аккумуляции [Голубев и др., 1988] и баланс массы ледника Джанкуат [Роповнин, 1999].

Спустя 20 лет с целью создания комплексной количественной хронологии высокого разрешения для оценки климатических изменений на Кавказе было решено провести исследования ледникового керна, полученного на участке ледника с минимальным таянием. В качестве потенциальных мест для таких работ было рассмотрено три варианта – Западное плато Эльбруса, лежащее в интервале высот 5000–5200 м; ледник, занимающий кратер восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м; верхняя часть Безенгийской стены между вершинами Гестола и Шхара, расположенная на высоте около 5000 м на границе с Грузией. Здесь в 1987 г. были проведены рекогносцировочные исследования, на основе которых было установлено наличие холодной фирновой зоны [Дюргеров и др., 1988].

Вторая потенциальная точка для проведения глубокого бурения расположена в кратере восточной вершины Эльбруса. Ледник, лежащий в кратере, занимает площадь 0,07 км² и имеет наклон поверхности 5–10° и сток льда в сторону ледников Ирик-Ирикчат. 12–13 июля 2006 г. на всей поверхности этого ледника было выполнено радиолокационное зондирование, результаты которого согласуются с данными, полученными С.А. Никитиным в 1989 г. [Рототаева и др., 2002]. Исследования 7-метрового фирнового керна показали, что верхняя часть ледника представляет собой однородную толщу мелкозернистого фирна со следами сильного ветрового уплотнения. Значения плотности практически не меняются на протяжении всего разреза и составляют 0,5–0,6 г/см³. Температура фирна в забое скважины на глубине 7 м

составляет -19°C . По результатам исследования этого керна видно, что происходит сильное ветровое перераспределение снега, и интерпретация глубокого керна может быть весьма затруднительна.

В августе – сентябре 2009 г. было проведено глубокое керновое бурение ледника на Западном плато Эльбруса на Кавказе [Михаленко, 2010]. Эти работы проводились Институтом географии РАН в рамках Международного полярного года и ставили своей целью реконструкцию климатических изменений на Кавказе по ледниковому керну и создание основы для построения комплексной палеоклиматической хронологии для умеренных широт Северного полушария.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глубокому керновому бурению на западном плато Эльбруса в 2009 г. предшествовал период предварительных исследований 2004–2007 гг. Западное плато Эльбруса (рис. 1) представляет собой относительно плоскую поверхность в верховьях ледников Большой Азау и Кюкюртлю. Оно расположено на высотах 5000–5150 м над уровнем моря и занимает площадь около $0,5\text{ км}^2$. В 2004–2007 гг. на плато была проведена серия радиолокационных исследований, в результате которых было установлено, что толщина льда варьирует в диапазоне 100–200 м, достигая в северо-восточной части плато $255 \pm 8\text{ м}$ [Лаврентьев и др., 2010]. В 2004 г. на Западном плато ручным буром была пробурена скважина глубиной 21,4 м и получен керн льда [Михаленко и др., 2005]. После стратиграфического описания керн на месте бурения был разрезан на образцы для изотопно-кислородного анализа, которые были проанализированы в лаборатории Бёрдовского центра полярных исследований Университета штата Огайо в США. Разрез, вскрытый скважиной, представляет собой монотонно уплотняющуюся толщу мелкозернистого фирна. В керне были обнаружены радиационные корки толщиной 1–3 мм на глубинах 11,1 и 14,4 м.



Рис. 1. Западное ледниковое плато Эльбруса. Вид с северо-западного гребня. 2009 г. Фото В.Н. Михаленко

Плотность меняется от 210 кг/м^3 в приповерхностных горизонтах до 680 кг/м^3 на глубине 21,4 м. На глубине 10 м температура толщи составляет $-17,3^{\circ}\text{C}$.

Средняя концентрация ^{18}O и D составляет $-14,8$ и $-103,5\text{ ‰}$ соответственно. При этом минимальные значения составляют -28 и -206 ‰ . По профилю наблюдается достаточно четкая сезонная изменчивость изотопного состава. Максимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -8 ‰ , а минимальное $-28,3\text{ ‰}$. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD на протяжении всего керна свидетельствуют о том, что конденсация водяного пара и накопление снега на плато происходят в условиях резко отрицательной температуры в течение всего года. Это подтверждается также температурными измерениями в скважине.

В июле 2007 г. на Западном плато в предполагаемой точке глубокого кернового бурения была установлена автоматическая метеостанция Aandera, оснащенная датчиками температуры воздуха, влажности, атмосферного давления, направления и скорости ветра, радиационного баланса и изменения высоты поверхности. Станция работала с 30 июля 2007 г. по 11 января 2008 г. и передавала информацию с интервалом 3 часа по каналу спутниковой связи. В результате обработки массива метеорологических данных была установлена тесная корреляционная связь между температурой воздуха, измеренной на плато, и на прилегающей к Эльбрусу равнинной метеостанции Минеральные Воды.

БУРОВЫЕ РАБОТЫ 2009 г.

Глубокое бурение на Западном плато было проведено в период с 29 августа по 7 сентября 2009 г. Транспортировка буровой установки, оборудования и материалов к месту проведения работ, а также спуск кернов льда, проводились вертолетом МИ-8МТВ авиакомпании СИМАРГЛ (г. Нальчик).

