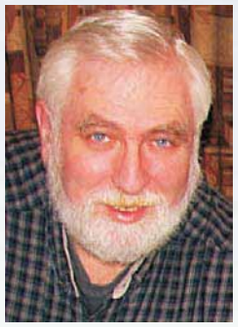


Глазовский Андрей Федорович. Окончил в 1976 г. географический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Ведущий научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН. Занимается исследованиями строения, режима и динамики ледников. Участвовал в экспедициях на Камчатке, Шпицбергене, Новой Земле, Северной Земле, Земле Франца-Иосифа, в Антарктиде, горах Средней Азии.

Мачерет Юрий Яковлевич. Окончил в 1963 г. Геологоразведочный факультет Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. И.М. Губкина. Ведущий научный сотрудник отдела гляциологии Института географии РАН. Занимается исследованиями строения и режима ледников радиолокационным и геофизическими методами. Участвовал в экспедициях на Полярном Урале, Кавказе, Тянь-Шане, в Джунгарском Алатау, на Памиро-Алае, Камчатке, Шпицбергене, Новой Земле, Северной Земле, на ледяном потоке В и остро-вах Кинг-Джордж и Ливингстон в Антарктиде. Автор книги «Радиозондирование ледников», М., Научный мир, 2006.

Глазовский А. Ф., Мачерет Ю. Я. ВОДА В ЛЕДНИКАХ.
Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований

А. Ф. Глазовский, Ю. Я. Мачерет

ВОДА В ЛЕДНИКАХ

Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт географии РАН

А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет

ВОДА В ЛЕДНИКАХ. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ГЕОС
Москва
2014

УДК 574.5
ББК 26.323
Г 8

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. – М.: ГЕОС, 2014. – 528 с.
ISBN 978-5-89118-663-7

В книге обобщены имеющиеся представления о влиянии воды на поверхности, в толще и у ложа ледников на их режим и динамику, которые опираются на результаты исследований последних 20–30 лет с применением современных геофизических и дистанционных методов.

Книга будет полезна студентам, аспирантам и исследователям, занимающимся изучением ледников в Арктике, Антарктиде и Гренландии.

Под общей редакцией академика *В.М. Котлякова*

Рецензенты:
Доктор геогр. наук *В.Н. Голубев*
Доктор геогр. наук *А.В. Сосновский*

Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. – M.: GEOS, 2014. – 528 p.

The book summarizes the current understanding of influence of water on surface, in ice body and at the bedrock of glaciers on their regime and dynamics based on the results of geophysical and remote sensing studies of the last 20–30 years.

The book will be useful for students, graduate students and researchers studying the glaciers in the Arctic, Antarctica and Greenland.

Executive Editor: *V.M. Kotlyakov*
Reviewers: *V.N. Golubev, A.V. Sosnovsky*

Фотография на обложке:
Ледник Шокальского, Русская Гавань, Новая Земля
(14 апреля 2007 г., фото *А.Ф. Глазовского*)

Рукопись книги рекомендована к печати Ученым советом ИГ РАН

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 14-05-07009

Издание РФФИ не подлежит продаже

ISBN 978-5-89118-663-7

© Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., 2014
© Издательство ГЕОС, 2014

Предисловие

Когда-то, на заре своего зарождения, гляциология рассматривалась как часть гидрологии, но уже в середине XIX в. выяснилось, что закономерности развития природных феноменов, представляющих собой компоненты твердой воды, развиваются по другим «правилам» и тем самым относятся к другой отрасли науки, хотя и имеют общие корни.

Фундамент гляциологии укреплялся на протяжении полутора веков и особенно интенсивно стал развиваться во второй половине XX в., в частности благодаря быстрому развитию геофизических методов исследования. Эти методы, уже широко применявшиеся в разведочной геофизике, дали ощутимые результаты в геологической науке, и начиная с 1960–70-х годов стали широко применяться в гляциологии.

Ледники, такие «обыкновенные» с первого взгляда, на самом деле имеют сложное строение, и одной из главных их особенностей является наличие и взаимодействие твердой и жидкой воды. Особенности взаимодействия льда и воды определяются давлением и температурой, господствующими в этой природной среде, а они очень различаются в холодных и теплых ледниках.

Исследования ледников, направленные на изучение подобных процессов, во второй половине XX в. быстро нарастали по мере внедрения все новых и новых методов и сейчас приобрели невиданный размах. Каждый год, каждый полевой сезон приносит все новые результаты в изучении водного режима горных и полярных ледников, а в последнее десятилетие огромное внимание привлекло изучение водного режима Гренландского и Антарктического ледниковых покровов.

В результате широкого фронта исследований во многих странах появилось огромное количество публикаций, посвященных внутренним процессам в ледниках. В их числе едва ли не первое место заняли результаты изучения водного режима и жидкой воды в ледниках – ее накопления в толще льда, прорыва полостей с водой и путей стока внутри и на поверхности ледников.

Настоящим географическим открытием стало появление на карте громадного подледникового озера Восток, а теперь в Антарктиде уже известно более 400 подледных озер, и число их неизменно растет по мере совершенствования дистанционных методов исследования. Так что впереди еще много новых открытий и знаний, непрерывно пополняемых учеными разных стран и научных школ.

Такое обилие новой информации, тем более в основном публикуемой на иностранных языках, представляет серьезные трудности для ее освоения отечественными учеными и студентами высших учебных заведений. Поэтому назрела необходимость освоения всего этого потока информации и осмысления ее в единой книге, нужной и полезной для широкого круга интересующихся людей.

Чтобы создать такую книгу, нужно изучить огромное количество книг и статей – труд сложный и многогранный, но весьма благодарный. И вот за такую трудоемкую работу взялись два сотрудника отдела гляциологии Института географии РАН Андрей Федорович Глазовский и Юрий Яковлевич Мачерет. Оба они имеют обширный опыт работы на ледниках, сами занимались подобными исследованиями, а Ю.Я. Мачерет в содружестве с другими учеными создал новую аппаратуру для геофизических исследований ледников и провел обширные и всемирно известные геофизические исследования ледников на Шпицбергене. Был открыт новый тип политермических ледников и доказана связь внезапных ледниковых подвижек (серджей) с особенностями температурного состояния ледников этого типа.

А.Ф. Глазовский и Ю.Я. Мачерет проанализировали огромный объем мировой литературы и создали детальный обзор исследований, выполненных десятками исследовательских групп и отдельными учеными из многих стран, организующих глубокое изучение ледников. Этот обзор, включающий и великолепные результаты собственных работ, окажет большую пользу отечественным исследователям и заинтересует наших студентов – будущих гляциологов, которые, несомненно, будут вооружены методами и приборами гораздо богаче нашего поколения.

Я рекомендую познакомиться с предлагаемой книгой многим гляциологам, гидрологам и геофизикам, которые, безусловно, почерпнут в ней не только новую обширную информацию, но и получат толчок к организации подобных работ на ледниках, которые принесут новые знания и окажутся полезными в нашем бесконечном познании окружающего мира.

Академик *В.М. Котляков*

Введение

Вода в ледниках занимает сравнительно небольшой (менее 1–2%) объем по сравнению со льдом, но именно она в значительной мере определяет их режим, динамику и реакцию на изменения климата. Такое понимание роли воды в жизни ледников сложилось сравнительно недавно, к середине 1970-х годов. Прежде ее рассматривали главным образом как компонент баланса массы и ледникового стока и исследовали с применением масс-балансовых и гидрологических методов. Но в последние годы проводится все больше исследований с целью оценки влияния воды на режим и динамику ледников, при этом все большее значение приобретают данные современных полевых и дистанционных исследований и результаты численного моделирования.

Объектами исследований становятся не только горные ледники как важные источники водоснабжения и гидроэнергетических ресурсов, но также ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии и ледниковые купола Арктики с их активными выводными ледниками и ледяными потоками, движение которых во многом определяет расход льда в окружающие моря и управляется условиями на их нижней границе, особенно в присутствии деформируемых отложений и воды на ложе.

Вода, появившаяся в результате поверхностного таяния и выпадения жидких осадков, проникает в ледниковую толщу и к ложу через трещины, ледниковые колодцы и зоны дробления льда. Дополнительным источником воды в ледниках служат внутренний диссипативный разогрев льда и трение на ложе. Все это приводит к развитию внутриледниковой и подледниковой дренажной сети, запас и давление воды в которой управляют динамикой ледников и в локальном, и в региональном масштабе. Примерами служат коротко- и длиннопериодные ускорения движения ледников в горных и полярных районах, быстрое течение выводных ледников и ледяных потоков в Гренландии и Антарктиде, ледниковые подвижки, прорывы подледниковых озер в Антарктиде и наледниковых и приледниковых озер в горных и полярных районах.

Полученные к началу 1970–80-х годов результаты исследований воды в ледниках обобщены в книге Г.Н. Голубева «Гидрология ледников» (1976) и в одной из глав книги У.С.Б. Патерсона «Физика ледников» (1984) и «Physics of glaciers» (1994). Часть обсуждавшихся в них вопросов рассмотрена в книге Б.Р. Мавлюдова «Внутренние дренажные системы ледников» (2006) со спелеологических позиций.

Со времени публикации первых двух монографий прошло уже более 20 лет, и хотя поставленные в них вопросы остаются актуальными до настоящего времени, но возможности их решения с помощью современных методов полевых и дистанционных исследований значительно расширились. Так, с начала 1960-х годов в практике гляциологических исследований стали широко применяться радиолокационные и радиофизические методы, сначала для измерения толщины ледников, а затем и для изучения их внутреннего строения, гидротермического состояния и режима и

условий на нижней границе (Богородский и др.; 1983; Bogorodsky et al., 1985; Dowdeswell, Evans, 2004; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007).

Все более широкое применение находят данные космических съемок в разных диапазонах длин волн и измерений со спутников Landsat, ERS-1, ERS-2, ICESat, GRACE, MODIS, TERRA для определения размеров, высоты и поверхностной скорости движения, изменения массы и индентификации зон льдообразования и поверхностного таяния на ледниках. Для высокоточных измерений высоты поверхности, поверхностной скорости движения, деформаций льда и их пространственно-временных изменений используют системы глобального позиционирования (GPS), включая дифференциальные (DGPS). Для определения давления воды на ложе, скоростей движения, деформации и свойств подстилающих пород (тилла) все шире используют глубокие скважины, пробуренные горячей водой под давлением.

Разработаны теоретические и методические подходы к изучению внутриледниковых и подледниковых дренажных гидрологических систем и их влияния на динамику ледников разных типов, включая холодные, теплые и политермические ледники, ледяные потоки и выводные ледники как важные элементы ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии и ледниковых куполов в Арктике.

Таким образом, по данной проблеме сейчас накоплен большой объем новых сведений, который до сих пор не нашел достаточного освещения в отечественной и зарубежной литературе. Предлагаемая книга обобщает представления о воде в толще и у ложа ледников и ее влиянии на их режим и динамику, которые опираются на результаты исследований последних 20–30 лет, полученные с применением современных геофизических и дистанционных методов.

Книга состоит из четырех глав. В главе 1 рассмотрены современные представления о путях поступления воды в толщу и к ложу ледников, внутриледниковых и подледниковых дренажных системах, их влиянии на режим и динамику ледников разных типов. В главе 2 представлены геофизические и дистанционные методы исследований воды в ледниках, оценки их гидротермического состояния, приведены характерные примеры их применения. Полученные с применением этих методов результаты исследований политермических и теплых ледников, выполненные авторами этой книги, представлены в главе 3. Результаты геофизических и дистанционных исследований воды в толще и на ложе ледников, закономерностей ее распределения и динамики представлены в главе 4. При этом особое внимание уделено скоплениям и динамике воды под ледниковыми покровами Антарктиды и Гренландии. Взаимодействие с морскими водами под шельфовыми и плавучими ледниками тоже упоминается, но в целом оно относится к области специальных исследований, что выходит за рамки этой книги.

В книге использованы материалы, полученные в результате исследований в рамках программы № 4 Президиума РАН и работ, которые поддерживались грантами РФФИ 99-05-65551-а, 04-05-64773-а, 10-05-00133-а и ФЦП «Шпицберген».

Авторы признательны академику В.М. Котлякову за его постоянное внимание и подержку при организации работ и написании этой книги.

Авторы благодарны всем сотрудниками Института географии РАН и других учреждений, участвовавших в подготовке и проведении совместных полевых исследований. Особую благодарность мы выражаем Е.В. Василенко, И.И. Лаврентьеву, Ф. Наварро, Х. Отеро, Ф. Мачио, Й.У. Хагену, Дж. Муру, П. Холмлунду, П. Гловацкому, А. Балуту, К. Мигале, Я. Яния.

Авторы надеются, что эта книга будет полезна студентам, аспирантам, всем исследователям, занимающимся проблемами снега и льда полярных и горных стран.

ГЛАВА 1
Вода в ледниках: современные представления

Количество и распределение воды на поверхности ледников зависит от климатических, морфологических и структурных факторов. Они же определяют интенсивность поверхностного таяния, соотношение областей абляции и аккумуляции, условия льдообразования, гидротермическое состояние и режим ледников. Цель этой главы – показать существующие представления о путях поступления воды в толщу и к ложу ледников, а также о формировании и развитии в ледниках внутри- и подледниковой дренажных систем. Основное внимание в ней уделено ледникам, где влияние воды на их динамику может быть особенно сильным.

1.1. Гидротермическое состояние и режим ледников

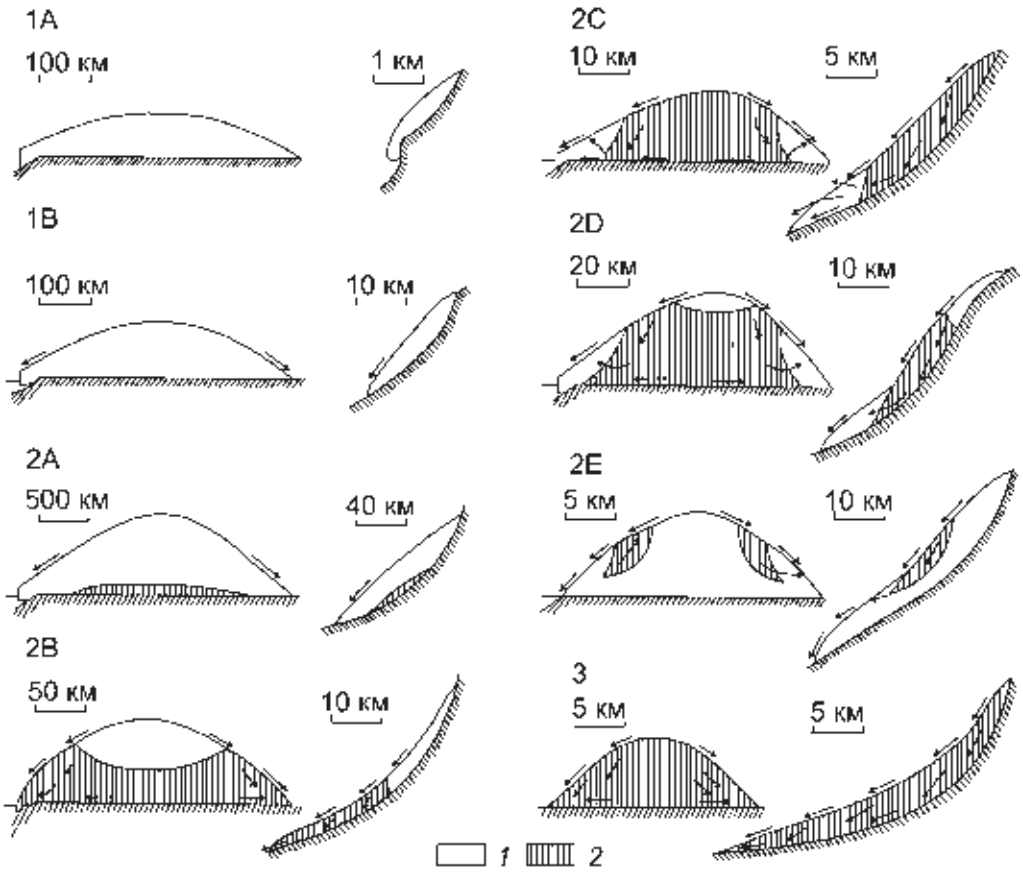
К ледникам, содержащим воду, в соответствии с классификациями М.Лагалли (Lagally, 1933), Х. Альмана (Ahlman, 1948), С. Барановского (Baranowski, 1977) и Г.А. Авсюка (1955), относятся переходные (субполярные) ледники и ледники с влажно-холодным и морским климатом (табл. 1.1). Особый класс образуют холодные ледники с таянием на ложе и политермические ледники с преимущественно с теплой областью питания и верхним слоем холодного льда и нижним слоем теплого льда в области абляции (двухслойные ледники).

Таблица 1.1

Геофизическая классификация ледников в соответствии с их тепловым состоянием и термическим режимом

Тип ледников по М. Лагалли (Lagally, 1933)	Тип ледников по Х. Альману (Ahlman, 1948) и С. Барановскому (Baranowski, 1977)	Тип распределения температуры в толще по Г.А. Авсюку (1955)
Холодные	Полярные	Сухой полярный
		Влажный полярный
Переходные	Субполярные	Влажно-холодный
		Континентальный
Теплые (изотермические)	Умеренные	Морской

По содержанию воды М. Коурт (Court, 1957) предложил разделять ледники или их части на три группы: не тающие с поверхности; с поверхностным таянием и последующим замерзанием просачивающейся талой воды; с распространением талых вод по всей толще. По С. Барановскому (Baranowski, 1977), им соответствуют три основных типа ледников (рис. 1.1): 1 – *полярные*, или *холодные*, которые подразделяются на два подтипа: 1A – высокополярные и сильно континентальные, полностью холодные и полностью сухие; 1B – более низких полярных широт и континентальных областей умеренных широт, полностью холодные зимой и кратковременно влажные на поверхности летом; 2 – *субполярные*, или переходные, которые подразделяются на пять подтипов: 2A – похожие на подтип 1B, но содержащие теплый лед у самого ложа в средней части ледников; 2B – высокогорные, с холодной и сухой областью аккумуляции и теплой и влажной областью абляции; 2C – морские высокоширотные, с теплой областью аккумуляции и холодной областью абляции; 2D – слабоконтинентальные, с холодным верхним слоем и теплой внутренней частью в области аккумуляции и холодной областью абляции; 2E – умеренно континентальные, почти полностью холодные, исключая



▲ **Рис. 1.1.** Классификация ледников по их гидротермическому состоянию и режиму (Baranowski, 1977). *1* – холодный лед, *2* – теплый лед. Стрелки показывают поверхностный и подледниковый сток воды

верхние слои в нижней части области аккумуляции; 3 – *умеренные* (морские), теплые и влажные во всей толще.

Термическое состояние ледников определяет и характер ледникового стока: поверхностный, внутриледниковый и подледниковый (см. рис. 1.1), а также гидротермический режим снежно-фирновой и ледяной толщ в их поверхностной, срединной и глубинных зонах, выше и ниже активного или деятельного слоя (Авсюк, 1955). Толщина этого слоя в областях аккумуляции обычно не превышает 15–20 м. В течение всего года он либо может иметь отрицательные температуры и быть сухим, либо в летний период температура в пределах этого слоя может повышаться до точки таяния льда, вызывая появление талой воды, ее инфильтрацию в нижележащие слои, частичный сток и последующее частичное или полное повторное замерзание, которое способствует отеплению снежно-фирновой и нижележащей ледяной толщи и формированию теплых и политермических ледников.

Процессы льдообразования на ледниках во многом определяются климатическими факторами, среди которых выделяются зимние и летние температуры воздуха, твердые и жидкие осадки (аккумуляция) и таяние (абляция). В ледниковых районах климатическая обстановка характеризуется не только широтной зональностью и степенью континентальности климата, но и вертикальной поясностью. Поскольку вертикальный градиент температуры составляет 0,5–1,4 °С/100 м, а высотный диапазон ледников достигает нескольких тысяч метров, только за счет этого фактора температура воздуха может понижаться на 10–20 °С. При этом количество осадков уменьшается, так как уменьшается запас влаги в атмосфере. Однако в горных районах последний эффект часто перекрывают эффекты предвосхождения и вертикальных потоков вдоль склонов. Кроме того, на распределение аккумуляции большое влияние оказывают метелевый перенос, лавинное питание и морфология горной страны в целом (Кренке, 1982). Все это сильно сказывается на распределении областей аккумуляции и абляции и положении разделяющей их границы питания, а также на процессах льдообразования в областях аккумуляции и тепловом состоянии и термическом режиме ледников.

1.2. Зоны льдообразования и их гидротермический режим

Существует несколько сопоставимых классификаций зон льдообразования на ледниках (табл. 1.2) (Котляков, 1968). В нашей стране принята система зон льдообразования, предложенная П.А. Шумским (1955), давшим названия зонам по преобладающим в них процессам льдообразования. Позднее П.А. Шумский и Е.Н. Цыкин (1962) ввели параллельную номенклатуру зон льдообразования по структуре верхней толщи и дополнительно выделили фирново-ледяную (инфильтрационную) зону с малой толщиной промачивания фирна над холодным льдом. А.Н. Кренке (1982) показал нестационарную природу этой зоны и предложил количественные оценки смены зон льдообразования в пространстве и во времени, а Г.Н. Голубев (1976) выделил дополнительную субхолодную подзону со стоком воды из холодной фирновой зоны. Характеристика этих зон дана в (Котляков, ред., 1984) и приведена в табл. 1.2.

Таблица 1.2

Системы зон льдообразования на ледниках и их краткая характеристика*

По П.А. Шумскому (1955) с последующими изменениями и дополнениями	По Д. Бенсону (Benson, 1961)	По Х. Мюллеру (Müller, 1962)	Краткая характеристика зоны
Рекристаллизационная (снежная) зона	Фация сухого снега	Зона сухого снега	$M = 0$; $R = 0$; $T = t_s < 0$; H = 50–150 м
Рекристаллизационно-режеляционная (снежно-фирновая) зона	Фация просачивания	Инфильтрационная зона А (зона просачивания)	$M < 0{,}1Ак$; $R = 0$; $t_s < 0$; h = 20–100 м
Холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая) зона	Фация пропитывания	Инфильтрационная зона Б (зона снежной слякоти)	$M < (0{,}1–0{,}5)Ак$; $R > 0$; $t_s = t + (5–10\ °C) < 0$; h = 10–20 м
Теплая инфильтрационно-рекристаллизационная (теплая фирновая) зона	Водно-фирновая подзона со стоком		$M < (0{,}4–0{,}7)\ Ак$; $R > 0$; $t_s = 0$; h = 20–40 м
Инфильтрационная (фирново-ледяная) зона			$m > 0{,}5\ Ак$; $R > 0$; $h < 10$ м
Инфильтрационно-конжеляционная (ледяная) зона, или зона ледяного питания		Зона наложенного льда	$M > 0{,}5\ Ак$; $R > 0$; $t_s = t + (1–3\ °C) < 0$
Область абляции		Фация абляции	$R > 0$

*m – таяние; R – талый сток; $Ак$ – годовая аккумуляция; t_s – температура на нижней границе деятельного слоя; t – средняя годовая температура воздуха; h – толщина снежно-фирновой толщи.

Положение нижней границы снежной зоны может быть оценено по формулам В.Г. Ходакова (1965) и А.Н. Кренке (1982), связывающим летнее таяние m, мм со средней летней температурой воздуха $t_л$, °С:

$$m = (t_л + 9{,}5)^3, \tag{1.1}$$

$$m = 1{,}33\ (t_л + 9{,}66)^{2{,}85}. \tag{1.2}$$

В соответствии с этими соотношениями за нижнюю границу снежной зоны А.Н. Кренке (1982) рекомендует принять уровень со средней летней температурой воздуха −10 °С, при которой таяние отсутствует.

Для снежно-фирновой зоны, согласно табл. 1.2, $m < 0{,}1\ Ак$, где $Ак$ – годовая аккумуляция. Следовательно, зная аккумуляцию $Ак$ на нижней границе этой зоны, по формулам (1.1)–(1.2) можно оценить температуру $t_л$ на уровне этой границы, полагая $m = 0{,}1\ Ак$. Этот уровень можно принять и за верхнюю границу распространения ледников субполярного и тем более умеренного типа, поскольку снежная и снежно-фирновая зоны характерны лишь для ледников холодного (полярного) типа (см. табл. 1.1 и 1.2). Например, при $Ак$ = 50–100 г/см^2 (эти значения характерны для условий Антарктиды и Гренландии (Котляков, 1968)) получим $t_л$ = −4,9…−5,8 °С, в среднем −5,5 °С.

Характеристика областей современного оледенения по условиям питания и преобладающим морфологическим типам ледников приведена в работе В.М. Котлякова

(1968), а их характеристика по типам распределения температур – в работе Г.А. Авсюка (1955). Для территории бывшего СССР такие характеристики представлены в работе А.Н. Кренке (1982). Эти данные дают ключ к районированию ледников по их температурному состоянию и к выделению субполярных и теплых ледников.

Для изучения гидротермического состояния и режима ледников используются прямые, косвенные и расчетные методы. Прямые методы включают измерения температуры в шурфах и скважинах, структурно-стратиграфические исследования и масс-балансовые измерения. Они позволяют определить такие важные гляциоклиматические характеристики, как скорость аккумуляции и абляции, интенсивность поверхностного таяния и температура на нижней границе деятельного слоя, которые характеризуют тип зоны льдообразования и косвенно – гидротермическое состояние ледников, включая их глубинную зону (Котляков, 1968; Кренке, 1982, 1987).

Неглубокое и глубокое бурение выполняется в отдельных точках ледников, а структурно-стратиграфические и масс-балансовые исследования, как правило, охватывают лишь небольшие участки и реже – весь ледник. Измерения температуры в большинстве случаев выполняются в неглубоких (до 10–20 м) скважинах, т.е. в пределах деятельного слоя. Несколько глубоких до ложа скважин пробурено в Антарктике и Гренландии, на некоторых куполах Арктики и ряде горных ледников. Эти данные дают представление о распределении температуры по всей толще льда и используются для калибровки результатов численного моделирования.

Расчетные методы основаны на оценке гляциоклиматических условий и типов зон льдообразования в пределах отдельных ледников или крупных ледниковых систем. В основу таких оценок положены известные связи между гляцио-климатическими характеристиками зон льдообразования и их гидротермическим состоянием (Котляков, 1968; Кренке, 1982, 1987).

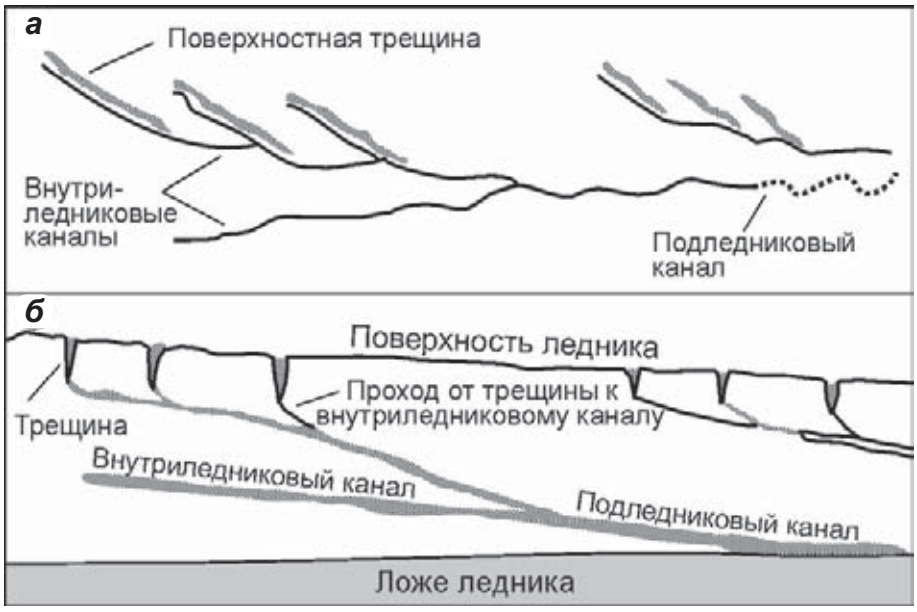
Косвенные сведения о типах зон льдообразования и их распространении на ледниках могут быть получены из анализа отражательных характеристик поверхности и приповерхностной толщи ледников на аэрофотоснимках (Гросвальд и др., 1973) и космических изображениях, полученных в разном диапазоне длин волн – от оптического и инфракрасного до радиодиапазона (Pellika, Riss, eds., 2010). Данные космических съемок позволяют также оценить скорость аккумуляции, температуру и другие физические свойства снежно-фирновой толщи. Возможно также применение данных спутниковой радиоальтиметрии для оценки приповерхностных свойств снежно-фирновой толщи на ледниковых покровах (Partington et al., 1989). Однако даже в радиодиапазоне получаемая информация ограничена глубиной несколько десятков метров. Применительно к исследованиям гидротермического состояния и режима ледников разных типов, включая холодные, теплые и политермические, эти методы более подробно рассмотрены в работах (Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007) и в главе 2.

1.3. Пути поступления и включения воды в ледниках

К основным источникам поступления воды в ледники относятся: жидкие и твердые осадки, выпадающие на их поверхность и окружающие горные склоны, после-

дующее таяние снега, фирна и льда и проникновение воды в ледниковую толщу через трещины и ледниковые колодцы; к дополнительным, внутренним источникам – воды, которые генерирует сам ледник в результате тепла, выделяемого при повторном замерзании воды, движении льда и его трении о ложе, а также за счет геотермического тепла (Голубев, 1976; Патерсон, 1984; Paterson, 1994). Еще один возможный источник – подземные воды под ледником. Вода может также попадать в ледник при прорывах подпрудных озер.

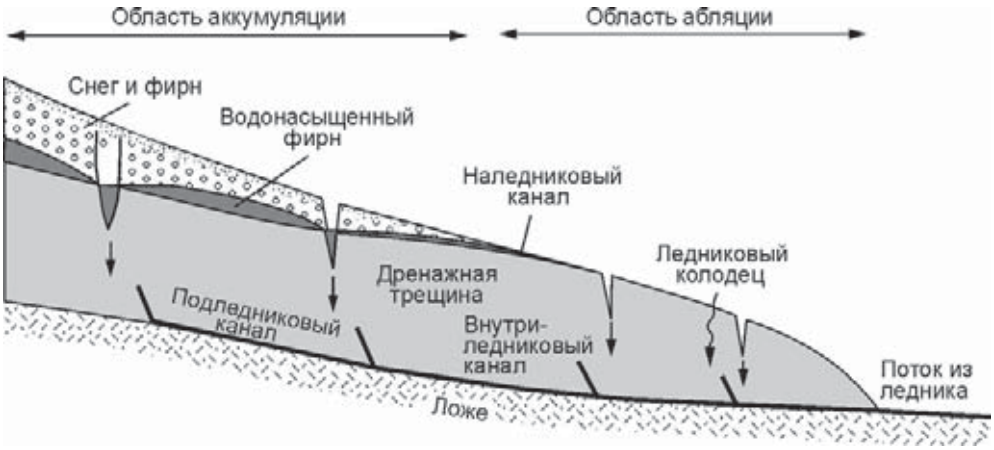
Движение воды в ледниках может происходить в виде фильтрации, а также течения по каналам разного сечения. В период таяния талая вода частично стекает вниз по поверхности ледника, образуя поверхностные водотоки, частично проникает в снег и фирн, насыщает их и далее попадает в трещины и ледниковые колодцы, по которым стекает в толщу и к ложу ледника. В результате формируются внутри- и подледниковые проходы и дренажные гидрологические системы (рис. 1.2).



▲ **Рис. 1.2.** Течение воды в ледниках (Fountain, Walder, 1998)

1.3.1. Движение воды в фирновой толще

Области аккумуляции обычно занимают 50–80% площади горных ледников и до 95% площади ледниковых куполов и покровов. В холодной фирновой, теплой фирновой, фирново-ледяной и ледяной (ледяного питания) зонах в периоды таяния и выпадения осадков снег и фирн частично или полностью насыщаются водой. Часть ее может проникать в нижележащий фирн, замерзать в самом фирне или на его границе с почти непроницаемым нижележащим холодным льдом. Возможны также полное насыщение слоя фирна водой, образование линз воды в основании фирна и дальнейший ее сток вниз по уклону ледника. В результате вода попадает в ледниковые трещины и колодцы и по системе внутри- и подледниковых каналов проникает в толщу и к ложу ледника (рис. 1.3).



▲ **Рис. 1.3.** Пути течения воды в леднике (Schneider, 2001)

Однако до сих пор не изучен вопрос о том, происходит ли в политермических ледниках подток воды из фирновой области под клин холодного льда, обычно формирующийся в зоне наложенного льда или в области абляции. Почти не исследованы также особенности гидротермического режима и строения ледниковой толщи в районе границы питания.

Скорость фильтрации воды через ненасыщенный снег и фирн зависит от их температуры, плотности, количества и толщины ледяных прослоек, степени метаморфизма, насыщения водой и водопроницаемости (Голубев, 1976). Согласно (Fountain,Walder, 1998), на теплых ледниках гидрологические характеристики фирна весьма однородны: скорость просачивания воды составляет от 0,1 до 0,35 м/ч, глубина просачивания – до 15–30 м, коэффициент проницаемости находится в диапазоне $(1–5)\cdot10^{-5}$ м/с. Вариации скорости просачивания через фирн летом составляют несколько миллиметров в день. Обычно уровень воды в фирновом водоносном горизонте устанавливается на глубине 18–30 м и реагирует на таяние и выпадающие осадки через 1–2 дня (Schneider, 2001), хотя наблюдаются и дневные вариации. Как показали исследования в Гренландии, промачивание снежно-фирновой толщи может быть очень неоднородным и происходить не фронтально, а отдельными концентрированными струями, которые при повторном замерзании образуют вертикальные тела (Brown et al., 2011).

Запас воды в фирне определяет время запаздывания весеннего стока из ледника и время задержки осеннего стока после окончания поверхностного таяния. Талая вода проникает сквозь фирн к трещинам во льду за время от 10 до 160 ч – в зависимости от толщины фирна, расположения трещин и уклона ледника. В теплых ледниках средняя скорость течения воды в фирновом водоносном горизонте составляет 0,1–0,3 м/ч (Schneider, 2001). Наличие фирна сглаживает вариации поступления талой воды в ледник.

1.3.2. Скопления воды в толще и у ложа ледников

Скопления воды в толще и у ложа ледников образуют сложные сочетания микро- и макровключений. Вода может находиться в разных местах ледниковой толщи:

1) в виде линз и слоя водонасыщенного фирна на границе с подстилающим льдом; 2) во внутриледниковых каналах стока; 3) в кавернах во льду; 4) в прожилках размером в микрометры на границах зерен в теплом льду; 5) в каналах миллиметрового и сантиметрового размера в теплом льду и в зонах дробления льда; вода присутствует также у ложа ледников и в подстилающих отложениях: 6) в виде пленки или слоя воды; 7) в подледниковых полостях; 8) в подледниковых озерах и подстилающих отложениях. Приведем доказательства таких скоплений воды (Мачерет, Глазовский, 2011).

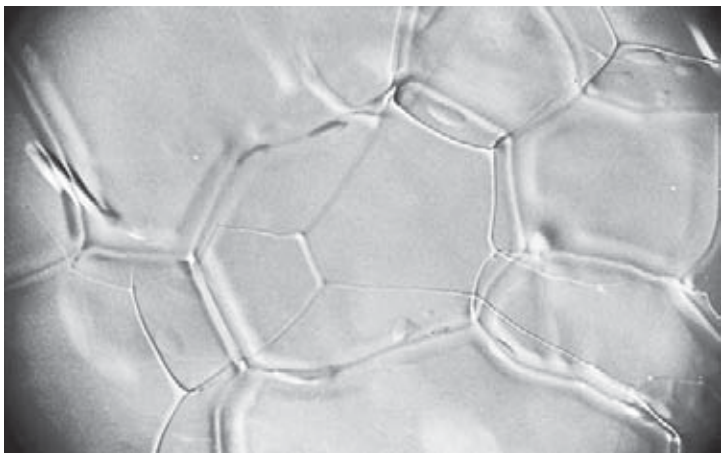
1. Линзы воды и слой водонасыщенного фирна наблюдались при бурении в областях аккумуляции многих теплых и субполярных ледников; в большинстве случаев слои водонасыщенного фирна находились на глубинах до 40 м и имели толщину до нескольких метров (Scheider, 2001).
2. Внутриледниковые каналы стока фиксировались непосредственно в толще ледников в виде сложной системы галерей, пещер, туннелей и колодцев, образованной потоками воды в период таяния. Например, на леднике Стивенс (см. Голубев, 1976) такая система протягивается от конца ледника до его верховьев и имеет общую длину ходов несколько километров (средняя высота 3 м, ширина 6 м, наибольший размер камер 80×50×8 м). Подобные системы наблюдались спелеологами во многих других ледниках, включая холодные, теплые и политермические (Мавлюдов, 2006; Benn et al., 2009).
3. При бурении в области абляции теплых ледников иногда отмечалось быстрое погружение бура на 1–2 м. Очевидно, бур проваливался во внутриледниковые полости и каверны, скорее всего заполненные водой (Hodge, 1976; Schommer, 1976). При видеосъемке стенок скважины и обследовании подледниковых гротов наблюдались внутриледниковые каналы диаметром до 10 см (Fountain, Walder, 1998). О крупных внутриледниковых полостях и кавернах объемом до нескольких тысяч кубических метров и более свидетельствуют многочисленные случаи резкого увеличения расхода воды из-под ледника, связанные с прорывом воды из таких полостей и каверн (Голубев, 1976); в некоторых случаях подобные прорывы инициировали крупные гляциальные сели.
4. В кернах теплого льда наблюдалась сеть микроканалов и прожилок размером в микрометры. Более крупные каналы миллиметрового и сантиметрового размера обнаружены в кернах льда при бурении теплых и политермических ледников.
5. На скопления воды на ложе в виде пленки или слоя указывают данные измерений уровня и давления воды в скважинах и теоретические оценки.
6. О скоплениях воды в подледниковых полостях свидетельствуют их следы, остающиеся при отступании ледников, а также характерные скорости добегания трассеров.
7. Наличие подледниковых озер и водонасыщенных подледниковых отложений следует из теоретических соображений, подтвержденных данными радио- и сейсмозондирования, а также бурения (Зотиков, 2010).

Отметим, что слабо изучены вопросы о размерах, распределении, концентрациях и соотношениях всех видов скоплений воды как в пределах одного ледника, так и в ледниках разных типов.

1.3.3. Водопроницаемость и влагосодержание теплого льда

Монолитный лед на поверхности ледников считается практически водонепроницаемым. Об этом свидетельствуют сохраняющиеся весьма длительное время лужи, заполненные водой, ледниковые стаканы и наледниковые озера. Исключение составляют кора радиационного таяния и приповерхностный слой теплого льда, где вода может находиться между зернами льда. Это доказано опытами с красителями, проникающими в лед на глубину несколько метров. Однако при определенных условиях лед может содержать дисперсные включения воды и на большей глубине. Такими включениями (по возрастающей устойчивости) могут быть (Lliboutry, 1971): расположенные в базальной плоскости внутрикристаллические включения дисковидной формы (цветы Тиндаля); водная пленка, окружающая пузырьки воздуха в кристаллах льда; водные микровключения на стыке трех или четырех зерен льда. Теоретически показано (Steineman, 1958), что в чистом поликристаллическом льду при температуре плавления вода должна собираться именно на стыках зерен льда. В этом случае включения воды разобщены и лед водонепроницаем.

Более поздние наблюдения образцов теплого льда под микроскопом подтвердили, что вода может находиться внутри канальцев толщиной в микрометры и в узлах их соединения, имеющих криволинейную трехгранную форму (рис. 1.4).



▲ **Рис. 1.4.** Канальцы воды в теплом льду на стыке трех зерен. Размер зерна в центре снимка около 1 мм (Fountain, Walder, 1998)

Сеть таких канальцев пронизывает весь объем льда. В ряде случаев они могут быть закупорены пузырьками воздуха и тогда вода находится в разобщенных микролинзах внутри зерен льда (Mader, 1992а,б; Nye, Frank, 1973; Raymond, Harrrison, 1975). Возможность движения воды в толще теплого льда зависит от радиуса канальцев, кривизны в их узлах (двугранного угла между их краями), концентрации растворенных в воде примесей, содержания пузырьков воздуха и напряжений во льду (Jordan, Stark, 2001; Lliboutry, 1996; Nye, 1991; Nye, Frank, 1973; Nye, Mae, 1972; Raymond, Harrison, 1975; Wettlaufer, Worster, 2006). Теоретические оценки

показали (Shreve, 1972), что при благоприятных условиях скорость потока воды по прожилкам во льду может достигать 0,1 м/год.