Скважину бурили с помощью электромеханической буровой установки, специально разработанной для высокогорного бурения компанией GeoTech (Япония) под руководством А. Такахаша (А. Takahashi). В работе принимали участие три человека. Бурение проводилось вне защитного помещения. Глубина проходки составляла от 20 м в день в верхней части толщи до 10 м в день в придонных горизонтах. Соответственно, скорость бурения с учетом спуска-подъема бурового снаряда составляла 10 и 5 м/ч. За один рейс проходили около 0,5 м. После стратиграфического описания керн был упакован в полиэтиленовые пакеты и специальные тубусы и хранился ниже поверхности снега при отрицательной температуре. В процессе бурения на глубине 107 м был встречен 40-сантиметровый прослой обломочного вулканического материала, который был пройден за 4 часа. Далее, вплоть до ложа на глубине 182 м, бурение выполняли в обычном режиме.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Керн льда в замороженном состоянии был доставлен в Москву для дальнейшей обработки. Его стратиграфическое описание проводилось в Лаборатории криогенных процессов Научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей географического факультета МГУ. Основная цель заключалась в выделении годовых горизонтов на основе циклического чередования зимних и летних прослоев. За основу стратиграфического описания керн была принята морфогенетическая классификация отдельных горизонтов глубинного разреза, детально изложенная в [Архипов и др., 2001]. Керн исследовался в проходящем свете. Глубина залегания и толщина отдельных горизонтов фиксировались с точностью 1 мм. Очень малое количество инфильтрационного льда по всему разрезу свидетельствует о том, что лед формировался при «сухом» уплотнении толщи, а ледяные прослои представляют собой радиационные корки.

Толщина фирна составляет не менее 50 м. На этой глубине воздушные включения носят вытянутый ветвистый характер (рис. 2). Ледообразование завершается на глубине примерно 60 м, где пузырьки воздуха становятся замкнутыми, а плотность достигает величин, характерных для ледникового льда (рис. 3). В ледниковом льду (70–80 м на рис. 2) преобладают изолированные сферические воздушные включения, и такой характер их распределения характерен до самого ложа.

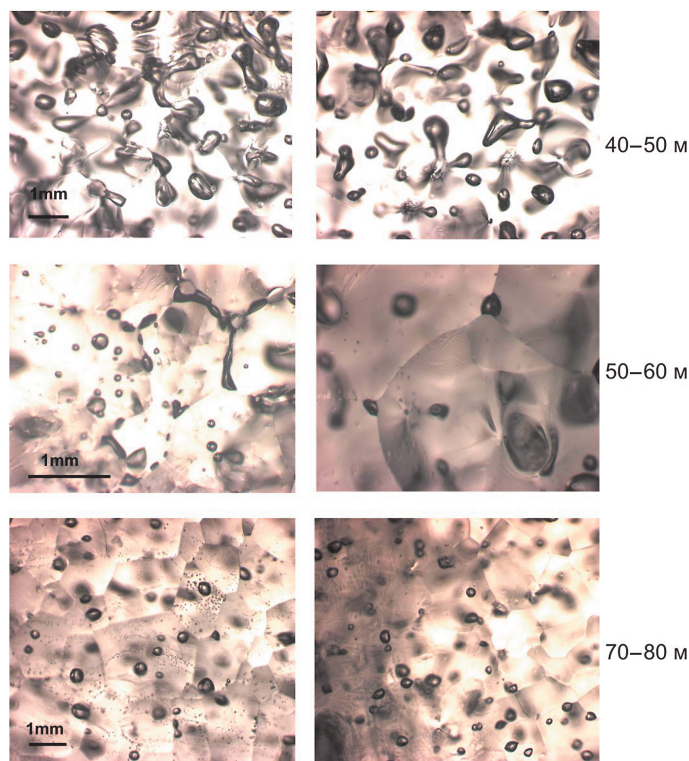


Рис. 2. Воздушные включения на разных глубинах в фирново-ледяной толще на Западном плато Эльбруса

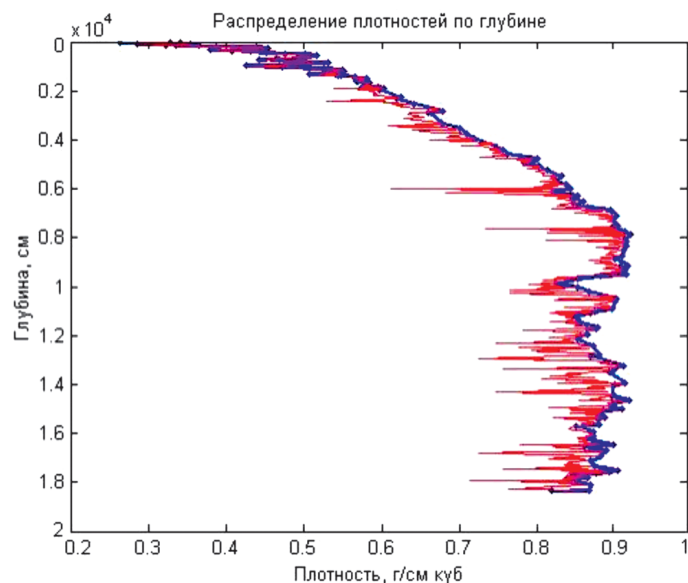


Рис. 3. Распределение плотности фирново-ледяной толщи в керне льда с Западного плато Эльбруса

Толща снега, фирна и льда, вскрытая скважиной 2009 г., относительно однородна. Наблюдается незначительное количество радиационных корок, а также отдельные горизонты с признаками таяния. В разрезе данные прослои располагаются компактно, образуя своеобразные пачки летних слоев, и чередуются с преобладающими по мощности горизонтами фирна и рекристаллизационного льда (рис. 4). За 6 лет наблюдений (2004–2009 гг.) на поверхности Западного плато не было отмечено поверхностного таяния. Также не было выявлено связи количества и суммарной толщины ледяных прослоев с температурой воздуха. Поэтому в качестве рабочей гипотезы мы выдвигаем предположение, что ледяные прослои формируются в весенне-летний период, когда поверхность плато большую часть дневного времени освещается солнцем, при отрицательной температуре воздуха. Такой механизм формирования радиационных корок был детально исследован в Антарктиде [Котляков, 1961]. Поскольку снегонакопление на поверхности плато происходит равномерно круглый год, то стратиграфическим маркером, отражающим сезонную цикличность, могут быть как раз серии радиационных корок. Закономерное переслаивание в разрезе пачек таких корок будет служить основой для расчленения ледниковой толщи на годовые горизонты.