Кроме прожилок размером в микрометры, в кернах теплого льда при бурении Голубого ледника в Скалистых горах Северной Америки обнаружены каналы миллиметрового размера (Raymond et al., 1975). Они наблюдались на глубинах 9,6 и 20 м, имели диаметр 1,9 мм, сливались книзу и при определенных условиях могли образовывать сеть более крупных каналов (Shreve, 1972). Согласно оценкам (Lliboutry, 1996), если давление воды в прожилках превышает давление окружающего льда, то каналы с площадью сечения 1 мм^2 могут возникнуть за один день.

Более крупные каналы обнаружены в кернах теплого льда при бурении ледникового плато Амундсена (Загороднов, Зотиков, 1981) и ледника Фритьоф на Шпицбергене (Загороднов и др., 1985), а также ледника Стур в Швеции (Fountain et al., 2005). На ледниковом плато Амундсена соединяющиеся субгоризонтальные каналы с площадью сечения 10–200 мм^2 и субвертикальные каналы с площадью сечения 10–15 мм^2 наблюдались на глубинах более 149 м в слоях молочного и прозрачного пузырчатого льда. Когда скважина достигла глубины 176 м, уровень воды в ней стал восстанавливаться значительно быстрее, что, вероятно, указывает на существование связанной внутриледниковой дренажной сети.

На политермическом леднике Фритьоф, вблизи границы раздела холодного и теплого льда на глубине 100–116 м были найдены четыре субвертикальных канала сечением 2–5 мм^2. В 34 скважинах (из 48), пробуренных в области абляции политермического ледника Стур, обнаружили 80 внутриледниковых полостей. Судя по видеозаписям, 36 полостей находились в зонах горизонтальных разрывов шириной от 0,3 до 20 см. В десяти случаях с помощью трассеров установлено течение воды со скоростью от 0,5 до 4 см/с. Одна из скважин на глубине 42 м пересекла канал диаметром 10 см, где вода текла со скростью около 10 см/с.

Жидкая фаза во льду может существовать в результате притока тепла, концентрации солей во льду и повышения давления (Шумский, 1955). Кроме того, источники тепла возникают вследствие внутреннего диссипативного разогрева при движении льда, геотермического потока из недр Земли и замерзания воды. Если сравнить вычисленное и измеренное поля скоростей движения льда вдоль продольного профиля политермического ледника Стур (Aschwanden, Blatter, 2005), то оказывается, что внутренний разогрев теплого льда в области аккумуляции может продуцировать более 10 г воды на 1 кг льда (>1% по массе), а такое содержание воды может заметно повлиять на реологические свойства теплого льда (Duval, 1977; Lliboutry, Duval, 1985). Все эти процессы способствуют развитию сети прожилок в теплом льду и регулируют его объемную водопроницаемость, а течение воды в прожилках обусловливает возникновение сети более крупных внутриледниковых каналов и проходов (Shreve, 1972).

При повышении давления на 0,1 МПа температура замерзания воды понижается на 0,0074–0,0098 °С в зависимости от того, чистая это вода или в ней содержится растворенный воздух (Clarke, 2005). Снижает температуру и увеличение концентрации растворенных в воде примесей и уменьшение радиуса кривизны в узлах прожилок и двугранного угла на их краях (Nye, 1991). В изотермических условиях каждой температуре таяния соответствует определенное содержание воды W в теплом льду, пропорциональное давлению p.

Поскольку для интервала температур от 0 до –1 °С содержание воды определяется соотношением $W = 6{,}41 \cdot 10^{-5} p$ (Шумский, 1955), количество воды в ледниках тол-

щиной 100–800 м может составлять порядка 0,02–0,2%. Согласно оценкам У. Паттерсона (Paterson, 1971), содержание жидкой фазы в теплом льду должно быть около 0,5–1%. При этом, по оценкам (Harrison, 1972), даже небольшая (около 1–5 ‰) концентрация примесей во льду понижает температуру таяния на 0,07–0,3 °С и увеличивает содержание воды до 0,2–0,9% (Raymond et al., 1975). Теоретические оценки показали также (Jordan, Stark, 2001), что температура таяния льда может понизиться от 0 до –0,10 °С, если во льду есть прожилки диаметром до 0,8 мм, а молярность примесей колеблется от 10^{-6} до $5 \cdot 10^{-3}$. При этом объемное содержание воды в прожилках может достигать 15%.

Высокое содержание воды (до 7,6–9,1%) выявлено вблизи ледниковых колодцев и в верхней части слоя теплого льда в политермических ледниках (Moore et al., 1999; Macheret, Glazovsky, 2000), хотя в большинстве случаев и в теплых, и в политермических ледниках оно меньше и не превышает 2,2% (табл. 1.3). Согласно теоретическим оценкам (Глазовский и др., 2000), такое увеличение содержания воды может быть обусловлено ростом пористости ледяного скелета до 10% в верхней части слоя теплого льда. Имеется несколько прямых измерений содержания воды W в теплых и политермических ледниках калориметрическим методом. Для сравнения в табл. 3.1 приведены оценки W по данным сейсмических и радиолокационных измерений, которые также согласуются с приведенными ранее теоретическими оценками.

Таблица 1.3

Содержание воды в теплых и политермических[x)] ледниках по данным калориметрических (К), сейсмических (С) и радиолокационных (Р) измерений и термодинамического анализа (ТДА)*

Содержание воды W, %	Среднее содержание воды W_{av}, %	Глубина, м	Метод	Ледник	Источник
0,5–1,5		Базальный лед	К	Финделен	Zryd, 1991
1,0–1,5		799	ТДА	Якобсхавн	Lüthi et al., 2002
0,0–3,0	0,7	0–220	К	Аржантьер	Lliboutry, Duval, 1985
0,2–1,3		30–187	К	Вале-Бланш	Vallon et al., 1976
<0,7		34–54	К	Вале-Бланш	Harrison, 1972
0,4–0,7		22–55	К	Сен-Сорлен	Dupuy, 1970
0,15–1,0		35–60	К	Мэр-де-Гляс	Joubert, 1963
0,7–1,5		Базальный лед	К	Энгабреен	Cohen, 1999
0,58–0,80	0,8±0,26		К	Стур[x)]	Pettersson et al., 2004
0,4–3,2	2,2	28–162	С, Р	Джонсонс	Benjumea et al., 2003
0,2–0,3		0–28	Р	Фаллёкюдль	Murray et al., 2000
2,4–3,3		28–95	Р	Фаллёкюдль	Murray et al., 2000
3.0–4,1		28	Р	Фаллёкюдль	Murray et al., 2000
0,1–0,2		95–112	Р	Фаллёкюдль	Murray et al., 2000
2,8–4,1		~100	Р	Баканин[x)]	Murray et al., 2000

Окончание табл. 1.3

Содержание воды W, %	Среднее содержание воды W_{av}, %	Глубина, м	Метод	Ледник	Источник
	2,8–9,1	~100	Р	21 ледник на Шпицбергене[x)] (верхняя часть слоя теплого льда)	Macheret, Glazovsky, 2000
0,5–7,6 4,6–5,3	2,0 4,0	5–90	Р	Ханс[x)]	Moore et al., 1999
0,1–3,4	1,7	127–368	Р	Ханс[x)]	Macheret et al., 1993
	0,2	125–247	Р	Фритьоф[x)]	Macheret et al., 1993
	1,5–2		Р	Ледник Абрамова	Macheret et al., 1993
2,4–4,3		28–102	Р	Ледник Абрамова	Macheret et al., 1993
0,09–0,14		>102	Р	Ледник Абрамова	Macheret et al., 1993
	1,18–3,9		Р	Цанфлерон	Murray et al., 2007
2,5–7,8		Вся толща	Р	Бриксдальбреен	Hart et al., 2011
			С Р	Бенч	Bradford et al., 2013
			С Р	Хард, Джонсонс	Navarro et al., 2005

* Из работы (Pettersson et al., 2004), с изменениями и дополнениями.

Рассмотрим подробнее, как вода в микровключениях влияет на реологию льда. Скорость деформации ε описывается степенным законом течения Глена (Glen, 1955)

$$\varepsilon = A\,\tau^n, \tag{1.3}$$

где τ – напряжение сдвига, A и n – константы. Параметр A зависит не только от температуры льда, но и от содержания в нем воды. При температуре ниже 0 °С температурная зависимость параметра A описывается законом Аррениуса (Seddik et al., 2008):

$$A(T') = A_o \exp(-QR/T'), \tag{1.4}$$

где A_o – константа; Q – энергия активации; R = 8,314 Дж/(моль·К) – газовая постоянная; $A(T')$ – параметр, который зависит от температуры T' относительно точки таяния T_m при данном давлении; $T' = T - T_m + T_o$, T_o = 273,16 К – абсолютная температура при нулевом давлении; $T_m = T_o - \beta\rho$; $\beta = 9{,}8 \cdot 10^{-2}$ К МПа$^{-1}$ – постоянная Клаузиуса–Клапейрона. При $T' > 263{,}15$ К Q = 60 кДж/моль, при $T' < 263{,}15$ К Q = 139 кДж/моль.

Зависимость параметра A от содержания воды W во льду описывается эмпирическими уравнением (Duval, 1977; Lliboutry, Duval, 1985):

$$A(W) = (3{,}2 + 5{,}8W) \cdot 10^{-15}\ \text{кПа}^{-3}\text{с}^{-1} = (101 + 183W)\ \text{МПа}^{-3}\text{год}^{-1}. \tag{1.5}$$

При постоянном приложенном напряжении скорость деформации увеличивается примерно в 4 раза при увеличении содержания воды от 0,1 до 1% (Duval, 1977). Особенно заметно это должно отражаться на динамике теплых, политермических и холодных ледников с придонным слоем теплого льда.

Таким образом, водопроницаемость «монолитного» льда во многом зависит от размера и степени развития в нем канальцев, формы их сочленений, содержания в них минеральных и газовых примесей. Вероятно, бóльшую роль в водопроницаемости льда играют каналы и разрывы сантиметрового размера, возникающие в зонах дробления и растяжения льда. Но пока этот вопрос исследован слабо. Геофизические данные показывают, что толща теплого льда может содержать до нескольких процентов воды, которая распределяется в объеме ледника неравномерно. Подчеркнем, что вода, рассеянная в толще льда, может сильно менять его реологические свойства, однако до сих пор эмпирические данные по этому вопросу крайне ограничены.

1.3.4. Дренажные системы и течение воды в ледниках

В области абляции на поверхности льда в результате радиационного таяния образуется кора таяния толщиной до 10–12 см (Голубев, 1976). В ней, в понижениях микрорельефа, скапливается талая вода, которая стекает вниз по леднику, образуя каналы стока разной протяженности и размеров, т.е. формируется поверхностная русловая сеть. На большинстве ледников она перехватывается трещинами и ледниковыми колодцами недалеко от мест зарождения водотоков. Но если трещин мало, то сток идет по поверхности или по контакту с боковыми моренами и горными склонами. Само количество и глубина трещин зависят от термического состояния ледника, скорости движения льда, подледного рельефа, величины и распределения напряжений во льду (Патерсон, 1984).

Поверхностные трещины образуются при растягивающем напряжении, превышающем прочность льда на разрыв. Глубина трещин зависит от скорости деформации и температуры льда. На теплых ледниках она, как правило, не превышает 25–30 м и их образование начинается при скорости деформации более 0,01 м/год. В случае больших скоростей деформации и более низких температур льда глубина трещин может быть значительнее – до 50–100 м и более. При интенсивном поверхностном таянии наличие таких трещин может привести к образованию глубоких ледниковых колодцев и проникновению по ним талой воды даже на холодных ледниках толщиной более 900 м (Das et al., 2008).

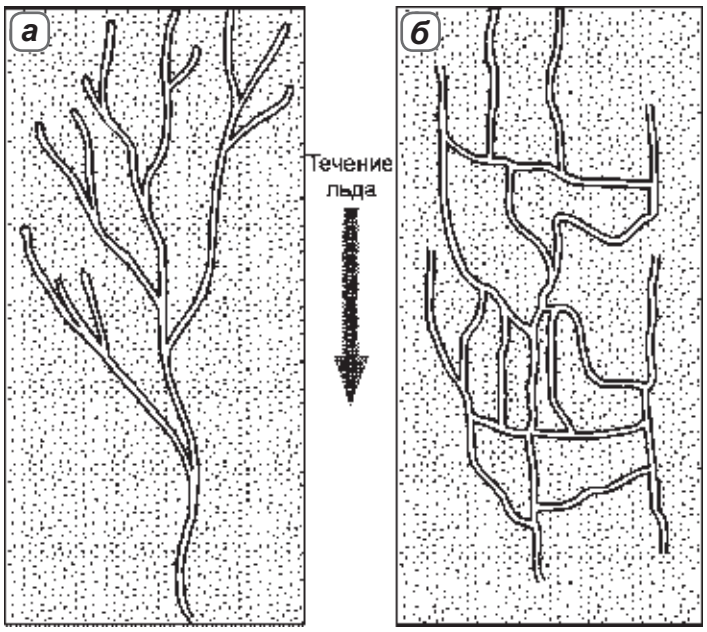
На горных ледниках в области аккумуляции поверхностные трещины образуются у бортов ледника и на выпуклых перегибах подледного ложа (ригелях). Сильная трещиноватость характерна для многих выводных полярных и субполярных ледников. Расклинивающий эффект воды в трещинах расширяет и углубляет их, что способствует формированию глубоких ледниковых колодцев (Benn et al., 2009; Fountain et al., 2005).

Известно, что в толще ледников существуют и субгоризонтальные каналы. Один из возможных механизмов формирования таких каналов в теплых ледниках до глубин 200–300 м предложен в работе (Fountain, Walder, 1998). Он связан с течением воды по дну трещин, которая попадает в наклонные широкие прожилки, образующие разветвленную сеть в теплом льду (Shreve, 1972), или в зоны микродробления, которые возникают при образовании трещины и соединяются с другими трещинами. Под действием воды дно трещин будет углубляться особенно интенсивно и при определенных условиях трещина выше может закрыться и возникнет замкнутый субгоризонтальный канал.

Важным, но пока еще недостаточно изученным механизмом поступления поверхностных вод в толщу и к ложу политермических и холодных ледников может быть также движение воды в зонах дробления, приуроченных к областям объемного растяжения льда (Benn et al., 2009; Fountain et al., 2005).

В работе (Голубев, 1976) приведена классификационная схема дренажных систем в горных, покровных, холодных и теплых ледниках разной толщины, интенсивности таяния и степени трещиноватости. Она основана на имевшихся более 30 лет назад представлениях о внутри- и подледниковых дренажных системах и включает в себя 15 типов систем, которые показывают возможность проникновения воды к ложу холодных и теплых ледников через систему внутри- и подледниковых каналов.

Согласно современным представлениям (Fountain, Walder, 1998), внутри- и подледниковые гидравлические системы делят на быстрые и медленные. Быстрые дренажные системы образуют каналы стока, связанные с поверхностными водотоками. К медленным системам относят подледниковые полости, пленки воды на ложе, каналы, врезанные в ложе ледника (каналы Ная, или *N*-каналы), и воду в подледниковых отложениях. Таким образом, вода у ложа может течь в одной или двух качественно различных системах, обозначаемых как канализированные (древовидные) или неканализированные (распределенные) системы (рис. 1.5).



▲ **Рис. 1.5.** Древовидная (*а*) и распределенная (*б*) системы подледниковых каналов (Kamb, 1987; Fountain, Walder, 1998)

Быстрые и медленные дренажные системы различают, измеряя колебания уровня воды в скважинах (1), времена добегания и рассеяния трассеров, запущенных в ледниковые колодцы и скважины (2), расход и химические характеристики воды в потоках, вытекающих из-под ледников (3). На этом основании показано, что иногда в одной части ложа преобладает быстрая дренажная система, в другой – мед-

ленная. Системы стока могут трансформироваться, перестраиваясь из одной в другую при изменениях поступления талой воды.

Сведений о распределении и геометрии внутриледниковых каналов и полостей, а также о давлении и скорости течения воды недостаточно. Бóльшая часть их получена путем измерений уровня воды в скважинах, пробуренных до ложа ледника. Примерно в половине случаев еще до того, как скважина достигала ложа, вода из них уходила, что свидетельствует о пересечении ею внутриледниковых каналов (Engelhardt, Kamb, 1997; Fountain, 1994; Hantz, Lliboutry, 1983; Hooke, Pohjola, 1994). Измерения уровня воды в скважинах (Meier et al., 1994; Sharp et al., 1993), скорости и направления движения индикаторов, внедренных в них (Hock, Hooke, 1993; Hooke et al., 1988), также указывают на существование внутриледниковых дренажных каналов. Подтверждают это и исследования керна. При наблюдениях в скважинах установлено, что диаметр каналов составляет около 0,1 м, а скорость течения воды – 0,01–0,1 м/с (Pohjola, 1994). Такой же диапазон скоростей получен на основе индикаторных измерений (Hooke et al., 1988). Большинство каналов, увиденных в скважинах с помощью видеокамеры, были почти горизонтальные, хотя иногда встречались и наклонные каналы под углом 65°. Каналы большего размера (до 2,5–5 м) круглой, полукруглой и более сложной формы наблюдались при спелеологических исследованиях ледниковых колодцев на глубинах до 100 м и более (Мавлюдов, 2006; Benn et al., 2009; Holmlund, 1988; Stuart et al., 2003).

Уникальное измерение скорости течения подледниковой воды сделано на ледяном потоке Уилланса (ранее известном как поток B) в Западной Антарктиде с использованием солевого трассера (Engelhardt, Kamb, 1997). Раствор соли выпускался в забой скважины, а в двух других скважинах, расположенных ниже по течению потока, измерялось электрическое сопротивление между электродами. Резкое уменьшение электрического сопротивления наблюдалось через 2,4 ч после выпуска солевого раствора. Средняя скорость течения воды составила $7{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/с (Engelhardt, Kamb, 1998).

1.3.5. Быстрая дренажная система

Обычно из-под ледника выходит всего несколько водотоков. Вероятно, и в самом леднике, и под ним вода тоже движется по отдельным каналам. Во внутри- и подледниковых каналах вода течет вследствие разности между гидростатическим давлением на ее входе и выходе и при определенных условиях может проникать в толщу ледника или до самого его ложа. При этом должно выполняться условие, согласно которому текущая вода выделяет достаточно много тепла, чтобы поддерживать каналы открытыми и препятствовать их сжатию и закрытию движущимся льдом (Holmlund, 1988). Механизм течения воды в таких каналах описан Р. Шривом (Shreve, 1972) и Х. Ретлисбергером (Röthlisberger, 1972a); они получили название каналов Ретлисбергера, или *R*-каналов.

Каналы Ретлисбергера. Х. Ретлисбергер (Röthlisberger, 1972a) исследовал случай стационарного течения воды в канале. При этом он предположил, что *R*-каналы имеют полукруглое сечение и что текущая в них вода должна получать или терять энергию, чтобы оставаться при температуре таяния и соответствующем давлении. Он вывел дифференциальные уравнения для градиента давления воды dp/dx по длине канала x, связывающие давление воды p_w в канале с расходом воды Q и давлением

льда $p_i = \rho_i g\,(H - z)$ на стенки канала радиусом r на глубине z от поверхности H ледника и учитывающие зависимость таяния от давления, шероховатость канала, эффекты турбулентности и реологию льда в законе течения Глена через соответствующие коэффициенты k, N, B и n:

$$dp/dx = (2\pi L\rho_i)/(kQ)[(P - p_w)/nB]^n r^2;$$
$$dp/dx = Nk^{-6/11}(nB)^{-8n/11}Q^{-2/11}(P - p_w)^{8n/11}, \quad (1.6)$$

где ρ_i и L – соответственно плотность и удельная теплота плавления льда.

Модель Ретлисбергера справедлива только для установившегося течения воды в канале. Ее нельзя использовать для каналов в области абляции, где расход весьма изменчив и каналы полностью заполняются водой лишь ненадолго.