Следы радиационных корок уверенно выделяются в разрезе до глубины 100 м. При этом за границу годовых слоев мы принимали подошву самого нижнего прослоя в пачке корок и горизонтов со следами таяния, т. е. горизонта, отложенного в мае – июне. Радиационные корки формируются на поверхности плато не каждый год. Поэтому при подсчете годовых слоев принималась во внимание естественная ритмичность проявления летних горизонтов в керне. Помимо следов таяния и наличия радиационных корок такими

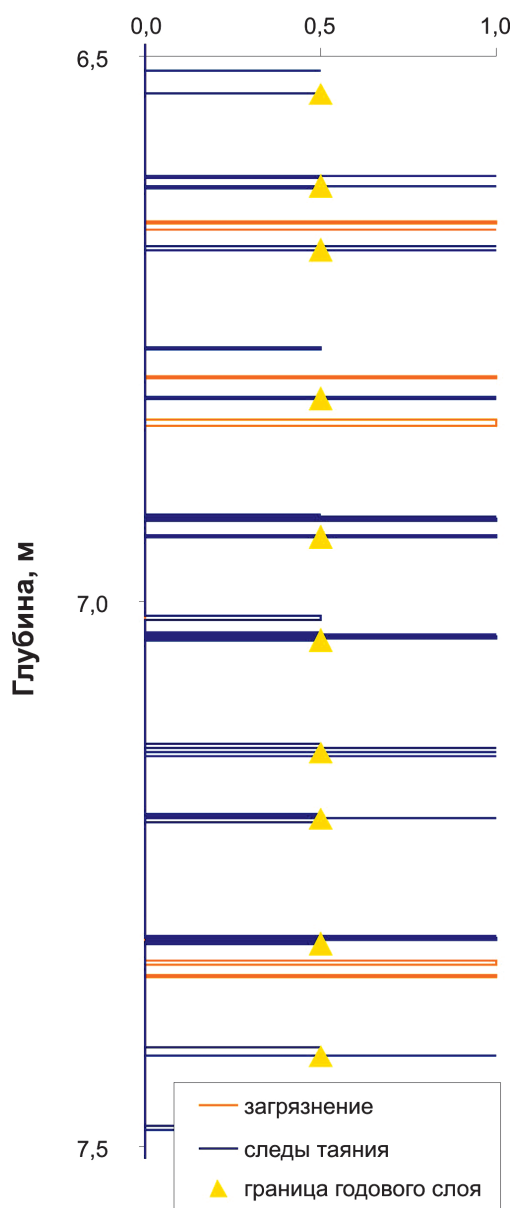


Рис. 4. Графическое представление стратиграфического описания керна. По оси x даны условные величины (1 для ледяной корки, 0,5 для слоя со следами таяния)

проявлениями служит частое переслаивание горизонтов с разными значениями плотности, размера зерен фирна и пористости. В результате путем простого подсчета годовых слоев удалось датировать верхнюю часть фирново-ледяной толщи до глубины 100 м. На рис. 5, а представлено распределение возраста соответствующих горизонтов по глубине. По нашей оценке, слои льда на глубине 100 м образовались из снега, выпавшего на плато в 1919–1920 гг. Толщина годовых горизонтов закономерно уменьшается с глубиной по мере уплотнения фирновой толщи от 2–2,5 м на поверхности до 0,8–1 м на глубине замыкания пор (рис 5, б). Дальнейшее уменьшение толщины годовых слоев связано с процессом растекания льда.

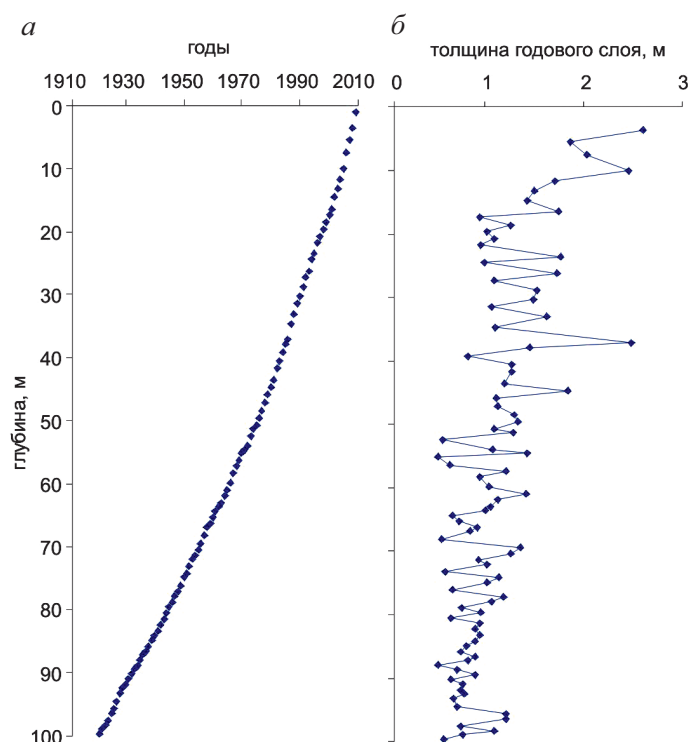


Рис. 5. Распределение возраста годовых горизонтов по глубине (а) и изменение толщины годового слоя с глубиной (б)

Исходя из предположения, что стратиграфические характеристики летних горизонтов зависят от метеорологических условий, мы рассчитали суммарную толщину ледяных прослоев в каждой их серии и проанализировали данные ближайших метеостанций. В результате было установлено, что суммарная толщина ледяных прослоев в кернах льда, образованных за летний сезон, напрямую зависит от продолжительности солнечного сияния в июне, когда высота солнца максимальна. Наиболее тесная связь (с коэффициентом корреляции 0,73) наблюдается с равнинной станцией Черкесск, расположенной сравнительно далеко от точки бурения. Значимые ($P < 0,01$) коэффициенты корреляции были получены также для метеостанций Клухорский перевал (0,5), Шаджатмас (0,69) и Кисловодск (0,58). Корреляция для всех станций проводилась для одного и того же периода с 1989 по 2004 г. из-за ограниченного ряда наблюдений на метеостанции Черкесск. На рис. 6 видно соответствие пиков продолжительности солнечного сияния в июне и толщины ледяных прослоев в кернах льда. Хорошая связь с данными равнинной метеостанции подтверждает высказанное ранее предположение [Михаленко и др., 2005], что метеорологические условия на плато в большей степени контролируются процессами, происходящими в свободной атмосфере, а не местными условиями погоды. Этим же объясняется более слабая связь с горной метеостанцией Клухорский перевал, где продолжительность солнечного сияния сильно зависит от локальных облачных условий.