Чтобы определить направление подледникового стока по величине гидравлического потенциала Ф, используют уравнение (Copland, Sharp, 2001)

$$\Phi = \rho_w gB + f\rho_i g(H - B), \quad (1.7)$$

где ρ_w и ρ_i – соответственно плотность воды и льда; g – ускорение силы тяжести; B – высота ложа; f – давление воды на ложе по отношению к давлению льда сверху (от 0 до 1); H – высота поверхности.

Если $f = 0$, то вода течет при атмосферном давлении, если $f = 1$, то давление воды равно давлению всего перекрывающего льда, что позволяет описать течение воды в открытых, частично или полностью заполненных каналах. Формула (1.7) не учитывает возможность того, что вода может замерзать в каналах при падении давления.

Иногда уравнение (1.7) представляют в градиентном виде:

$$\nabla\phi_w = \rho_i g\nabla Z_S + (\rho_w - \rho_i)\nabla Z_B, \quad (1.8)$$

где ∇ – оператор градиента, Z_S – высота поверхности. Из-за разности плотностей льда и воды первый член в уравнении (1.8) примерно на порядок больше второго, так что течение подледниковой воды в основном управляется топографией верхней поверхности ледника и только слабо зависит от топографии ложа. Вода перестает течь, когда $\nabla\phi_w = 0$, что может быть выражено соотношением между наклоном ложа и поверхности $dZ_B/ds = -10\Delta Z_S/ds$, т.е. для подпруживания воды требуется противоположный наклон ложа, по меньшей мере в 10 раз больший, чем наклон поверхности (Clarke, 2005).

Сравнение результатов расчета давления воды p_w с результатами измерения уровней воды в скважинах, пробуренных до ложа, показало, что расчетные значения p_w обычно занижены (Engelhardt, Kamb, 1977; Fountain, 1994; Humphrey, Raymond, 1994). В связи с этим было предложено, во-первых, вводить поправку, которая учитывает реологические параметры льда и более сложное напряженное состояние льда, возникающее при скольжении ледника по препятствиям на ложе (Lliboutry, 1971), и, во-вторых, рассматривать каналы с более подходящей геометрией (Hooke et al., 1990). Второе предложение подтвердилось при измерении на леднике Стур (Hooke et al., 1990): для широких и уплощенных каналов рассчитанные давления воды лучше согласуются с измеренными. Для краевой части Гренландского ледникового покрова оказался полезным (Ahlstrøm et al., 2005) учет напряжения сдвига на ложе τ_b в виде эффективного напряжения $\sigma = [(p_i - p_w)/(n^2 + 2\tau b^2)]^{1/2}$.

Интегрирование уравнения (1.6) по некоторому конечному расстоянию x позволило прийти к важному заключению (Röthlisberger, 1972; Röthlisberger, Lang, 1987): чем больше расход воды в канале, тем меньше в нем давление. Поэтому вода, теку-

щая по малым каналам с высоким давлением, стремится объединиться в более крупных каналах с меньшим давлением, образуя древовидную систему стока.

В случае ледника с ровным ложем давление воды быстро увеличивается от нуля на краю ледника до величины, близкой к давлению льда p_i в его центральной части, поэтому пьезометрическая поверхность становится параллельной поверхности ледника. Уровень внутриледниковых вод колеблется в зависимости от водного баланса и скорости приспособления дренажной системы к изменяющимся условиям путем смыкания или таяния стенок каналов.

Важное следствие гидравлики течения воды в *R*-каналах состоит в том, что размеры каналов реагируют на изменения давления с некоторым запозданием, поэтому в сезон абляции максимальное давление должно наблюдаться в первую половину лета, когда размеры каналов еще малы, но поступление талой воды велико, а минимальное давление – осенью и зимой, когда приток воды с поверхности резко падает, а каналы еще не успели сократиться или закрыться полностью. Этим объясняется тот факт, что на многих ледниках максимум поверхностной скорости часто отмечается именно весной и летом. Такое увеличение скорости получило название «весенних событий», и на некоторых участках ледников оно обычно сопровождается заметным подъемом высоты поверхности ледника за счет роста давления воды на ложе (Bingham et al., 2006; Hanson et al., 1998; Mair et al., 2002, 2003). О подобном развитии внутри- и подледниковой дренажной сети свидетельствуют и сезонные изменения стока воды из ледников с похожими временными максимумами и минимумами (Bartholomaus et al., 2008).

Согласно оценкам (Paterson, 1994), скорость закрытия пустого канала на глубинах 100 и 200 м равна соответственно около 1 и 9 см/сут. Следовательно, только за один месяц зимнего периода радиус канала может уменьшиться на 0,3–2,7 м. Это не такая уж неправдоподобная оценка, если учесть, что в летний период радиус канала у языка ледника может составлять 2 м (MacGregor et al., 2005). Изменение радиуса каналов стока во времени t описывается соотношением (Weertman, 1972) $R(t) = R_0 \exp(-t/\tau)$, где R_0 – радиус канала в конце сезона таяния. Характерное время τ пропорционально p_i^{-n}, где $n \sim 3$. При толщине льда более 150 м канал после зимы сомкнется до радиуса менее $10^{-3} R_0$, т.е. до нескольких миллиметров.

Трассерные опыты в нижней части области аккумуляции ледника Стур показали (Hock, Hooke, 1993; Seaberg et al., 1988), что скорости подледного течения составляют 0,1–0,2 м/с и они типичны для придонной дренажной системы, содержащей мелкие, но очень широкие каналы.

Моделирование развития *R*-каналов как реакции на изменение притока воды показало (Hooke et al., 1994), что уровень воды в скважине не соответствует давлению воды на ложе, если скважина заполняется водой с поверхности ледника или из его толщи. Если скважина попадает на ложе в систему мелких каналов, то уровень воды в ней покажет большее давление, чем в случае, если скважина попадет в большой канал (Iken, 1981).

1.3.6. Медленная дренажная система

Для медленной системы характерно несколько морфологически разных путей течения воды (Fountain, Walder, 1998). Вода в ней течет главным образом по подледниковым полостям и в подледниковых отложениях. Тонкий слой воды, покры-

вающий бóльшую часть ложа, также относится к медленной дренажной системе. Несмотря на то что расход воды в ней мал, она может заметно влиять на скорость скольжения ледников (Weertman, 1962, 1964, 1972). Роль смазки на границе лед–подстилающие породы может играть не только пленка воды, но и водонасыщенные рыхлые отложения под ледником.

Пленка воды на ложе. Д. Виртман (Weertman, 1962, 1964, 1972) предполагал, что на непроницаемом ложе сток воды идет в виде распластанного тонкого слоя миллиметровой толщины. Он считал, что система каналов на ложе недостаточно развита для перехвата всей воды, образующейся за счет геотермического тепла и трения при скольжении по ложу. Предложенная им модель скольжения содержит два механизма: режеляцию и усиление пластического течения на выступах ложа (Патерсон, 1984). Результирующая скорость скольжения u_B становится пропорциональной параметру шероховатости ложа $R = \lambda 2/a^2$ (λ – размер выступов на ложе, a – расстояние между ними) и зависит от реологических свойств льда при температуре таяния и касательного напряжения τ_b сдвига на ложе. Необходимые условия такого механизма скольжения – таяние и наличие пленки воды на ложе – сложно обнаружить экспериментально без применения дистанционных методов.

Слой воды на ложе. Течение воды управляется градиентами гидравлического потенциала согласно уравнению (1.7). Выражения для скорости q_w и расхода Q_w воды зависят от гидравлической геометрии (Clarke, 2005):

для течения в водоносном горизонте

$$q_w = -(K_H/\rho w g)\nabla\varphi;$$

для пластообразного течения

$$q^{A}_{w} = -(K_A H_w)\nabla\varphi;$$

для трубкообразного ламинарного и турбулентного течения

$$Q_w = -(\pi R^4/8\mu_w)(\partial\varphi/\partial s);$$

$$Q_w = (8R_H/f_R\rho_w)1/2(-\partial\varphi/\partial s)^{1/2}S_w,$$

где K_H – гидравлическая проводимость горизонта, м/с; K_A – гидравлическая проводимость водной пленки; H_w – толщина водной пленки; R – радиус цилиндрического канала; μ_w – вязкость воды; R_H – гидравлический радиус канала (поперечное сечение площади, деленное на смоченный периметр); f_R – безразмерный параметр Дарси–Вейсбаха трения о стенки; s – расстояние вдоль тока воды; S_w – площадь поперечного сечения канала.

Каналы в виде трубки обычно находятся на разделе лед–ложе. К ним относятся каналы, которые врезаны в кровлю льда (каналы Ретлисбергера); в скальное ложе (каналы Ная); в рыхлые подледниковые отложения; в отложения и в кровлю льда (Ng, 2000). Под ледниками и ледниковыми покровами могут сосуществовать дренажные системы разных форм. Вместе они могут рассматриваться как водные цепи (Clarke, 2005) по аналогии с электрическими цепями или как взаимодействующая распределенная система (Flowers, Clarke, 2002a, b).

Каналы Ная. Д. Най (Nye, 1973) предположил, что *R*-каналы – только переходная форма, а поддержание непрерывного стока талой воды требует существования каналов, врезанных в ложе ледника (каналы Ная, или *N*-каналы). Исследования недавно обнажившихся участков ложа показали (Мавлюдов, 2006; Hallet, Anderson, 1980; Sharp et al., 1989; Walder, Hallet, 1979), что такие каналы с типичной глуби-

ной около 0,1 м действительно существуют. Ориентированы они преимущественно вдоль бывшего направления течения ледника и обычно связывают соседние полости. Правда, наблюдения сделаны на хорошо растворимом карбонатном ложе, поэтому пока не ясно, насколько они типичны для ледников с другими породами ложа. Однако под некоторыми небольшими горными ледниками *N*-каналы могут образовывать морфологически выраженную часть медленной дренажной системы. В рамках современной теории они играют роль гидравлических связей, связывающих полости в единую сеть. Один из таких каналов был обнаружен под ледником Баканина (Benn et al., 2009).

Подледниковые полости возникают там, где лед отделяется от ложа. Образованию полости способствуют быстрое скольжение и шероховатость ложа. Д. Най (Nye, 1970) и Л. Ллибутри (Lliboutry, 1968, 1979) полагали, что возможны два типа полостей: «автономные» – изолированные от подледниковой дренажной системы, и полости, связанные с *R*-каналами; при этом скорость донного скольжения связана с эффективным давлением $p_e = \rho_w - \rho_i$ в сети *R*-каналов, объединяющих полости.

Теоретический анализ стационарного движения воды через систему полостей показал (Walder, 1986), что ее расход

$$Q \sim u_b^m (d\rho/ds)^{1/2} p_e^{-3}, \tag{1.9}$$

где u_b – скорость скольжения; $m = 0{,}5{-}1$.

Важное следствие уравнения (1.9) состоит в том, что расход воды Q увеличивается с ростом давления воды p_w и падением эффективного давления $p_e = p_i - p_w$. Поэтому вода из мелких полостей не стремится стекать в крупные полости, а наоборот, выжимается в более мелкие. Здесь возникает ситуация, обратная по сравнению с *R*-каналами, где вода концентрируется в основных артериях.

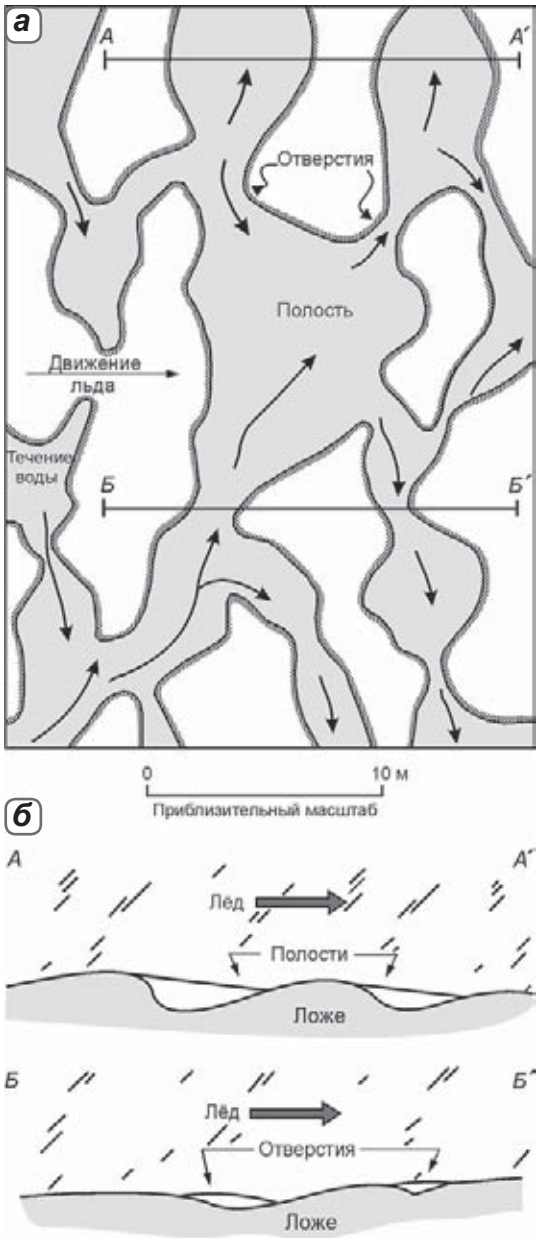
Система связанных подледниковых полостей. Ключевая особенность дренажной системы связанных полостей состоит в том, что при одном и том же расходе воды давление воды в такой системе должно быть намного больше, чем в *R*-каналах, так как эта система имеет более длинные пути течения воды. Переход от канализированной системы к системе связанных подледниковых полостей ведет к ограниченному течению воды, увеличению давления воды на ложе и более быстрому скольжению. Б. Кэм (Kamb, 1987), исследуя системы связанных полостей, рассмотрел, в частности, модель их образования на неровностях ложа высотой около 1 м и протяженностью около 10 м. Полости, возникающие между подошвой ледника и ложем, соединяются между собой узкими (менее 0,1 м) отверстиями в местах сужения полостей (рис. 1.6).

Эти сужения сдерживают поток воды на ложе, так как общая площадь сечения полостей намного больше площади сечения системы связывающих каналов. Физическая модель процесса учитывает размеры и число типичных соединений и полостей на единицу ширины ледника. Модель описывает, как система реагирует на изменения давления воды на ложе и донное скольжение. Размеры отверстий между полостями меняются, так как подошва ледника подтаивает из-за диссипативного выделения тепла при течении воды. Безразмерный параметр стабильности отверстий Ξ определяется для случая ступенчатого ложа соотношением (Kamb, 1987)

$$\Xi = (2^{1/3}/\pi^{1/2})(\alpha\Lambda/\omega)^{3/2/}(DM)^{-1}(\eta/v\sigma)^{1/2}h^{7/6}, \tag{1.10}$$

а для случая волнистого ложа − соотношением

$$\Xi' = 1{,}439\ (\alpha\Lambda/\omega)^{3/2}(DM)^{-1}(\eta/vS)^{1/2}a^{7/6}(1 - s/S)^{11/6}, \tag{1.11}$$



▲ **Рис. 1.6.** Сеть связанных подледниковых полостей в плоскости (*а*) и в поперечном сечении (*б*). Светлые области – участки контакта льда с породами ложа, темные – участки разделения льда с породами ложа (полости) (Kamb, 1987)

где α – наклон поверхности ледника, Λ – коэффициент концентрации сужений; ω – средний гидравлический градиент вдоль пути течения воды; η – вязкость льда; v – скорость скольжения; $\sigma = p_i - p_w$ – избыток давления вышележащего льда p_i над давлением воды на ложе p_w; $D = \rho_i H/\rho_w g$ – константа с безразмерной длиной; h – длина тающей крыши полости; M – параметр шероховатости Маннинга, Σ – параметр образования полостей, пропорциональный $v^{1/3}$, a – половина амплитуды неровностей ложа.

Если $\Xi > 1$, то в системе преобладает диссипативный разогрев и отверстия нестабильно реагируют даже на самое умеренное увеличение давления воды. Если $\Xi < 1$, то отверстия стабильны даже при умеренных возмущениях давления. Их устойчивости способствуют высокие скорости скольжения ледника. Во всех случаях рост расхода воды сопровождается ростом давления воды в противоположность тому, что происходит в системе *R*-каналов. Поэтому связанная система полостей может стабильно существовать в виде многих взаимосвязанных водотоков, распределенных по всему ложу ледника, в противоположность туннельной системе, которая собирается в один или несколько магистральных каналов.

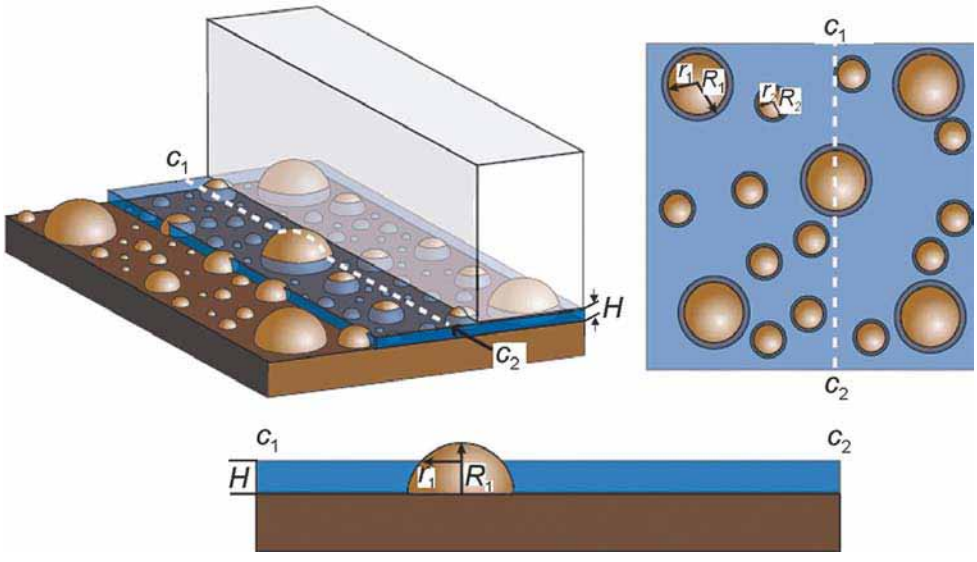
Модельные расчеты показывают, что при одних и тех же расходах воды (от 2 до 50 м^3/с) эффективное давление на ложе при наличии системы связанных полостей составит $(2–5) \cdot 10^2$ кПа, а при системе каналов – $(14–17) \cdot 10^2$ кПа. Различия в давлениях воды для двух типов дренажных систем служат основой объяснения механизма ледниковых пульсаций, предложенного Б. Кэмом. Он заключается в перестройке туннельной системы с низким давлением воды в систему

связанных полостей с высоким давлением воды, ведущей к увеличению скорости донного скольжения.

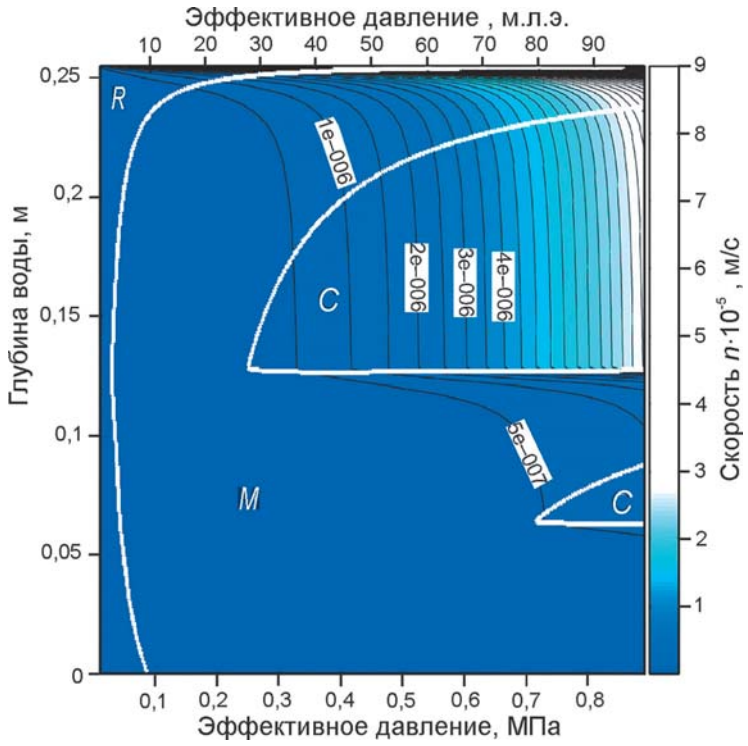
Слой воды на шероховатом ложе. Теория связанных и несвязанных подледниковых дренажных систем получила дальнейшее развитие в работе (Creyts, Schoof, 2009). Ее авторы предложили объединить теории течения воды в слое на ложе (Walder, 1982; Weertman, 1972), в системе связанных полостей (Gray et al., 2005; Kamb, 1987) и в каналах Ретлисбергера (Röthlisberger, 1972; Walder, Fowler, 1994). Они оценили, насколько стабильно течет вода в тонком слое между льдом и ложем, покрытом выступами разных размеров, учитывая количество воды на ложе, ее эффективное давление и гидравлический градиент (рис. 1.7).