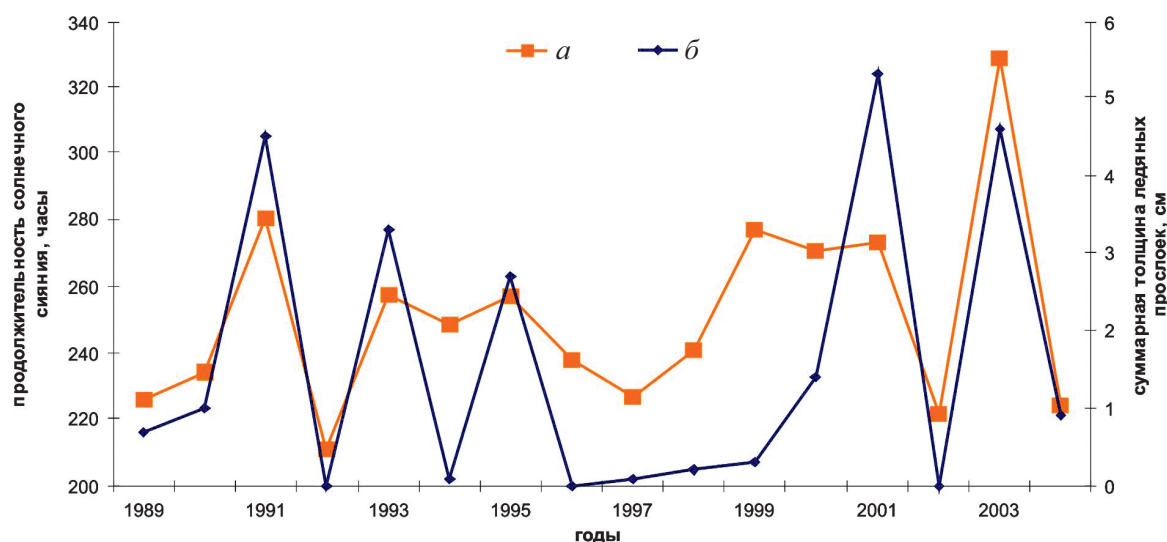


Рис. 6. Продолжительность солнечного сияния в июне на м/с Черкесск (а) и суммарная за год толщина ледяных прослоев в керне (б)

Общее распределение суммарной толщины ледяных прослоев за год в фирново-ледяной толще представлено на рис. 7. Ее можно разделить на два участка. Для периода 2009–1982 гг. (от 0 до 40 м соответственно) характерен относительно большой разброс значений суммарной толщины ледяных корок

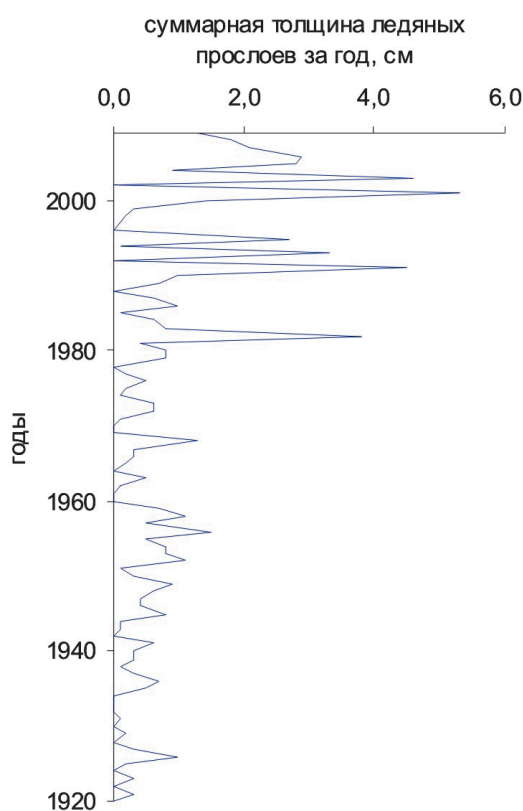


Рис. 7. Суммарная за год толщина ледяных прослоев в фирново-ледяной толще Западного ледникового плато Эльбруса

за отдельные годы (от 0 до 5,3 см). Для горизонтов, сформированных до 1982 г. (глубже 40 м), суммарная толщина ледяных прослоев составляет менее 1,5 см. Разница в суммарной толщине корок для двух участков керна достигается в основном за счет увеличения в верхней части керна количества ледяных прослоев (в среднем 4,5 прослоя в год для верхней части и 1,6 прослоя в год глубже 40 м). В то же время максимальная толщина отдельных прослоев остается практически неизменной по всему разрезу (в среднем 0,3 см), за исключением 1993, 2001 и 2003 гг., когда она достигала максимума (2–2,4 см). Выявленная ранее связь толщины радиационных корок с продолжительностью солнечного сияния значима лишь до глубины 40 м. Одной из возможных причин такого строения фирновой толщи может быть изменение локальных условий освещенности поверхности плато в результате смещения точки бурения от 500-метровой стены Западной вершины Эльбруса, создающей обширный затененный участок.

Расчленение фирново-ледяной толщи на годовые горизонты и их датирование позволяет рассчитать водозапас каждого слоя. Годовая аккумуляция в данном случае подразумевает границу года в начале лета в соответствии с проведенным датированием. На рис. 8 приведены рассчитанные значения годовой аккумуляции на Западном плато Эльбруса с 1920 по 2008 г. Среднее значение за этот период составило 870 мм водного эквивалента. Максимальная величина за весь период (1740 мм в. э.) отмечалась в 1987 г. (с июня 1986 по июнь 1987 г.), когда по многочисленным данным на Центральном Кавказе был зарегистрирован максимум снегонакопления. Направленного изменения аккумуляции снега на западном плато Эльбруса за последние 90 лет не происходит. Некоторый рост аккумуляции наблюдается с середины 1970-х до начала 1990-х годов. Сравнение полученных значений

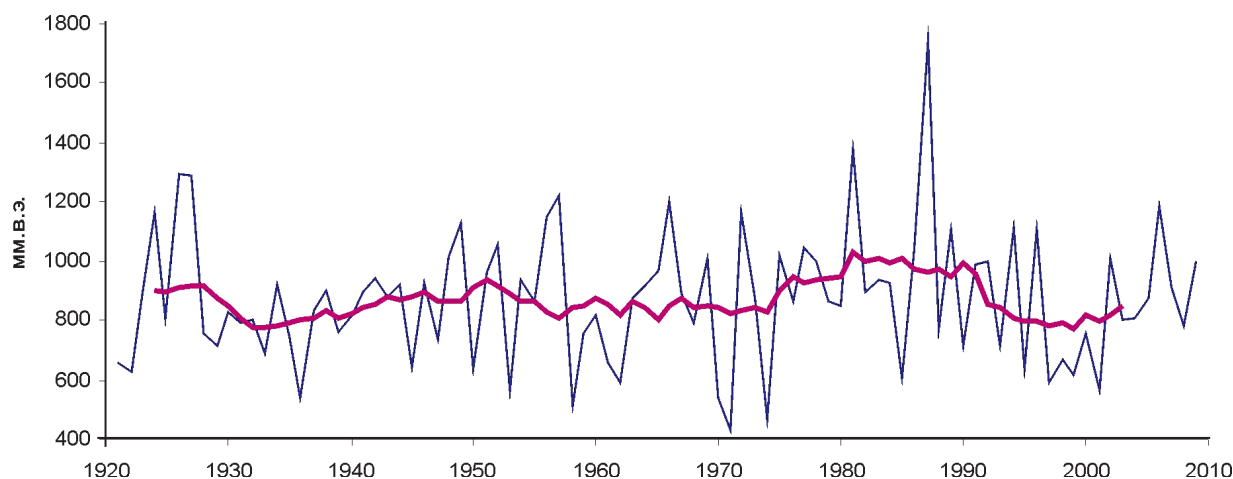


Рис. 8. Значения годовой аккумуляции на Западном плато Эльбруса

аккумуляции с количеством осадков на ближайших метеостанциях, а также с данными наблюдений за балансом массы ледников Гарабаши и Джанкуат, значимых связей не выявило. Это объясняется, прежде всего, условиями снегонакопления на Западном плато Эльбруса, где осадки выпадают в твердом виде в течение всего года, и значительную роль играет орографический фактор – положение плато перед 500-метровой стеной Западной вершины Эльбруса.

ТЕМПЕРАТУРА ФИРНОВО-ЛЕДЯНОЙ ТОЛЩИ

После завершения бурения в скважине были проведены измерения температуры толщи. Перед началом измерений тампонирующая скважина выстаивалась двое суток. Измерения с точностью $0,1^{\circ}\text{C}$ проводились сверху вниз при помощи термистора, который был тарирован дважды до начала работ и после их окончания. Сравнение двух тарировок показало устойчивость характеристик измерительного элемента. На каждом уровне термистор выстаивался в течение 15–20 минут до полной стабилизации измеряемого электрического сопротивления.

Проведем реконструкцию температуры на поверхности по температурному профилю скважины, пробуренной на Западном плато Эльбруса. Точность измерений температуры в скважине составляла $0,1^{\circ}\text{C}$. Измеренный и соответствующий ему аппроксимированный температурные профили изображены на рис. 9. Измеренный температурный профиль можно условно разделить на три части: до 10 м, от 10 до 120 м и от 120 м до основания. На глубинах до 10 м можно видеть резкое изменение температуры примерно на 6°C , которое связано с сезонными изменениями температуры на поверхности. От 10 до 120 м температура в скважине меняется от -19 до -12°C и наилучшим

образом отображает прошлые изменения температур. Этому диапазону глубин соответствует промежуток времени до 50 лет назад. На глубинах от 120 м температура начинает резко повышаться и достигает у ложа $-2,4^{\circ}\text{C}$. Наибольшее влияние на профиль температуры