Изменение толщины слоя воды H определяется соотношением скорости таяния m на подошве ледника и скорости ее оседания v. Если известны начальная толщина H и гидравлический потенциал, то, используя формулу Дарси, можно рассчитать скорость таяния и оценить диссипацию тепла в потоке воды. Аналитическое решение показывает (Creyts, Schoof, 2009), что с увеличением H и гидравлического потенциала скорость таяния плавно возрастает. Скорость оседания подошвы ледника v рассчитывается как сумма ползучести и режеляции льда на выступах ложа. Для ее оценки необходим расчет напряжений. Свойства ложа определяются характером отложений (распределением обломков, их эффективным радиусом, площадью контакта льда и отложений).

При одном и том же давлении вышележащей толщи льда и одинаковом эффективном давлении воды под ледником p_e распределение напряжений на выступах ложа будет зависеть от их размеров и толщины слоя воды. Чем толще этот слой, тем бóльшие напряжения возникнут на крупных выступах, так как мелкие неровности (с высотой меньше H) будут затоплены водой. Поэтому при расчете скорости оседания необходимо рекурсивное решение как для скоростей, так и для напряже-



▲ **Рис. 1.7.** Слой воды толщиной H, перекрывающий выступы на ложе. Вода течет по зазорам между льдом и ложем. Давление вышележащего льда распределяется между водой и выступами в зависимости от их размеров (Creyts, Schoof, 2009)



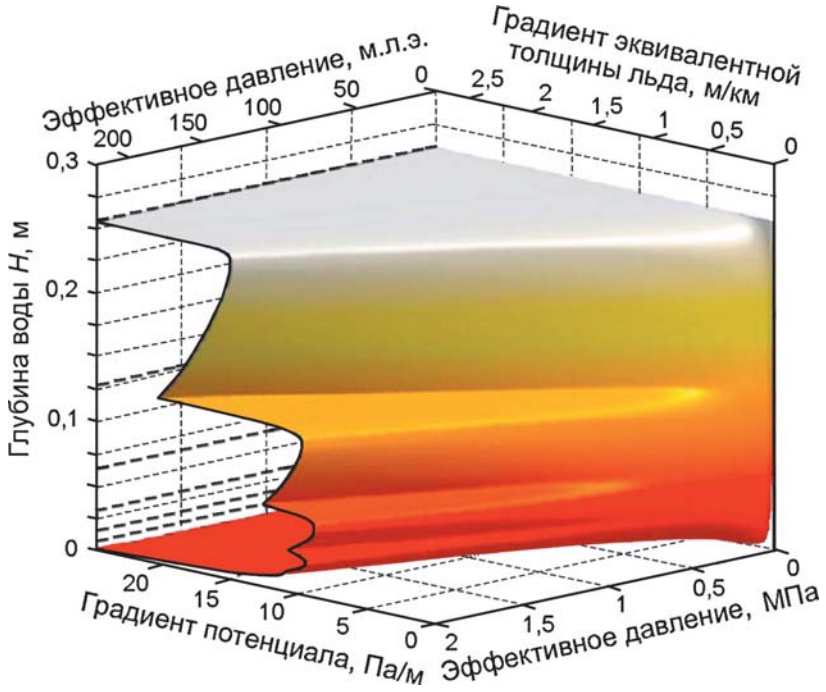
▲ **Рис. 1.8.** Зависимость скорости оседания подошвы ледника от толщины слоя воды *H* и ее эффективного давления p_e (для размеров выступов ложа от 25,6 до 0,002 см). Белые буквы и контуры ограничивают области, где в оседании преобладает режеляция (*R*), ползучесть (*C*) или их вклад примерно одинаков (*M*) (Creyts, Schoof, 2009)

ний. Были рассчитаны скорости оседания подошвы ледника при разных толщинах слоя воды и эффективных давлениях. Предполагалось, что ложе выполнено обломками размером от 25,6 до 0,002 см (при одинаковой доле всех фракций на площади ложа) (рис. 1.8).

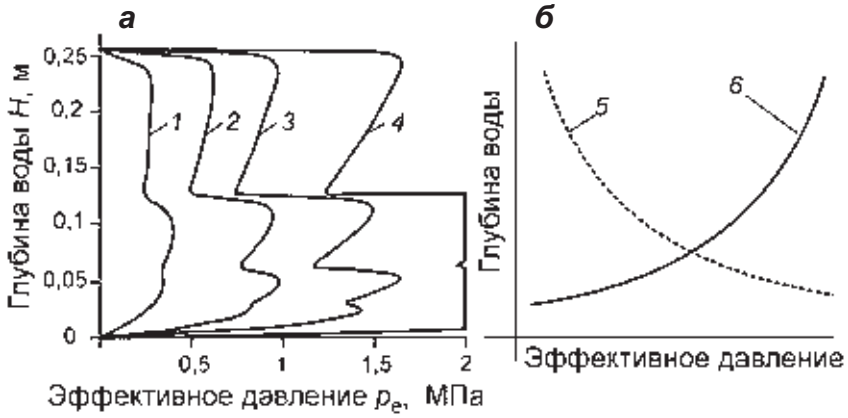
Расчеты показали, что в зависимости от соотношения эффективного давления и толщины слоя воды вклад режеляции и ползучести в оседание может быть разным. Кроме того, скорость оседания может резко меняться при небольших изменениях толщины слоя воды.

Совместное рассмотрение процессов таяния и оседания подошвы ледника позволило сформулировать представление о критерии устойчивости водной системы: при любом самом малом приросте толщины слоя воды скорость оседания должна быть больше скорости таяния. Множественные решения пересечений кривых скоростей таяния и оседания определяют трехмерную поверхность стационарных решений для толщины слоя воды в следующих координатах: толщина этого слоя, эффективное давление в нем, гидравлический потенциал (и он же, выраженный в эквиваленте изменения толщины ледника на единицу расстояния) (рис. 1.9).

Важно, что эта трехмерная поверхность образована как устойчивыми, так и неустойчивыми стационарными решениями. На рис. 1.9 «плоские» плато (освещенные участки) относятся к устойчивым областям, а затененные области (с обратным



▲ **Рис. 1.9.** Стационарная толщина слоя воды *H* на ложе ледника как функция эффективного давления воды и градиента толщины ледника. Устойчивые ветви функциональной поверхности *H* соответствуют горизонтальным участкам, где величины *H*, показанные толстыми пунктирными линиями, близки к размерам R_j выступов на ложе; неустойчивые состояния слоя воды соответствуют наклонным участкам поверхности (Creyts, Schoof, 2009)



▲ **Рис. 1.10.** Стационарная толщина слоя воды *H* как функция эффективного давления p_e и постоянных величин градиента гидравлического потенциала $d\Phi/dy$, Па/м (*а*): *1* – 2,5; *2* – 5,0; *3* – 7,5; *4* – 12,5; плоские участки кривых со слабым наклоном вправо соответствуют стабильным состояниям, участки с наклоном влево – нестабильным состояниям. Для сравнения показано соотношение между быстрым (*5*) и медленным (*6*) типом подледниковых систем стока (*б*) (Creyts, Schoof, 2009)

уклоном) – к неустойчивым. Такие складки поверхности означают, что между устойчивыми решениями для толщины слоя воды существуют и неустойчивые решения (рис. 1.10).

На рис. 1.10, *а* показано несколько срезов этой поверхности для нескольких значений градиентов гидравлического потенциала. Участки кривых с наклоном влево вниз характеризуют неустойчивое состояние рассматриваемой водной системы, т.е. она при небольшом возмущении внешних условий будет трансформироваться из распределенной в канализированную. Участки кривых с наклоном вправо вниз соответствуют устойчивому состоянию системы – она будет сохранять плоский распределенный сток. Сложная геометрия функциональной поверхности существенно отличается от полученного ранее простого соотношения (рис. 1.10, *б*) между быстрым и медленным типами подледниковых систем, эффективным давлением и толщиной слоя воды (Kamb, 1987). Таким образом, режимы переключения подледниковых систем могут быть значительно сложнее, чем считалось прежде.

В целом у водных систем может быть и устойчивый, и неустойчивый расход воды. Характерно, что при низких градиентах гидравлического потенциала возможны множественные режимы существования «распределенных» и «канализированных» систем. Обращает на себя внимание тот факт, что именно такие условия характерны для района ледяных потоков Западной Антарктиды. Не исключено, что они могут сказываться на устойчивости их движения и стока воды под ними.

Важно, что для оценки динамики рассматриваемых подледниковых систем необходимо знать степень шероховатости ложа. Но она, как и гранулометрические характеристики подледниковых рыхлых отложений, чаще всего не известна. Таким образом, в последнее время становится все более очевидным, что дренажные системы ледника – это сложный комплекс, в котором могут развиваться стабильные и нестабильные режимы течения воды с разными расходами. При этом формируются они в зависимости от скорости поступления воды, геометрии самих систем, формы и свойств ложа, движения ледника, его толщины и рельефа поверхности. Именно поэтому детальные исследования таких характеристик становятся необходимым условием для изучения дренажных систем и их моделирования.

Объединенная модель каналы–полости. Была предложена объединенная модель для описания развития полостей и каналов и для прогноза переключения одного типа систем в другую (Schoof, 2010). Для этого используется общее уравнение, описывающее изменения площади сечения S каналов и полостей:

$$dS/dt = c_1 Q\Phi + u_b h - c_2 p_e^{\,n} S, \tag{1.12}$$

или в ином виде с учетом закона Дарси–Вейсбаха:

$$dS/dt = c_1 c_3 S^{\alpha} Q|\Phi|^{3/2} + u_b h - c_2 p_e^{\,n} S, \tag{1.13}$$

где первый член справа описывает тепловыделение в потоке воды, второй – раскрытие полостей при скольжении ледника по выступам ложа высотой h, и третий – заплывание льдом пустот (c_1, c_2, c_3 и α – коэффициенты).

В этом случае переключение одной системы в другую происходит при критическом расходе воды Q_c:

$$Q_c = \frac{u_b h}{c_1(\alpha - 1)\Phi}. \tag{1.14}$$

Результаты расчетов показали, что когда приток воды растет и достигает некоторого критического уровня, то скорее происходит канализация стока и замедление движения ледника, а не его ускорение. Это значит, что большие поступления воды замедляют, а не ускоряют динамическое утончение ледников. Но вот короткие всплески в поступлении воды приводят к кратким пикам внутриледникового давления воды. И именно они (суточные колебания таяния, жидкие осадки, спуск наледниковых озер), а не в целом высокое таяние, ускоряют движение льда.

Переохлажденная вода под ледниками. Когда вода, двигаясь в подледниковой системе, быстро перетекает из области высокого давления в область низкого давления, то ее внутренняя энергия может не успеть уравновеситься с окружающей средой и вода становится переохлажденной, так как локальная температура замерзания зависит от местного давления. Образующаяся шуга забивает каналы и полости под ледником, блокирует течение воды в слое, что ведет к росту давления в системе. Полагают, что это может иногда приводить к отжиманию тока воды в подледниковые отложения. В стационарных условиях возникновение переохлажденных вод в основном зависит от уклона поверхности и ложа ледника и возникает в случае, когда ложе ледника наклонено против течения ледника в 1,7–2 круче, чем угол наклона ледниковой поверхности (Röthlisberger, 1968, 1972; Röthlisberger, Lang, 1987).

При замерзании такой воды захватываются рыхлые отложения, которые формируют мореносодержащий слой льда на подошве ледника (Lawson et al., 1998). Наблюдения показали, что скорость намерзания может составлять около 0,1 м/год. Образующийся лед отличается от ледникового не только высоким содержанием минеральной части (20–65% по весу и 10–40% по объему), но и изотопным составом, структурой, формой залегания, морфологией включений и слоистостью, которая обнаруживается и при радиолокационном профилировании.

Слоистость льда указывает на то, что он образовывался скорее в распределенной распластанной системе стока, а его загрязненность – на то, что замерзавшая воды была сильно взмучена, т.е., возможно, текла в турбулентном потоке. Толщина намерзшего льда, судя по наблюдениям на леднике Матануска, может быть от первых до десятков метров (Lawson et al., 1998), что говорит о высокой интенсивности процесса, его гляциогидрологической и геологической важности.

Теоретические исследования формирования переохлажденных вод под ледниками (Alley et al., 1998), выполненные для стационарного случая, были существенно расширены (Creyts, Clarke, 2010) в отношении следующих вопросов: 1) как эффективное давление связано с аккрецией льда? 2) как такое замерзание влияет на расходы воды? 3) верен ли предлагавшийся ранее пороговый критерий 1,7 (критическое отношение наклона ложа и поверхности), при котором начинается переохлаждение воды? 4) как аккреция льда в краевой части ледника связана с образованием льда в его недоступных для наблюдения частях? 5) как суточные колебания в поступлении воды влияют на аккрецию? 6) какая морфология гидрологических систем в наибольшей мере способствует переохлаждению воды?

Решение этих вопросов заключалось в численном решении задач тепломассопереноса при движении воды в каналах и в слое. Расчеты показали следующее. 1) Эффективные давления не обязательно служат индикатором переохлаждения. В областях с сильно переуглубленным ложем эффективные давления становятся отрицательными выше участков с аккрецией. В областях, где только достигается пороговый критерий, отрицательные эффективные давления есть лишь только на участках самой аккреции. 2) Поскольку распределенные системы стока образуются

при близких к нулю или отрицательных эффективных давлениях, можно ожидать, что вдоль гидравлического пути чередуются распределенные и концентрированные системы и существуют переходные формы движения воды. Более того, при достаточно больших суточных колебаниях поступления воды морфология систем может меняться на одном и том же участке в течение суток. При этом в областях ледника выше таких участков будет сильно меняться давление воды. 3) Вода может переохлаждаться и на менее крутых участках ложа, чем ожидалось из решений для стационарного случая, что связано с быстрыми динамическими изменениями давления воды из-за высокой проводимости систем и суточного хода поступления воды. 4) Размахом таких суточных колебаний определяется и количество намерзаемого льда. При сглаженных колебаниях намерзает несколько больше льда, так как при больших дневных максимумах растет выделяемое тепло и подледниковое таяние в краевых частях гидрологических систем. 5) И в случае постоянного притока, и при сильных суточных колебаниях расхода вода начинает запираться в гидравлической системе после того как в ней накопилось некоторое критическое количество аккреционного льда. Дополнительные запасы воды в леднике или на его поверхности, модулируя гидравлический градиент, могут приводить к таянию на тех участках, где в стационарном случае ожидается переохлаждение воды, и наоборот, – к намерзанию на тех участках, где стационарное пороговое значение критического параметра еще не достигнуто. 6) В целом результаты моделирования не показали, что подледниковое переохлаждение в результате обратных связей может стабилизировать течение воды в ледниках. Однако в этих экспериментах пока не учтены факторы ледниковой эрозии и аккумуляции, что требует дополнительных исследований.

Вода в подледниковых отложениях. Течение воды может происходить в рыхлых подледниковых отложениях (тилле), подстилающих ледники и перекрывающих коренные породы ложа. По данным бурения и сейсмических исследований на теплых, политермических и пульсирующих ледниках и на ледяных потоках в Антарктиде установлено, что такие отложения могут иметь толщину до нескольких метров, а также содержать некоторое количество воды или находиться в мерзлом состоянии (Fowler et al., 2001).

Оценка для потока воды с градиентом давления с использованием уравнения Дарси

$$Q_{Darcy} = (kH_tB/\rho wg)(d\Phi/ds) \qquad (1.15)$$

показала (Fountain, Walder, 1998), что даже при толщине слоя тилла H_t = 0,1 м (с коэффициентом проницаемости $k = 10^{-8}$–10^{-4} м/с, покрывающего все ложе ледника шириной B = 1 км) расход воды Q_{Darcy} через него составит ~10^{-7}–10^{-3} м^3/с. Для сравнения: характерные расходы в сезоны таяния равны ~1–10 м^3/с, а в зимние – порядка 0,01–0,1 м^3/с (Lliboutry, 1983). Близкие оценки получены для слоя тилла под ледниковыми покровами и ледяными потоками (Alley, 1989; Boulton, Jones, 1979). Это позволяет предположить, что бóльшая часть воды из ледника с рыхлым ложем стекает по внутриледниковым каналам или, если доходит до подошвы ледника, – по каналам на ложе. Эффективное давление воды в слое тилла описывает также модель, предложенная в работе (Fowler et al., 2001).

Сеть таких каналов в условиях рыхлого ложа может существовать при двух разных асимптотических условиях (Walder, Fowler, 1994): 1) в виде древовидной сети при $p_e > p_c$; 2) в виде распределенной сети при $p_e < p_c$, где эффективное давление $p_e = p_i - p_w$, а p_c – «критическое» эффективное давление. При этом pw – давление

воды на ложе ледника, перекрывающее давление льда $p_i = \rho_i g H_i$, где ρ_i – плотность льда, g – ускорение свободного падения, H_i – толщина льда. Ширина дренажной сети зависит от величины p_c, определяемой главным образом толщиной и свойствами льда и подледниковых отложений, а также гидравлическим градиентом, зависящим от уклона поверхности ледника. В случае очень низких градиентов, характерных для ледниковых покровов, должна преобладать распределенная сеть каналов. При бóльших гидравлических градиентах, типичных для горных ледников, которые подстилаются относительно прочными отложениями, возникает дренажная система в виде древовидной сети *R*-каналов, однако в случае более рыхлой структуры ложа формируется стабильная распределенная система стока (Fountain, Walder, 1998).

Температурные условия на нижней границе ледника, содержание и распределение воды в подстилающих отложениях и их состав определяют их физические и деформационные свойства. Пористость тилла, подверженного активной деформации, составляет около 0,40; а при отсутствии деформации ~ 0,25–0,3. Гидравлическая проводимость более изменчива: по данным лабораторных измерений она составляет 10^{-6}–10^{-12} м/с, по измерениям *in situ* – 10^{-4}–10^{-9} м/с, т.е. может отличаться на 5–6 порядков (Fountain, Walder, 1998).

Например, судя по оценкам, вязкость отложений под ледником Баканина составляет 10^{10}–10^{13} Па·с, а их гидравлическая проводимость $7{,}7 \cdot 10^{-8}$–$3{,}2 \cdot 10^{-7}$ м/с, что соответствует проницаемости $1{,}4 \cdot 10^{-14}$–$5{,}8 \cdot 10^{-14}$ м^2 (Porter, Murray, 2001). Коренные породы под этими отложениями обладают более низкой проводимостью ~10^{-8} м/с, что соответствует проницаемости ~$1{,}8 \cdot 10^{-15}$ м^2.

Дальнейшее развитие теория деформации тилла получила в работе (Ng, 2000), где в качестве параметров нестабильности движения ледника используются эффективная проницаемость и толщина деформируемого слоя. Показано, что они могут существенно влиять на напряжения сдвига под ледником, а, следовательно, и на скорость донного скольжения и подледниковый дренаж.

1.3.7. Взаимодействие дренажных систем в ледниках

Система стока воды в ледниках включает в себя несколько морфологически разных частей. Медленная подледниковая дренажная система, состоящая из связанных полостей, водопроницаемого тилла и каналов Ная, покрывает, вероятно, основную площадь ложа. Давление воды в ней обычно близко к давлению вышележащей толщи льда. В пространстве ее положение достаточно устойчиво, поскольку она тесно связана с морфологией и литологией самого ложа.

Медленная система гидравлически связана с более динамичной быстрой системой внутри- и подледниковых *R*-каналов, которые зимой в основном перекрываются, а весной начинают восстанавливаться и расширяться. Именно весной талая вода достигает ложа и вероятны или дестабилизация части сети связанных полостей, или концентрация их в относительно небольшое число каналов. Из-за скольжения льда по ложу эта система постоянно обновляется и перестраивается. Давление воды в ней обычно ниже давления вышележащей толщи льда, за исключением периодов максимальных расходов, когда каналы полностью заполняются водой. Обе системы – и медленная, и быстрая – могут значительно перестраиваться в начале сезона таяния.

Гидрологические исследования на пульсирующем леднике Блэк-Репидс и почти стационарном леднике Фелс на Аляске показали (Raymond et al., 1995), что в летние периоды (с середины мая до середины августа) их медленные дренажные системы переносят около 80–90% воды, а наложенные быстрые системы – остальные 10–20% воды. Последние развиты в нижней трети длины ледников, в области абляции, и включают в себя поверхностные водотоки, ледниковые колодцы и подледные каналы.В небольших альпийских ледниках максимальный сезонный запас воды может составлять около 200 мм в слое воды, осредненном по площади ложа, с дневными флуктуациями более 20–30 мм (Tangborn, 1975; Willis et al., 1991). Это позволяет предположить, что подледниковые полости обеспечивают бóльшую часть запаса воды, хотя этот вопрос требует уточнения. Так, судя по оценкам (Hallet, Anderson, 1980), объем связанной системы полостей под ледником Кастлгард (США) эквивалентен слою воды толщиной всего 27 мм, что на два порядка меньше объема обнажившейся системы полостей на леднике Блэкфут (США) (Walder, Hallet, 1979) и на леднике Цанфлерон (Швейцария) (Sharp et al., 1989).

Очень большая емкость подледниковых полостей была обнаружена на пульсирующем леднике Варигейтед во время его подвижки в 1982–1983 гг., когда средняя толщина слоя воды под ледником была около 1 м (Humphrey, Raymond, 1994). Такой запас воды в подледниковых полостях кажется очень большим, даже если предположить, что ложе ледника чрезвычайно шероховато и подошва ледника касается его только местами.

Подледниковый тилл также может играть важную, хотя и не преобладающую роль в сезонном накоплении воды (Fountain, Walder, 1998). Неконсолидированный слой тилла под ледником на площади 1 км^2, имеющий толщину 0,25 м и пористость 30%, сможет накопить запас воды, эквивалентный слою воды 75 мм. Однако по данным бурения (Truffer et al., 2001), толщина слоя тилла под теплыми ледниками может достигать 7 м, и, следовательно, он может содержать количество воды, соизмеримое с сезонным запасом воды в теплых ледниках.

Видеосъемки в скважинах на политермическом леднике Стур (Швеция) позволили предположить (Harper, Humphrey, 1995; Pohjola, 1994), что внутриледниковые полости и каналы, возможно, частью изолированные, занимают 0,4–1,3% объема, хотя некоторые из них, вероятно, изолированы. При этом вполне достаточно около 1%, чтобы объяснить вычисленные подледные давления воды (Fountain, 1994). Даже если все полости и каналы полностью заполнены водой, то запас воды в них должен быть эквивалентным слою воды толщиной 10 мм. Это на порядок меньше или соизмеримо с предыдущими оценками объемов подледниковых полостей в непульсирующих теплых ледниках и количества воды в подледниковых отложениях. Таким образом, внутриледниковая вода может давать определенный вклад в подпитывание подледниковых полостей и отложений. Интенсивность и скорость поступления воды с поверхности существенно влияют на пространственно-временные вариации давления воды на ложе и в подстилающих отложениях, поле гидравлического потенциала и динамику ледников. Вероятно, отмеченные особенности характерны не только для теплых, но и для политермических ледников.

В области абляции холодных ледников вода может проникать из наледниковых озер через ледниковые колодцы и по зонам концентрации трещин и дробления льда на значительную глубину (несколько сотен метров) и даже достигать ложа, вызывая там повышение давления воды (Das et al., 2008). Способность ледников запасать воду модулирует быстрые изменения в давлении воды на ложе, может поддержи-

вать движение ледника путем перераспределения высокого давления воды на большие участки ложа и приводить к заметным дневным флуктуациям расхода (Tangborn et al., 1975; Willis et al., 1991/1992).

Водно-балансовые исследования на политермическом леднике Ловен Средний (Шпицберген) показали (Rippin et al., 2003), что в течение 6-летнего периода (1997–2002 гг.) запас воды в леднике изменялся от 1,1 до 1,5 м/год. Из этого числа на абляцию приходилось 0,27±0,15 м/год, а на таяние снега и летние осадки – соответственно 0,40±0,10 и 0,49±0,12 м. При этом от 24 до 36% талого годового стока было обусловлено стоком через подледниковую дренажную систему, а зимний запас воды в ней мог усиливать разработку системы в начале следующего сезона таяния.

Совмещенная модель расхода воды через поверхностную, внутри- и подледниковую дренажные сети, состоящие из ледниковых колодцев, поверхностных трещин и трещин в придонном слое льда и в подледниковых отложениях (тилл), рассмотрена в работе (Flowers, Clarke, 2002a), а ее приложение к леднику Трепридж – в (Flowers, Clarke, 2002b). Модель содержит статистическое и геометрическое описание распределения количества и объема всех элементов сети на единицу площади ледника и оценку давления и запаса воды, а также расхода и суммарного гидравлического потенциала. Результатом моделирования стала оценка избыточного давления воды на ложе и реакции такой системы на изменения дневного и сезонного поверхностного таяния. Показано, в частности, что талые воды проникают к ложу ледника примерно через полмесяца после начала весеннего таяния. В связи с этим запасы воды на ложе увеличиваются в среднем на 0,042 м, с максимумом 0,12 м в.э. Накопление воды на ложе приводит к возникновению там области высокого давления, которая распространяется в течение шести дней вверх по области абляции, после чего в результате оттока воды из-под ледника давление снижается. Аналогичным образом рассмотрен и переходный осенний сезон. Судя по модельным оценкам, распределение воды в системе ледника Трепридж следующее: $(1,5–3,5)\cdot10^6$ м^3 воды в водоносном горизонте под ледником; $(1–3)\cdot10^5$ м^3 на ледниковом ложе; $(4–40)\cdot10^2$ м^3 во внутриледниковых пустотах. Особенность этого ледника состоит в том, что подземные воды играют здесь очень важную роль, так как мерзлота в краевой части ледника препятствует прямому дренажу из-под него.

Итак, важным вопросом дальнейших исследований взаимодействия дренажных систем должно стать выяснение конкретных условий, при которых изменяются эти системы и режимы их функционирования в разных частях ледника и в разных масштабах времени (от суточных до многолетних).

1.4. Влияние воды на динамику ледников

1.4.1. Сезонные вариации скорости

Сезонные вариации поверхностной скорости движения ледников впервые были отмечены на леднике Мер де Гляс в Альпах (Forbes, 1846) и в дальнейшем на многих других ледниках (Патерсон, 1984; Fountain, Walder, 1998; Paterson, 1994).

Обычно пики скорости (так называемые «весенние события») наблюдались в области абляции в период с поздней весны и до начала лета, когда поступление талой воды с поверхности в толщу и к ложу ледников было наиболее интенсивным

и способствовало накоплению запасов воды в подледниковой дренажной системе, повышению давления воды у ложа и скорости базального скольжения.

Наблюдения на почти полностью холодном политермическом леднике Джон Эванс в Канадской Арктике показали (Bingham et al., 2006), что ежегодно при проникновении поверхностных вод в подледниковую дренажную систему область высоких поверхностных скоростей в течение нескольких дней распространяется вниз по леднику – из средней части области абляции с придонным слоем теплого льда до «холодного» языка. После этого скорости уменьшаются, но остаются выше, чем до начала сезона таяния. Такое уменьшение скорости связывают с канализацией подледникового дренажа в ответ на усиливающееся поступление талых ледниковых вод. В более теплое лето подледниковый дренаж быстро становится канализированным, а в более холодное лето преобладает распределенный дренаж.

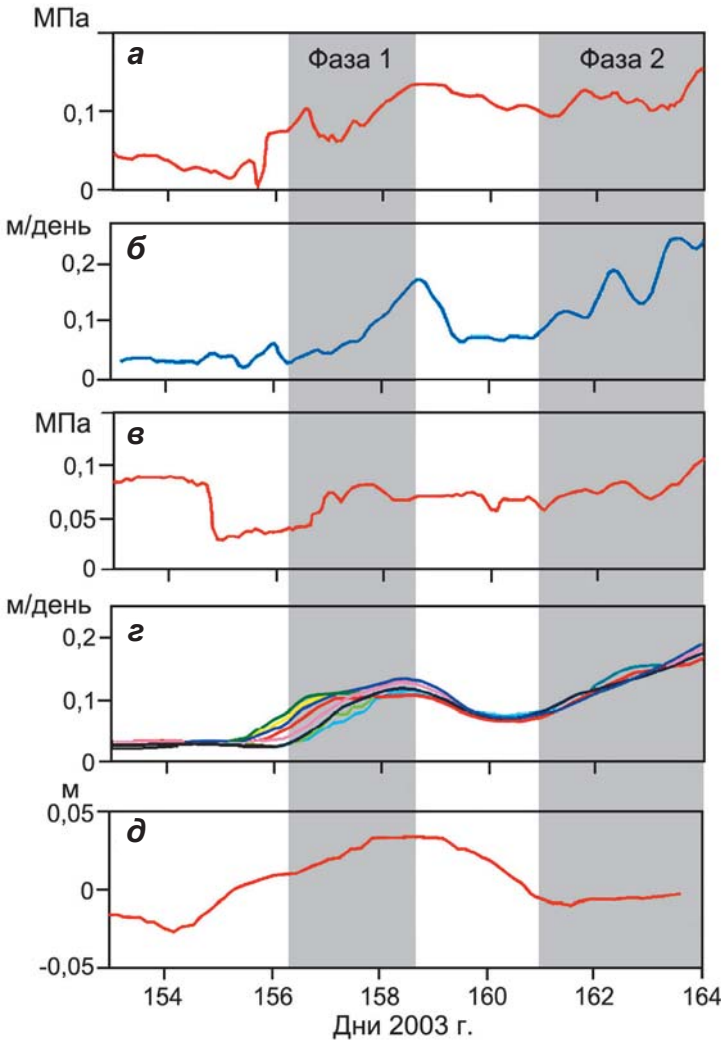
«Весенние» события достаточно обычны для долинных ледников (Röthlisberger, Lang 1987). Они, в частности, отмечены на ледниках Унтераар и Финделен и д'Аролла в Швейцарии (Iken et al., 1983; Iken, Bindschadler, 1986; Mair et al., 2003), на леднике Стур в Швеции (Hooke et al., 1988) и на леднике Бенч на Аляске (Anderson et al., 2004; MacGregor et al., 2005). Результаты измерений в 1999 и 2000 гг. на теплом леднике Бенч длиной 7 км показали (MacGregor et al., 2005), что весной на короткое время скорость на поверхности возрастала в 2–4 раза по сравнению со среднегодовой. Область ускоренного движения распространялась от фронта ледника вверх со скоростью 200–250 м/сут. Смещение льда в результате скольжения в этот период составило 5–10% годового движения на поверхности и 60–90% годового движения по ложу. Распространение области высоких скоростей по леднику сопровождалось максимумом скольжения в средней части ледника – 6–14 см/сут. Судя по оценкам, ледник содержал наибольшее количество воды, находившейся, вероятно, в системе связанных полостей. При распространении области высоких скоростей по леднику сначала отмечалось вздымание поверхности ледника, а затем ее опускание на 8–16 см.

1.4.2. Скорость скольжения по твердому ложу

На леднике Бенч выполнены детальные исследования соотношения между количеством воды в нем и скольжением по твердому ложу (Harper et al., 2007). Они предусматривали измерения давления и уровня воды в 29 скважинах, пробуренных по всей длине ледника, и в 17 скважинах, пробуренных в центральной его части на площади 100×600 м. Кроме того, выполнены измерения поверхностной скорости в 28 точках. Измерения продолжались 4,5 года и охватили пять сезонных событий быстрого скольжения.

Разность между измеренной вертикальной скоростью и вычисленной скоростью деформации использовали, чтобы оценить, на какое расстояние подошва ледника отделится от ложа вследствие заполнения водой базальных полостей. В 2003 г. было выявлено две фазы быстрого скольжения за время перехода от зимнего режима к летнему (без таяния и с таянием на поверхности) (рис. 1.11).

Эффективное давление (разность давления вышележащего льда p_i и давления воды на ложе p_w) во время весеннего повышения скорости было низким, как и за шесть предыдущих месяцев. Во время *первой фазы* скорость возросла в 5 раз по сравнению с зимой. Увеличение скорости движения ледника распространялось в



▲ **Рис. 1.11.** Поверхностная скорость и эффективное давление на ложе ледника Бенч по данным измерений 2003 г.: *а*) локальное эффективное давление, осредненное по 17 скважинам на площади 60×100 м; *б*) поверхностная скорость; *в*) среднее эффективное давление по 29 скважинам на площади 500×300 м; *г*) региональная скорость по 29 скважинам; д) отделение ложа на единицу площади, вычисленное по формуле (1.17) для района детальных исследований. Серым выделены две фазы усиления скольжения (Harper et al., 2007)

виде волны, двигавшейся вверх по леднику со скоростью 145 м/сут. Резкий рост скольжения не сопровождался падением локального или регионально осредненного эффективного давления. На этой фазе произошло заметное отслоение подошвы ледника от ложа (см. рис. 1.11, *д*). После *первой фазы* ускорения скорость за два дня понизилась примерно до двойной скорости деформации. При замедлении движения ледника его подошва снова сомкнулась с ложем. В скважинах с помощью видеокамер зафиксировано поступление снизу мутной воды с шугой, которое совпадало по времени с понижением поверхности. Все эти наблюдения интерпретировались как показатель распада базальных полостей.

Во время *второй фазы* быстрого скольжения скорости на отдельных участках возросли в 9 раз по сравнению со скоростью деформации во время первой фазы, однако в этом случае быстрое скольжение не сопровождалось отделением подошвы от ложа. В этот период поле давления в сети из 16 скважин было однородным и синхронным. Окончание второго события быстрого скольжения совпало с повышением эффективного давления и паводком в течение 5 дней на водотоке, берущем начало из-под ледника. На леднике Бенч похожие фазы увеличения скорости с резкими перерывами до 12 дней между двумя фазами отмечались в 1999 и 2002 гг. (Anderson et al., 2004; MacGregor et al., 2005) и в 2006 г. Хотя фактическое поступление воды к ложу нельзя определить прямо, изменение погодных условий (выпадение жидких осадков, повышение температуры воздуха и солнечной радиации) имело место во время рассматриваемых двух фаз быстрого скольжения.

Ни первая, ни вторая фаза увеличения скорости скольжения не сопровождалась уменьшением осредненного регионально или локального эффективного давления воды. Во время весенних событий в другие годы прямая корреляция между эффективным давлением и скоростью скольжения также не установлена. Эффективное давление было низким (<0,5 МПа) начиная с ранней зимы, когда скольжение практически отсутствовало. Эффективное давление заметно повысилось при завершении второй фазы, когда возрос объем стока воды при паводке.

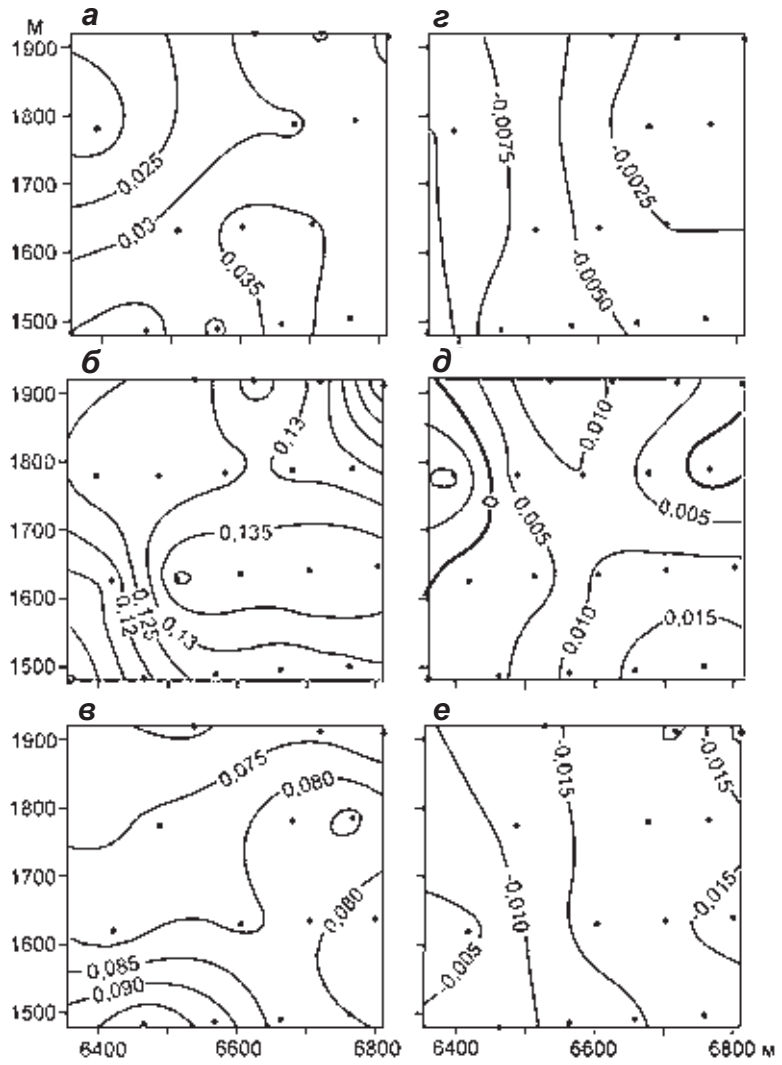
Каждый год в конце лета наблюдались большие суточные колебания эффективного давления, которые были на порядок больше, чем зимой или весной. Согласно результатам других наблюдений (Iken, Bindschadler, 1986; Jansson, 1995; Sugiyama, Gudmundsson, 2004), установлена высокая корреляция между давлением подледниковой воды и скоростью скольжения, хотя при измерениях *in situ* функциональная связь между ними не обнаружена. Это можно объяснить тем, что измерения на ложе иногда отражают только локальные аномалии давления, тогда как скольжение определяется давлением на большой площади ложа.

Таким образом, при весеннем поступлении талой воды к ложу на леднике Бенч возникают два режима скольжения (см. рис. 1.11). Первый режим обусловлен увеличением отрыва ледника от ложа (вероятно, из-за образования полостей на тыльных частях выступов ложа). Второму режиму соответствует хорошо разработанная и тесно связанная подледниковая дренажная сеть, которая, видимо, развита на большей части ложа. На ее существование указывают: возникновение паводка при кульминации второй фазы; смена давления воды в скважинах, находящихся на удалении друг от друга в сотни метров; тесная связь между скважинами и высокая водопроводимость на ложе, что установлено в результате экспериментов по откачке воды.

Ускорение скольжения ледника, вероятно, возникает при условии низкого эффективного давления, но, как показано выше, не связано напрямую с его уменьшением. Скорости скольжения и продолжительность фаз повышения этих скоростей меняются год от года. Найденные закономерности получили отражение в физических моделях, где эффективное давление рассматривалось в качестве основного регулятора скорости скольжения ледников (Engelhardt, 1978; Fowler, 1987; Kamb, 1987; Lliboutry, 1968; Röthlisberger, 1972). Отметим, что реальный механизм контроля может быть сложнее, особенно если ледник подстилается не коренными водонепроницаемыми породами, а насыщенными водой отложениями, и подледный рельеф не плоский, а осложнен выступами и впадинами (Fowler, 1987; Hooke et al., 1988).

1.4.3. Вертикальные смещения и раскрытие полостей

На леднике Бенч первая фаза быстрого скольжения приводила к вертикальному смещению его поверхности на 0,3–0,5 м. Согласно сделанному предположению (Anderson et al., 2004; Harper et al., 2007), такое смещение сопровождалось отслоением подошвы ледника на задней стороне выступов ложа. Наблюдаемая связь между усилением отслоения ледника от ложа и скоростью скольжения соответствует теоретическим представлениям (Iken, 1981), хотя ожидаемого уменьшения эффективного давления не обнаружено. Теоретически предполагался и рост полостей при постоянном низком эффективном давлении (Clarke, 2005).