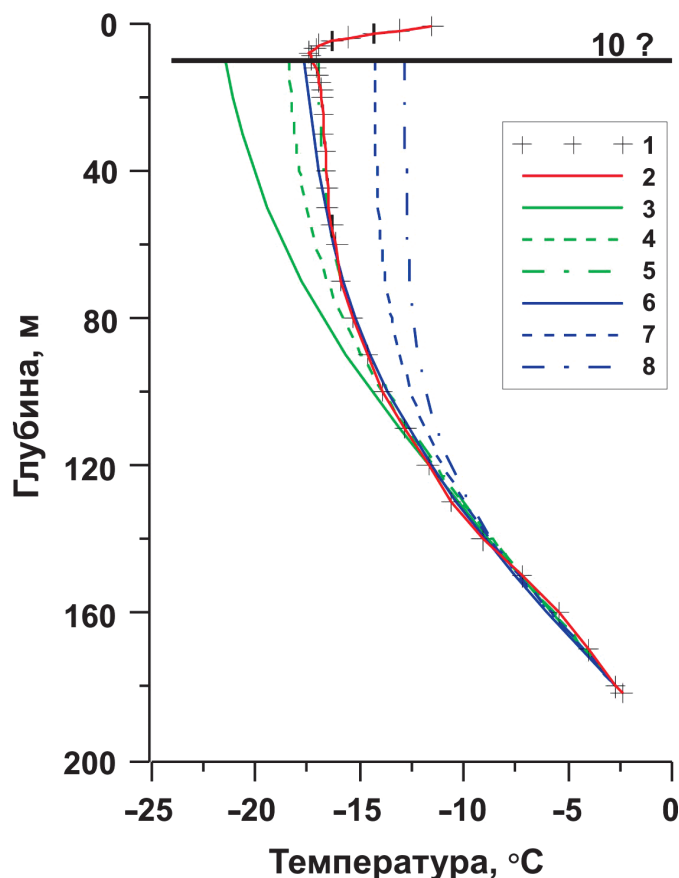


Рис. 9. Температура в скважине: 1 – измеренные значения; 2 – аппроксимированный профиль; 3, 4, 5 – стационарный профиль для случая квадратичной адвекции; 6, 7, 8 – стационарный профиль для случая линейной адвекции ($A_0 = 1,25; 2,25$ и 3 м/год, соответственно)

в этой области оказывает геотермический тепловой поток, который отражает длительные устоявшиеся геологические процессы в недрах Земли.

Запишем математическую постановку задачи. Процесс распространения тепла в леднике описывается одномерным уравнением теплопроводности с учетом адвекции годовых слоев в леднике [MacAyeal et al., 1991]. Направим ось z от поверхности ледника к его основанию, за начало отсчета возьмем поверхность ледника. Тогда распределение температуры в леднике на отрезке времени $[0, t_f]$ станет решением следующей задачи:

$$\rho(z)C(z)\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z)\frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \right] - \rho(z)C(z)w(z,t)\frac{\partial T(z,t)}{\partial z},$$

$$0 < z < H, 0 < t < t_f,$$

$$\frac{\partial T}{\partial z}(H,t) = -\frac{q}{k(H)}, \quad (1)$$

$$T(0,t) = U_0 + \mu(t),$$

$$T(z,0) = U(z).$$

Здесь H – глубина ледника, $\rho(z)$ – плотность, $C(z)$ – теплоемкость, $k(z)$ – коэффициент теплопроводности, q – геотермический поток, U_0 – начальная температура на поверхности, $\mu(t)$ – отклонение температуры на поверхности от начального значения ($\mu(0) = 0$), $w(z, t)$ – адвекция, $U(z)$ – начальный профиль температуры.

В качестве начального профиля температуры $U(z)$ возьмем стационарный профиль температуры, т. е. решим следующую задачу:

$$\frac{d}{dz} \left[k(z)\frac{dU(z,t)}{dz} \right] - \rho(z)C(z)w(z)\frac{dU(z,t)}{dz} = 0,$$

$$0 < z < H,$$

$$\frac{dU}{dz}(H) = -\frac{q}{k(H)} \quad (2)$$

$$U(0) = U_0.$$

Зависимостью удельной теплоемкости $C(z)$ и теплопроводности $k(z)$ от глубины можно пренебречь, так как изменения этих параметров по глубине незначительны. Таким образом, удельную теплоемкость и теплопроводность возьмем следующими:

$$C = (2098 + 7,122 < T >) = 1999 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{K)},$$

$$k = 9,828e^{-0,0057(273,15 + < T >)} = 2,24 \text{ Вт/(м} \cdot \text{K)},$$

где $< T > = -13,9$ °C – средняя температура в скважине.

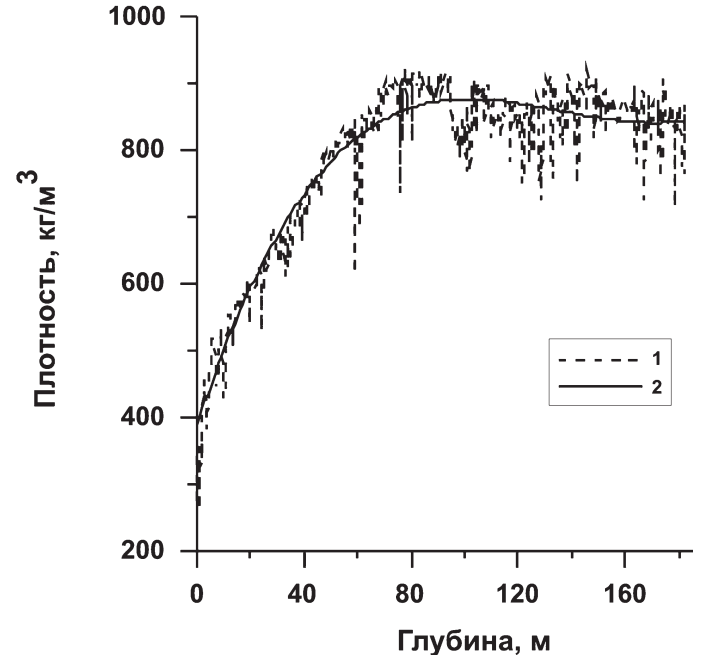


Рис. 10. Плотность: измеренный (1) и аппроксимированный (2) профили

Плотность $\rho(z)$ достаточно сильно меняется с глубиной и резко изменяется вблизи поверхности ледника. Так, значение плотности на глубине 80 м отличается от значения плотности на поверхности более чем вдвое. Измеренный профиль плотности изображен на рис. 10. Для решения задачи будем использовать профиль плотности, аппроксимированный полиномом 4-й степени.

Годовая аккумуляция по керну на плато изменяется от 500 до 1200 мм в. э., при средней величине 900 мм в. э. в год. Взяв среднюю плотность на поверхности $\rho \approx 400 \text{ кг/м}^3$, получим, что скорость аккумуляции на поверхности A_0 изменяется от 1,25 до 3 м/год при средней величине 2,25 м/год. Поскольку измерения адвекции годовых слоев в скважине не проводились, рассмотрим несколько случаев: адвекция как линейная и как квадратичная функция глубины, которая на поверхности равна скорости накопления осадков (1,25; 2,25 и 3 м/год соответственно), а у основания ледника равна нулю. Профили адвекции изображены на рис. 11.