▲ **Рис. 1.12.** Продольные (*а–е*) скорости: (*а*) до события повышения скорости (дни 169–173 с начала 1994 г.), (*б*) во время этого события (дни 173–176) и (*в*) после него (дни 176–180) и вертикальные скорости (*г–е*) для соответствующих событий. Положение точек измерения скорости показано точками (Mair et al., 2002)

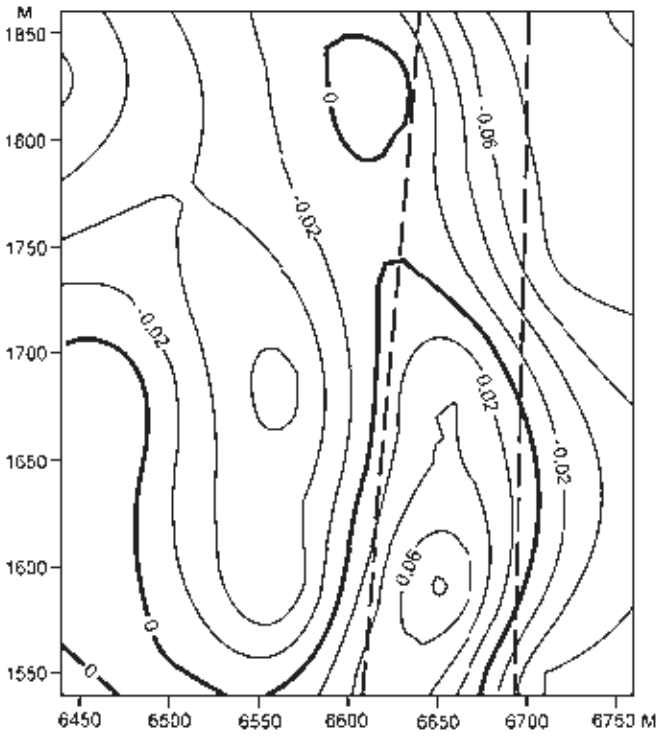
Пространственные и временные вариации давления подледниковой воды создают в перекрывающем льду горизонтальные градиенты напряжения. Они влияют на ускорение движения ледника на площади большей, чем площадь тех участков, где происходят колебания давления воды (Fischer et al., 2005). Поэтому исследовать динамику ледников, связанную с изменением давления подледниковой воды, необходимо с высоким пространственным и временным разрешением.

Такие исследования выполнены в Швейцарии на леднике д'Аролла летом 1994 г. (Mair et al., 2003). В это время на участке активно действующей подледниковой дренажной системы наблюдались увеличения продольной скорости до 0,135 м/сут, превышавшие в 5 раз средние годовые значения, а также подъем и понижения поверхности до +0,010 и −0,015 м/сут соответственно. Были выполнены высокоточные (с ошибкой ±2 мм) измерения положения и высоты 20 реек, образующих сеть треугольников шириной, соответствующей толщине льда. По этим данным построены поля продольных и вертикальных скоростей поверхности ледника для трех периодов (рис. 1.12).

При дальнейшем анализе вертикальных движений использовано соотношение (Hooke et al., 1989)

$$w_s = u_b \tan\beta + \langle\varepsilon_{zz}\rangle Z + \langle c\rangle, \qquad (1.16)$$

где w_s – скорость вертикальных движений поверхности ледника, u_b – горизонтальная компонента скорости скольжения, β – наклон ложа в направлении течения ледника, $\langle\varepsilon_{xz}\rangle$ – вертикальная скорость деформации, осредненная по толщине Z, $\langle c\rangle$ – скорость подъема поверхности из-за роста полости на ложе. Величины β и Z оценены из данных радиозондирования (Sharp et al., 1993).



◀ **Рис. 1.13.** Области наиболее вероятного расширения полостей. Разность $\varepsilon_{zzs}Z$ и $w_s - u_s \tan\beta$ (дни 173–176 и 176–180) проинтегрирована по времени. Там, где она положительна, очевидно, к концу весеннего события произошло раскрытие полостей. Положение подледниковой дренажной области показано штриховыми линиями (Mair et al., 2002)

В период перед весенним событием (дни 169–173) поверхностные скорости и их распределение были похожи на эту и предыдущие зимы. До и после события поверхность понижалась на всем исследуемом участке и особенно сильно в окрестности подледниковой дренажной системы. Продольные скорости были выше всего во время самого события, когда почти на всем исследуемом участке поверхность поднималась.

Чтобы найти места возможного расширения полостей, было выполнено интегрирование разности $\varepsilon_{zzs}Z$ и $w_s - u_s \tan\beta$ за эти дни (где ε_{zzs} – вертикальная скорость деформации, измеренная на поверхности ледника). Участки с положительными значениями указывают на возможные места раскрытия полостей на ложе (рис. 1.13).

В результате по карте гидравлического потенциала и измерениям давления воды в скважинах (Gordon et al., 2001; Hubbard et al., 1995) установлена тесная пространственная связь между положительными разностями величин $\varepsilon_{zzs}Z$ и w_s и картиной подледниковой дренажной сети. Совпадение независимых данных подкрепляет вывод о том, что подледниковые полости расширялись при высоких давлениях подледниковой воды во время первого весеннего события. Из рис. 1.13 следует, что участки влияния таких полостей могут распространяться на 50–100 м с изменением высоты поверхности на 2–6 см.

1.4.4. Давление и запасы воды на ложе

Исследования на леднике Нискуолли показали (Hodge, 1976), что поверхностная скорость скольжения ледника достигала максимума до начала появления весенних талых вод из-под ледника. Это объяснялось тем, что скорость скольжения контролируется количеством воды, запасенной на ложе ледника. Так, балансовые оценки (сравнение поверхностного таяния с расходом воды из базальной дренажной системы) показали (Lliboutry, 1968), что вариации скорости лучше коррелируют с вариациями количества воды, запасенной на ложе ледника. Максимум этих запасов приходится на ранний сезон таяния, когда эффективная базальная дренажная система еще не разработана.

На приливном леднике Ленникот на Аляске поверхностная скорость также увеличивалась при росте внутри- и подледниковых запасов воды. В этот период поступление воды превышало пропускную способность существующих каналов и связанных с ними полостей. Рост скоростей наблюдался почти сразу после максимального увеличения запаса воды в леднике (Bartholomaus et al., 2008). Вместе с тем, по данным (Iken et al., 1983), на леднике Унтераар в Альпах максимальная скорость скольжения совпадала с периодами, когда поверхность ледника повышалась быстрее всего, что, вероятно, было индикатором роста давления воды на ложе, а не увеличения запаса воды в леднике. Корреляция между флуктуациями скорости и давлением воды в скважинах установлена также на леднике Финделен в Швейцарии (Iken, Bindschadler, 1986; Iken et al., 1983) и на леднике Стур в Швеции (Hooke et al., 1988; Hooke, Pohjola, 1994).

Итак, ряд наблюдений позволил установить высокую корреляцию между давлением подледниковой воды и скоростью скольжения, хотя при измерениях *in situ* (Hanson et al., 1998; Kamb et al., 1994; Vielli et al., 2004) функциональная связь между ними не была обнаружена. Данные по леднику Бенч не противоречат гипотезе о том, что для повышенных скоростей скольжения требуется низкое эффективное

давление, хотя прямой корреляции между увеличением скорости и уменьшением эффективного давления установлено не было.

Выполненные исследования показывают, что скорости движения ледника лучше коррелируют либо с запасом воды в нем, либо с давлением воды на ложе, но не с обоими параметрами вместе. Возникает вопрос – с чем в большей степени коррелирует движение ледников? С объемом накопленной воды или давлением воды на ложе? Предложено следующее решение этого вопроса (Kamb et al., 1994; Lliboutry, 1968): скорость скольжения по ложу u_b и запас воды на ложе контролируются ее давлением p_w, осредненным по некоторому характерному расстоянию, на котором напряжение на ложе эффективно усредняется динамикой ледника. Однако давление воды p_w, измеренное в точке, есть сумма пространственно изменчивой величины $<p_w>$, которая регулируется быстрой местной перестройкой дренажной системы. Следовательно, можно ожидать, что напряжение сдвига на ложе u_b коррелирует с запасом и не обязательно – с локальным давлением воды p_w. Результаты наблюдений показывают, почему общепринятые уравнения, описывающие скольжение и основанные прежде всего на эффективном давлении p_e, часто не работают.

Последнее теоретическое обобщение связи скорости скольжения ледника и силы трения по твердому ложу с эффективным давлением, выполненное в работе (Gagliardini et al., 2007), показало, что существует многозначное решение этой задачи и «законы скольжения» Бадда, Виртмана, Ллибутри и др. – лишь только частные случаи более общего решения:

$$\tau_{nt}/p_e = C u_t [u_b^{(1-n)}/(C^n p_e^{\,n} A_s + u_t)]^{1/n}, \qquad (1.17)$$

где A_s – параметр скольжения в отсутствие полостей, n – показатель степени в законе Глена, τ_n – сила трения на ложе, u_t – скорость скольжения по ложу, p_e – эффективное давление, C – коэффициент, характеризующий условия отрыва ледника от ложа: $0 < \tau_{nt}/p_e \le C \le m_{max}$ (Gagliardini et al., 2007). Согласно (Schoof, 2005), этот коэффициент ниже, чем максимальный локальный положительный наклон ложа m_{max} в дециметровом и метровом масштабе, так что отношение $\tau_{nt}/p_e \le C$ удовлетворяет граничному условию А. Икен (Iken, 1981).

1.4.5. Короткопериодные вариации скорости

Короткопериодные вариации горизонтального и вертикального движения поверхности с высоким временным разрешением исследовались на леднике Лаутераар (Sugiyama, Gudmundsson, 2004). Обнаружен суточный ход горизонтальной скорости, которая коррелировала с уровнем воды в скважине и возрастала при увеличении давления воды на ложе. Объяснялось это тем, что под ледником есть полость, которая открывается при росте продольного напряжения. Увеличение скорости движения ледника сопровождалось смещением вверх поверхности ледника, которое определялось по изменению длины скважины с помощью мерной ленты и магнитного датчика, установленного на ложе. Одновременные измерения внутреннего вертикального напряжения в скважине показали, что подъем поверхности связан с вертикальной деформацией льда и увеличением объема подледниковых водных полостей.

Дожди или высокие скорости таяния также могут вызвать изменения скоростей скольжения. Так, летом 1988 и 1989 гг. на леднике д'Аролла наблюдались три события роста скорости (Mair et al., 2003). Во время этих событий по густой сети точек

вокруг семи скважин измеряли поверхностную скорость, давление воды на ложе и движение льда по ложу с помощью датчиков давления, наклона и напряжения. При этом поверхностная скорость достигала 0,12 м/сут, давление воды увеличивалось на 50–110%; заметно возрастало и движение по ложу. Эти события происходили на фоне роста расхода воды из ледника, инициированного сильными дождями и резким увеличением таяния.

На леднике Бенч в середине–конце лета отмечены суточные колебания давления воды, которые сопровождались ростом скорости движения в 2 раза (Anderson et al., 2004; Harper, 2007). На леднике Трепридж в Канаде 11 июля 1995 г. зафиксированы три эпизода быстрого донного скольжения, которым сопутствовало резкое повышение давления воды на ложе уже после разработки подледниковой дренажной системы (Kavanaugh, Clarke, 2001).

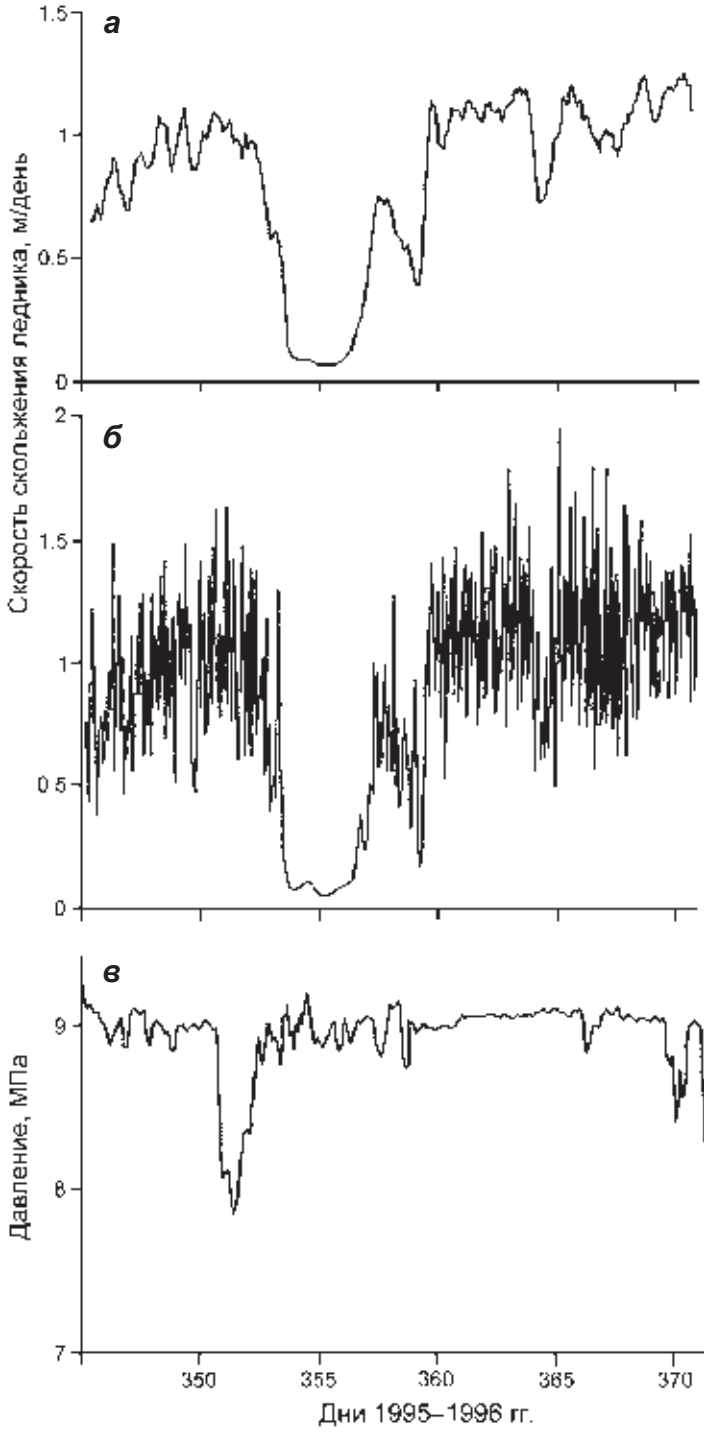
1.4.6. Скольжение по рыхлому ложу

Исследования на ряде ледников, включая ледяной поток B в Антарктике, показали, что во многих случаях ложе ледника сложено рыхлыми отложениями, причем толщина такого деформируемого слоя придонного тилла может достигать нескольких метров. Важность этого слоя для динамики ледников показана в работах (Патерсон, 1984; Alley et al., 1987; Blankenship et al., 1987; Boulton, 1979, 1987; Echelmeyer, Harrison, 1990; Iverson et al., 1998; Kamb, 1991, 2001; Tulaczyk, 2007). На ледяном потоке B для измерения скорости скольжения использовали якорь, опущенный на дно скважины и внедренный в подстилающие отложения. На поверхности он соединялся с прибором, измеряющим вытягивание якоря в результате донного скольжения (Engelhardt, Kamb, 1997). В течение 26 дней вместе со скоростью скольжения определялось давление воды на ложе. Скорость скольжения составила 0,76–1,17 с/сут, или 83–100% общего движения; сосредоточено оно было в верхнем (5–25 см) слое тилла общей толщиной 9 м. При этом отмечалась тесная корреляция между скоростью скольжения и давлением воды на ложе (рис. 1.14).

Для измерения скорости скольжения использовался также прибор, состоящий из металлических стержней, внедренных вертикально в рыхлое ложе и изгибающихся при волочении во время движения ледника (Fischer, Clarke, 1994, 1997; Hooke et al., 1989). Изгиб измеряется датчиками деформации, что позволило определить усилие на инструмент и оценить механические свойства тилла, в частности коэффициент его гидравлической диффузии и проводимость – параметры, необходимые для моделирования течения ледников с придонным слоем тилла.

Такие измерения были выполнены в 15 скважинах на политермическом леднике Стур, который подстилается тонким (0,2–0,5 м) слоем тилла; в трех скважинах в период таяния (с 3 июля по 11 сентября 1995 г.) также измеряли уровень воды. Установлено, что сопротивление движению льда по слою тилла уменьшается с ростом давления (Jansson, 1995).

Другой прибор – двухосевой наклономер – применен в 1977–2003 гг. для измерения угловых смещений с разрешением 0,1–0,3° в более толстом (до 7 м) слое тилла на леднике Блэк-Репидс на Аляске (Truffer et al., 1999, 2000, 2001, 2006). Инклинометрия сопровождалась измерениями поверхностной скорости и давления воды на ложе в течение 75 дней. Измерения 2002–2003 гг. выполнялись в двух скважинах, расположенных на расстоянии 4 м друг от друга, первый датчик был установлен

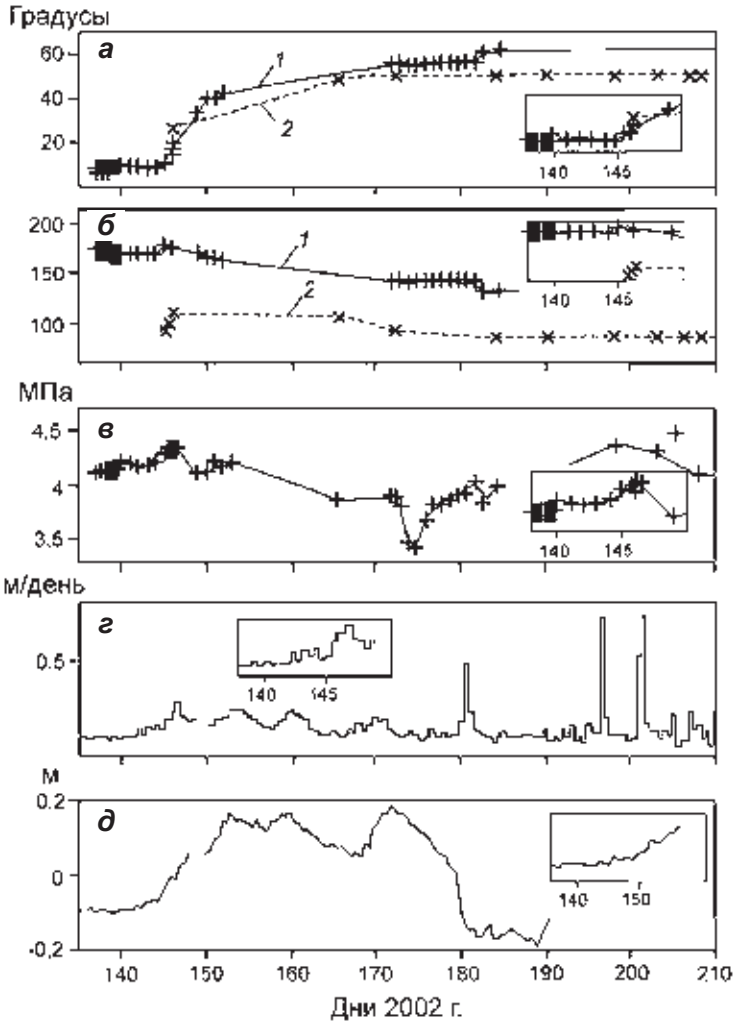


▲ **Рис. 1.14.** Скорость скольжения (*а* – измеренная, *б* – сглаженная с интервалом 0,5 дня) и давление воды (*в*) по данным измерений в скважине на ледяном потоке B в Западной Антарктиде (Engelhard, Kamb, 1997)

вблизи границы лед–тилл (0,8 м ниже раздела), второй датчик – в слое тилла на глубине 2,1 м ниже этой границы (Truffer et al., 2006). Результаты измерений приведены на рис. 1.15.

Измерения показали, что деформации подледниковых отложений – эпизодическое явление, тесно связанное с первым событием движения в сезон таяния (дни 152–165). После этого продолжительное время никакой деформации ложа не происходило. На обоих датчиках было обнаружено вращение оси деформации примерно на 30°.