Определим стационарный профиль температуры в скважине и геотермический тепловой поток. Исходя из того, что для большинства ледников профили температуры у основания соответствуют стационарным распределениям, установим стационарные профили и значение геотермического теплового потока для измеренного температурного профиля при различных профилях адвекции. Значение геотермического теплового потока на нижней границе ледника оказалось равным $q \approx 0,35 \text{ Вт/м}^2$. Как видно, это значение сильно превышает среднее значение теплового потока для Центрального Кавказа. Но для Эльбруса повышенное значение теплового потока может достигать и 2 Вт/м^2 [Масуренков, 1971], что связывают с еще неустывшим

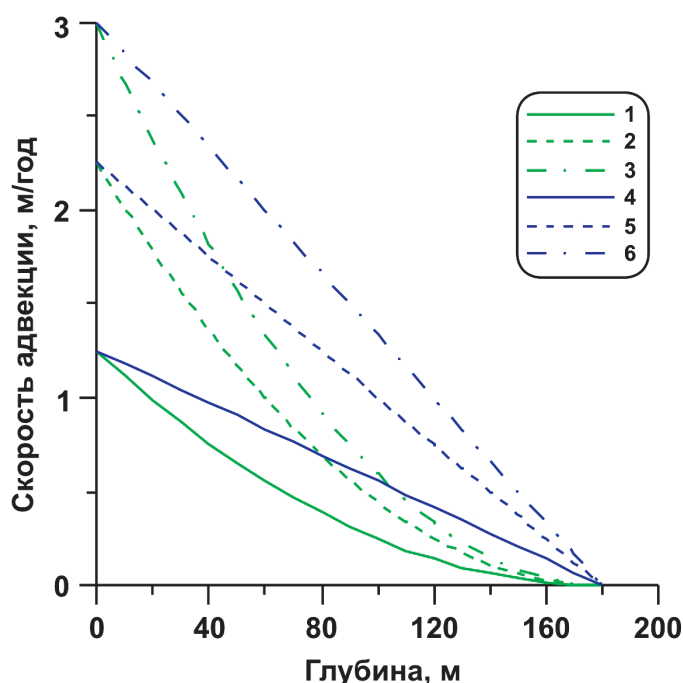


Рис. 11. Скорость адвекции: 1, 2, 3 – случай квадратичной адвекции и 4, 5, 6 – случай линейной адвекции ($A_0 = 1,25; 2,25$ и 3 м/год, соответственно)

магматическим очагом под вулканом Эльбрус. Вычисленные из задачи (2) стационарные температурные профили для различных случаев адвекции годовых слоев изображены на рис. 9.

В задачах восстановления долговременных изменений температуры поверхности по экспериментальным профилям температуры в скважине под температурой поверхности подразумевается температура на глубине деятельного слоя (≈ 10 м) [Blatter, 1987]. Изменения температуры на этой глубине, как правило, хорошо отражают длительные изменения среднегодовых температур на поверхности, так как не претерпевают резких изменений, обусловленных сезонными колебаниями температуры окружающей среды, которые поглощаются в деятельном слое. Запишем прямую задачу (1) в операторном виде: $T(z, t_f) = R[\mu]$. Если обозначить измеренный температурный профиль в скважине как $\theta(z)$, то решение обратной задачи можно записать в следующем виде: $\mu = R^{-1}[\theta]$. Данное уравнение не имеет точного решения для элемента $\theta(z)$. Это связано с тем, что измеренный температурный профиль в скважине $\chi(z)$ содержит возмущения температуры, которые приводят к тому, что $\theta(z) \notin G$, где $G = RF$ – множество образов при отображении, выполняемом оператором R и $\mu \in F$. Таким образом, обратная задача нахождения изменения температуры поверхности представляет собой некорректно поставленную задачу. Для реконструкции температуры поверхности воспользуемся методом регуляризации Тихонова [Нагорнов и др., 2001; Коновалов и др., 2001]. Метод регуляризации Тихонова заключается в определении граничной

температуры $\mu(t)$, минимизирующей сглаживающий функционал, состоящий из невязки и стабилизатора [Тихонов, Арсенин, 1986]:

$$\Psi = \frac{1}{2} \int_0^H [\tilde{R}\{\mu(t)\} - \theta(z)]^2 dz + \alpha \Omega\{\mu(t)\}, \quad (3)$$

где α – параметр регуляризации, согласованный с точностью входных данных. Функционал $\Omega\{\mu(t)\}$ называется стабилизирующим или стабилизатором:

$$\Omega\{\mu(t)\} = \int_0^{t_f} \sum_{j=0}^r q_j \left(\frac{d^j \mu}{dt^j} \right)^2 dt. \quad (4)$$

Здесь r – порядок стабилизатора, а коэффициенты $q_j \geq 0$, $q_r > 0$. Процедура минимизации сглаживающего функционала Ψ может быть реализована с помощью градиентного метода и представляет собой итерационную процедуру [Нагорнов и др., 2001; Коновалов и др., 2001]. Итерационная процедура выполняется до тех пор, пока не будет достигнут минимум функционала Ψ с заданной точностью, которому соответствует оптимальное решение обратной задачи.

Реконструкция изменений прошлых температур на глубине 10 м на разных масштабах времени представлена на рис. 12 и 13. Как видно из рис. 12, реконструкции описывают схожие климатические сигналы: похолодание за несколько последних лет с предшествующим потеплением на промежутке около 10 лет. Наибольшие различия в реконструкциях наблюдаются с 1960 по 1990 г., что связано с большим расхождением значения U_0 для разных стационарных профилей температуры. Так, для стационарных температурных профилей, полученных с использованием линейного и квадратичного профилей адвекции со скоростью аккумуляции на поверхности $A_0 = 2,25$ м/год, разница между значениями U_0 составляет примерно 4°C . Как видно из рис. 13, именно эта разница в температурах наблюдается в 1910–1960 гг.

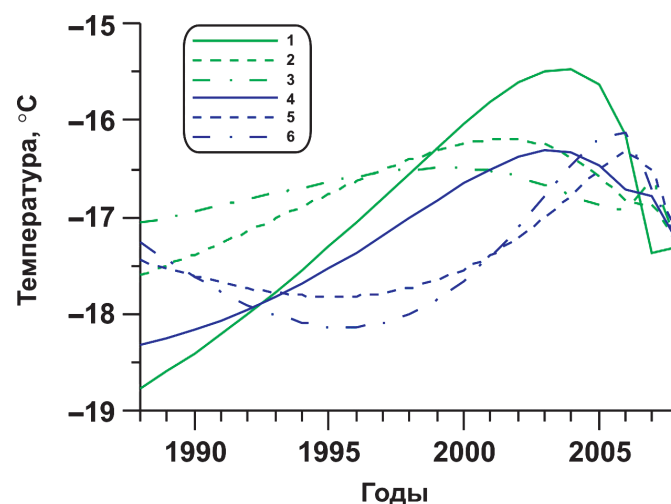


Рис. 12. Реконструкции прошлых температур на глубине 10 м для 1988–2008 гг. при различных профилях адвекции (см. рис. 11)

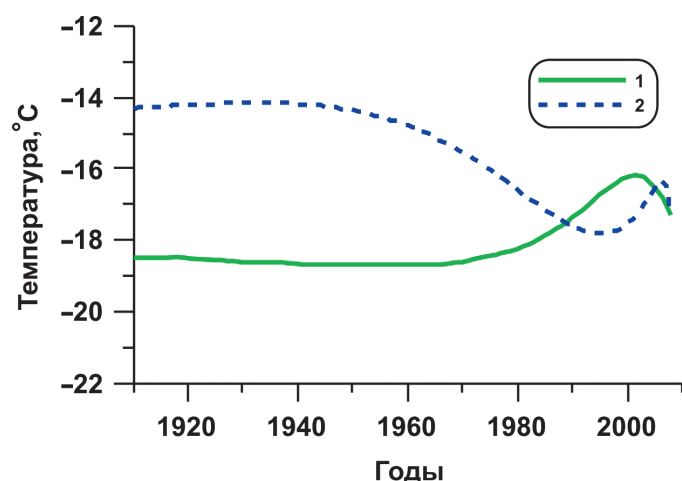


Рис. 13. Реконструкции прошлых температур на глубине 10 м для 1910–2008 гг. в случаях квадратичного (1) и линейного (2) профилей адвекции, $A_0 = 2,25$ м/год

Таким образом, выбор профиля аккумуляции оказывает сильное влияние на выбор стационарного температурного профиля и, тем самым, влияет на характер проведенной реконструкции. Поэтому для проведения более точных реконструкций необходимы данные по адвекции годовых слоев в леднике.

Благодарности. Работы на Западном плато Эльбруса в 2004–2009 гг. и интерпретация керна льда финансировались за счет Программы П-16 Президиума РАН, Программы 13 Отделения наук о Земле РАН, гранта РФФИ № 11-05-00304. Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам Лаборатории криогенных процессов географического факультета МГУ и лично В.Н. Голубеву за оказанную помощь при проведении стратиграфических исследований ледникового керна.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.М., Михаленко В.Н., Томпсон Л.Г., Загороднов В.С., Кунахович М.Г., Смирнов К.Е., Макаров А.В., Кузнецов М.П. Стратиграфия деятельного слоя ледникового купола Ветреный, о. Грэм-Белл, арх. Земля Франца-Иосифа // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 169–186.
- Бушуева И.С., Соломина О.Н. Колебания ледника Кашкаташ за последние четыре столетия по картографическим, дендрохронологическим и лихенометрическим данным // Лед и снег. 2011. В печати.
- Голубев В.Н., Михаленко В.Н., Серебренников А.В., Гвоздик О.А. Структурные исследования ледяного керна Джантуганского фирнового плато на Центральном Кавказе // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 25–33.
- Долгова Е.А., Соломина О.Н. Первая количественная реконструкция температуры воздуха теплого периода на Кавказе

по дендрохронологическим данным // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 252–256..

Дюргеров М.Б., Михаленко В.Н., Гобеджишвили Р.Г. Письмо в редакцию МГИ об исследованиях на Катынском фирновом плато // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 245–248.

Золотарев Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. М.: Научный мир, 2009. 238 с.

Коновалов Ю.В., Нагорнов О.В., Загороднов В.С., Thompson L. Восстановление температуры поверхности ледника по данным скважинных измерений // Математическое моделирование. 2001. Т. 13. № 11. С. 48–68.

Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.

Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подледный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лед и снег. 2010. № 2. С. 12–18.

Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага вулкана Эльбрус // Бюлл. вулканол. станций. 1971. № 4. С. 79–82.

Михаленко В.Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лед и снег. 2010. № 1. С. 123–126.

Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 185–190.

Нагорнов О.В., Коновалов Ю.В., Загороднов В.С., Томпсон Л.Г. Восстановление температуры поверхности Арктических ледников по данным измерений температуры в скважинах // Инженерно-физический журнал. 2001. Т. 74. № 2. С. 3–13.

Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 432 с.

Рототаева О.В., Никитин С.А., Бажев А.Б. и др. Толщина льда на южном склоне Эльбруса // МГИ. 2002. Вып. 93. С. 143–151.

Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л.Н. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 111–121.

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

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

Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1986. 288 с.

Blatter H. On the thermal regime of an Arctic valley glacier: a study of White Glacier, Axel Heiberg Island, N.W.T. Canada // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33, № 114. P. 200–211.

MakAyeal D., Firestoun J, Waddington E, Paleothermometry by cntrol methods // Jour. of Glaciology. 1991. V. 37. N 127. P. 326–338

Popovnin V.V. Annual mass-balance series of a temperate glacier in the Caucasus, reconstructed from an ice core // Geogr. Annaler. 1999. V. 81A. P. 713–724.

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