В целом развитие процесса в течение года выглядит следующим образом. Зимой деформация ложа мала. Весной в нижней части ледника формируется область повышенных скоростей движения. В это время подошва ледника сцеплена с рыхлым



▲ **Рис. 1.15.** Результаты исследований 2002 г. на леднике Блэк-Репидс на Аляске (*а*, *б*); угловое смещение в слое тилла первого (*1*) и второго (*2*) датчиков соответственно; *в* – поровое давление воды по первому датчику; *г* – поверхностная скорость GPS-измерений; *д* – смещение поверхности поперек основного направления течения ледника (Truffer et al., 2006)

основанием, в котором до глубины несколько метров происходят однородные деформации. Летом к ложу поступают новые порции воды.

Более существенный рост скоростей движения ледника в это время связан с открытием полостей на ложе, тогда как рыхлое основание деформируется незначительно, причем уже после пика скоростей, когда подошва ледника снова садится на ложе. Таким образом, в течение большей части года скольжение ледника по ложу или деформация верхних 20 см рыхлого ложа обеспечивают около 2/3 всего донного движения. Измерения и вычисления деформации льда показали, что 50–70% годового движения ледника обусловлено базальным движением.

1.5. Влияние воды на динамическую нестабильность ледников

По динамическому поведению ледники разделяются на два основных типа – «нормальные» и пульсирующие. И если в предыдущих разделах шла речь о воде в ледниках первого типа, то в этом разделе будут рассмотрены существующие представления о роли воды в подвижках ледников.

Основная особенность ледников пульсирующего типа заключается в большой скорости в фазу подвижки, которая на два–три порядка превышает обычную скорость в спокойную (нормальную) фазу (10–100 м/год). Несмотря на то что к ледникам пульсирующего типа относится менее 1% ледников Земли (Jiscoot et al., 2000), они могут представлять опасность для прилегающих районов, так как после длительного медленного течения (от 15–20 до 50–110 лет) за относительно короткое время (от 1–2 до 3–15 лет) могут продвигаться вниз на расстояния до нескольких и даже десятков километров, в ряде случаев перекрывая боковые долины и образуя подпрудные прорывные озера (Долгушин, Осипова, 1982).

Пространственное распределение ледников пульсирующего типа неоднородно и в глобальном, и в региональном масштабе: в большинстве районов современного оледенения они отсутствуют, но образуют отдельные кластеры в Гренландии, Исландии, на Аляске, Юконе, в Канадской Арктике, Андах, на Кавказе, Тянь-Шане, Памире, в Каракоруме, на Камчатке, на Шпицбергене и Новой Земле; отдельные пульсирующие ледники предполагаются также в Антарктиде, Тибете и Патагонии. Наибольшее количество ледников пульсирующего типа известно на Свальбарде (146) и на Аляске (152); там они составляют 6,9 и > 1,3% общего количества, в Исландии − 4,5%.

1.5.1. Механизмы ледниковых подвижек

Кроме изменений климата и связанных с ними изменений геометрии ледников, существующие теории ледниковых подвижек связывают их с тремя основными внутренними гидротермическими механизмами (Jiscoot, 1999): термической нестабильностью ледников, гидрологической нестабильностью подледниковых дренажных систем и нестабильностью деформируемого подледникового субстрата. Во всех этих механизмах важное значение придается условиям на ложе, особенно степени его смачивания водой.

Термическая нестабильность. Распределение температуры внутри ледников играет определяющую роль в их движении, так как от него зависят термические условия на ложе, термическое состояние подледниковых отложений, скорость деформации и скольжения льда, подледниковая эрозия и гидрология (Boulton, 1996; Fountain, Walder, 1998; Hodgkins, 1997).

Одним из спусковых механизмов ледниковых подвижек или по крайней мере контролирующих факторов может быть термическая нестабильность ледников и связанные с ней изменения гидрологических и реологических свойств льда и условий на ложе (Baranowski, 1977; Clarke, 1976; Fowler, 1987; Fowler et al., 2001; Fowler, Johnson, 1995; Robin, 1969). Эти изменения зависят от многих процессов, определяющих баланс тепла в леднике. Сдвиговый разогрев повышает температуру и внутреннюю деформацию льда, но этот процесс медленный и вряд ли может служить спусковым механизмом подвижки (Clarke et al., 1977). Более вероятной причиной может быть вода, продуцируемая трением на ложе и увеличивающая скорость скольжения по ложу, так как возникающий затем механизм отрицательной обратной связи препятствует скольжению и способствует увеличению размеров ледника (Fowler, Johnson, 1995).

Г. Робин (Robin, 1955) полагал, что ледниковые подвижки могут быть объяснены тем, что температура у ложа колеблется от условий, близких к замерзанию, когда нет скольжения, до условий таяния с быстрым скольжением. Во время спокойной фазы из-за утолщения ледника сдвиг на ложе может превысить предельные напряжения, что должно вести к повышенной деформации льда. Это состояние нестабильно, так как деформация продуцирует все больше тепла. Дальнейшее увеличение скорости льда может увеличивать температуру льда до точки таяния, при которой может возникать скольжение и начинаться подвижка. В результате подвижки ледник становится длиннее и тоньше, поэтому градиент температуры на границе лед–ложе увеличивается, отток тепла от ложа возрастает и ледник примерзает у ложа (Clarke, 1976).

В. Шютт (Schytt, 1969) объяснял пульсации субполярных ледников на Северо-Восточной Земле на Свальбарде тем, что внутреннее ядро теплого льда, окруженное кольцом примерзшего к ложу холодного льда, иногда могло прорываться через этот холодный барьер в годы с повышенным весенним таянием, когда вода могла просачиваться вниз и отдавать тепло нижележащему холодному льду.

Режим с «холодным кольцом» был установлен и на ряде других субполярных ледников пульсирующего типа (Clarke, Jarvis, 1976; Clarke et al., 1984; Collins, 1972). На политермических ледниках Баканин на Свальбарде и Трепридж в Канаде развитие подвижки сопровождалось возникновением на их поверхности и продвижением вниз крутого фронта активизации (Clarke et al., 1984; Murray et al., 1998).

В результате многолетних исследований на леднике Трепридж была предложена и обоснована гипотеза механизма «термического разгона» (Clarke et al., 1976, 1977, 1984). Было показано, что между зонами со скольжением по ложу и без него должны увеличиваться внутренняя деформация льда и напряжение сдвига на ложе, а небольшое повышение температуры должно увеличивать внутреннюю деформацию, дальнейшее повышение температуры и т.д. (Clarke et al., 1976). Пульсирующее движение начинается тогда, когда температура на ложе достигает точки таяния при соответствующем давлении из-за утолщения ледника вследствие аккумуляции на поверхности и деформационного сжатия (Clarke et al., 1977). Приморожденный край ледника препятствует оттоку подледниковой воды (Clarke, Jarvis, 1976), давление ее растет, что может служить спусковым механизмом подвижки, особенно в периоды

повышенного весеннего таяния. Продолжительность активной фазы скольжения может зависеть от соотношения между выделяющимся при трении теплом и его потерями, которые определяются меняющейся толщиной ледника. Когда отвод тепла от границы раздела лед–породы превышает генерацию тепла трением, ледник примерзает к ложу и подвижка прекращается. Кроме того, рост толщины льда и наклона поверхности в области фронта активизации увеличивает гидростатическое давление воды на ложе (Clarke et al., 1984; Clarke, Blake, 1991; Murray et al., 2003).

Исследования на политермическом леднике Баканин на Свальбарде с деформируемыми отложениями на ложе толщиной 1–3 м показали (Murray et al., 2003), что его подвижка характеризуется длинным периодом, низкими напряжениями сдвига и медленной остановкой, при этом продвижение фронта активизации совпадает с распространением термической границы между теплым и холодным льдом на ложе. Поскольку фронт подвижки распространяется вниз с большей скоростью, чем может прогреться подстилающий слой мерзлоты, предполагается, что быстрое движение представляет собой результат скольжения по ложу или деформации только верхнего слоя субстрата. Подвижке также способствует высокое давление воды между движущимся льдом и слоем мерзлоты под ним. Подвижка завершается, когда давление базальной воды постепенно падает из-за того, что часть ее фильтруется в ложе и вышележащую толщу льда или замерзает (Murray et al., 2003). В этом случае и продвижение и остановка ледника объясняются термической регуляцией. Этот механизм, вероятно, объясняет ступенчатый и растянутый характер терминации подвижек других ледников Свальбарда (Drewry, Liestøl, 1985; Hagen, 1988).

Предполагается, что субполярные ледники с политермическим режимом более склонны к пульсациям, чем теплые и полярные ледники (Baranowski, 1977; Hodgkins, 1997). Это подтверждается широким распространением политермических и пульсирующих ледников на Шпицбергене (Мачерет и др., 1992; Jiskoot et al., 2000).

Для политермических ледников дистанционным индикатором их гидротермического состояния служит внутренний отражающий горизонт, обнаруженный на многих ледниках Шпицбергена и в других полярных и субполярных районах, указывающий на существование слоев холодного и теплого водосодержащего льда в таких ледниках. Полученные данные предполагают (Dowdeswell et al., 1991; Hamilton, Dowdeswell, 1996; Jiscoot et al., 2000; Fowler et al., 2001), что подвижки политермических ледников, возможно, контролируются факторами, отличными от ледников с другим термическим режимом – теплых и холодных: реологией подстилающих пород, их гидравлической проводимостью, содержанием воды во льду и условиями на ложе.

Гидрологическая нестабильность. Поскольку термические теории не могли объяснить подвижки теплых ледников, были разработаны альтернативные теории, учитывающие два основных процесса, связанные с подледниковыми гидрологическими системами: наличие водной смазки на ложе (Budd, 1975; Lliboutry, 1968; Weertman, 1969) и всплывание ледника (подъем и частичный отрыв ледника от ложа), вызванное высокими эффективными давлениями подледниковой воды (Harrison et al., 1994; Iverson et al., 1995; Kamb et al., 1985; Kamb, Engelhardt, 1987). Оба процесса уменьшают трение на ложе и способствуют быстрому скольжению: первый приводит к скольжению без отделения ледника от ложа, второй – к быстрому скольжению с отделением ледника от ложа. Первый процесс соответствует типу скольжения по Виртману с линейным или нелинейным законами скольжения, когда скорость базального скольжения прямо зависит от напряжения сдвига на ложе,

тогда как второй (по Ллибутри) описывается законами, когда величина эффективного давления критическая (Fowler, 1987).

Механизм водной смазки. Механизм ледниковых подвижек, связанный с водной смазкой на ложе, предполагает, что подледниковый дренаж через распределенную гидрологическую систему происходит в тонкой водной пленке изменяющейся толщины (Weertman, 1969). Когда ее толщина превышает размер препятствий на ложе, трение уменьшается и скольжение увеличивается. Контролирующий размер препятствий, оказывающих наибольшее сопротивление скольжению, зависит от теплопроводности льда на границе лед–ложе, степени сглаженности ложа по отношению к среднему размеру препятствий, степени заполнения водой полостей позади препятствий и напряжения сдвига на ложе (Weertman, 1969). Согласно оценкам (Alley, 1989; Hubbard, Hubbard, 1998), контролирующий размер препятствий лежит в пределах от 1 до 100 мм, а средняя толщина пленки воды составляет порядка 0,5–1 мм.

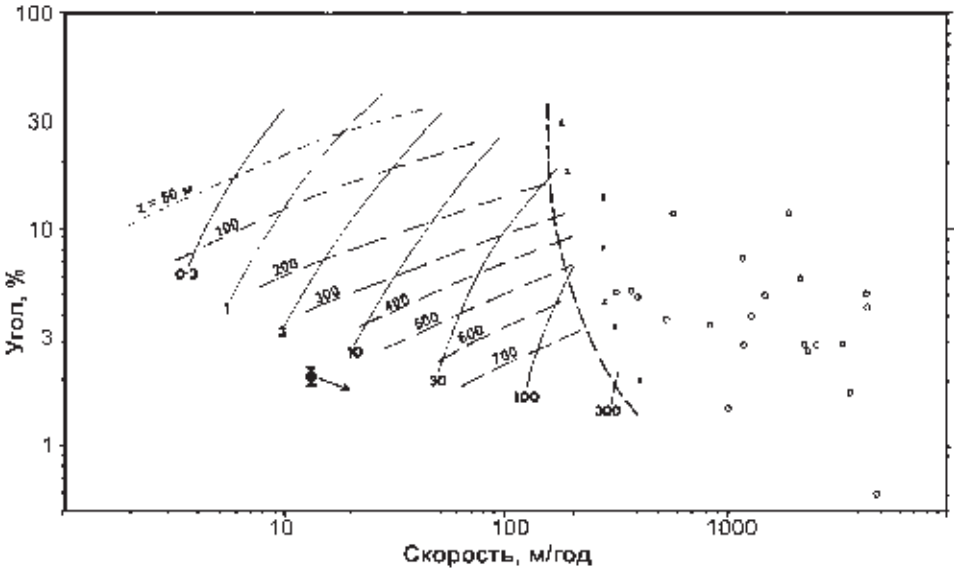
В период между подвижками толщина льда растет, увеличивается напряжение сдвига на ложе и уменьшается контролирующий размер препятствий. Подвижка возникает, когда толщина льда достигает критической величины (Weertman, 1969). Во время подвижки трение и скорость таяния на ложе ледника увеличиваются, поддерживая быстрые скорости скольжения в течение длительного времени. Эта подвижка, следовательно, развивается по типу «гидравлического разгона» (Fowler, Johnson, 1995).

Оценки показали (Weertman, 1969), что чем длиннее и толще ледник, тем больше может быть толщина пленки воды на его ложе и наиболее предрасположенными к пульсациям могут быть ледники длиной более 30 км с гладким ложем с преобладающим размером препятствий около 1–2 мм. Было показано также (Walder, 1982), что непрерывный слой воды нестабилен, так как с ростом ее давления формируются каналы во льду или в субстрате. Фильтрация воды в рыхлое ложе также препятствует образованию пленки воды на ложе. Но если ложе ледников имеет более сложное строение, подледниковая вода может распределяться не в виде непрерывного слоя, а накапливаться в дистальных частях крупных препятствий ложа (Lliboutry, 1968).

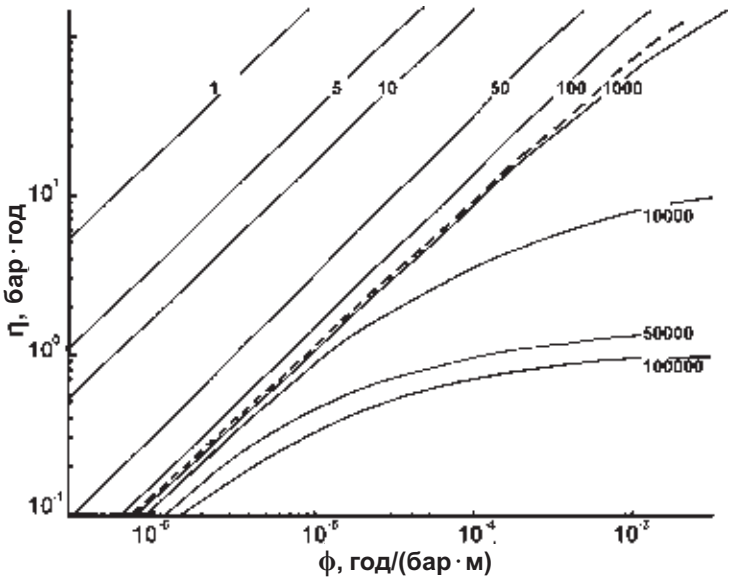
В. Бадд (Budd, 1975) полагал, что быстрое скольжение возможно благодаря локализованному избытку воды на ложе, уменьшающему базальное трение, и предложил учитывать это с помощью «фактора смазки» ϕ и дополнительного «геотермического фактора» q. Если φ или q достигают критических значений, напряжение сдвига на ложе должно понижаться так, чтобы стало возможным очень быстрое скольжение. Фактор смазки прямо пропорционален энергии диссипации на ложе, которая, в свою очередь, пропорциональна потоку льда Ф и уклону поверхности α.

С использованием этой модели и имевшихся в то время данных был сделан вывод (Budd, 1975) о том, что существует критическое значение фактора смазки, по которому проходит раздел между медленно или нормально текущими ледниками и быстрыми ледяными потоками. Ледники пульсирующего типа находятся в области этого раздела и переключаются между быстрым и медленным режимами (рис. 1.16).

По оценкам В. Бадда (Budd, 1975), скорость скольжения по ложу зависит не только от «фактора смазки» ϕ, но и от вязкости льда η, которая, в свою очередь, зависит от температуры льда и содержания в нем воды (Duval, 1977). Все эти факторы определяют различия между стационарными и пульсирующими ледниками и предсказывают большие скорости скольжения теплых ледников по сравнению с холодными ледниками (рис. 1.17).



▲ **Рис. 1.16.** Связь средней толщины *Z* ледников, м (штриховые линии) с поверхностной скоростью *V*, м/год и наклоном α поверхности, % вдоль их осевой линии. Расходы льда $\Phi = VZ$, 10^3 м^2/год показаны сплошными линиями. Кружки и кресты – значения Φ для быстро движущихся полярных ледников и ледников пульсирующего типа. Толстой штриховой линией показана кривая $\alpha\Phi$, которая может определять переход от нормальных к быстро движущимся ледникам, включая пульсирующие (Budd, 1975)



▲ **Рис. 1.17.** Вариации максимальной скорости скольжения, м/год (сплошные линии) для идеализированной модели ледника Бруарйокуль в Исландии в зависимости от «фактора смазки» (ϕ), год /(бар·м), и вязкости льда (η), бар·год. Штриховая линия – раздел между стационарными (слева) и пульсирующими (справа) ледниками. Максимальные скорости скольжения стационарного ледника достигаются тогда, когда они намного превышают 100 м/год, что ведет к возникновению его подвижки (Budd, 1975)

Механизм связанных полостей. Для ледников пульсирующего типа блокирование или распад путей течения воды может быть результатом дисбаланса между притоком и расходом воды, ведущим к высоким эффективным давлениям воды и к отделению льда от ложа (Clarke et al., 1984; Iken, 1981; Kamb, 1987; Röthlisberger, 1969). Важность отрыва ледника от ложа в регулировании скорости скольжения была показана Ллибутри (Lliboutry, 1968, 1969), полагавшим, что она должна быть многозначной функцией напряжения сдвига на ложе τ и эффективного давления воды N_e.

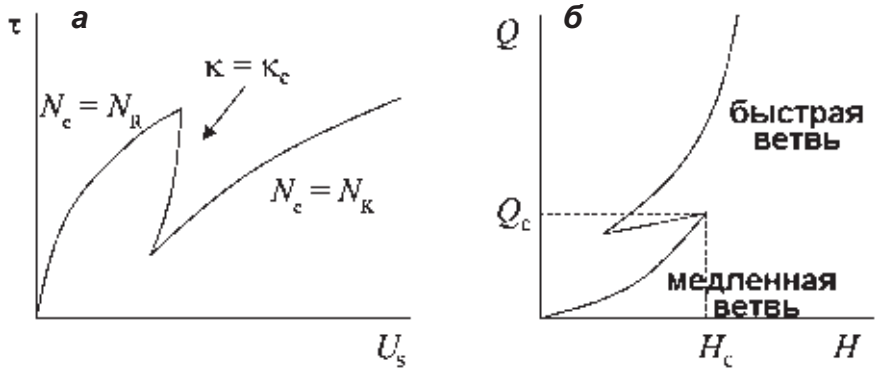
При этом в системе каналов на ложе давление воды падает с увеличением ее расхода, а в системе связанных полостей – наоборот, растет. Поэтому был предложен общий многозначный закон скольжения ледника по ложу, который имеет две ветви – медленную, со стабильной скоростью скольжения при дренаже через *R*-каналы, и быструю – при дренаже через систему связанных полостей (рис. 1.18).

При критических величинах τ и N_e скольжение может стать нестабильным и переключиться на соседнюю ветвь (Fowler, 1987; Fowler, Johnson, 1995; Kamb, 1987; Lliboutry, 1969). Для зарождения ледниковой подвижки должно произойти резкое изменение контакта льда с ложем, что возникает при достаточно большом скачке с одной ветви на другую (Fowler, 1987; Kamb, 1987).

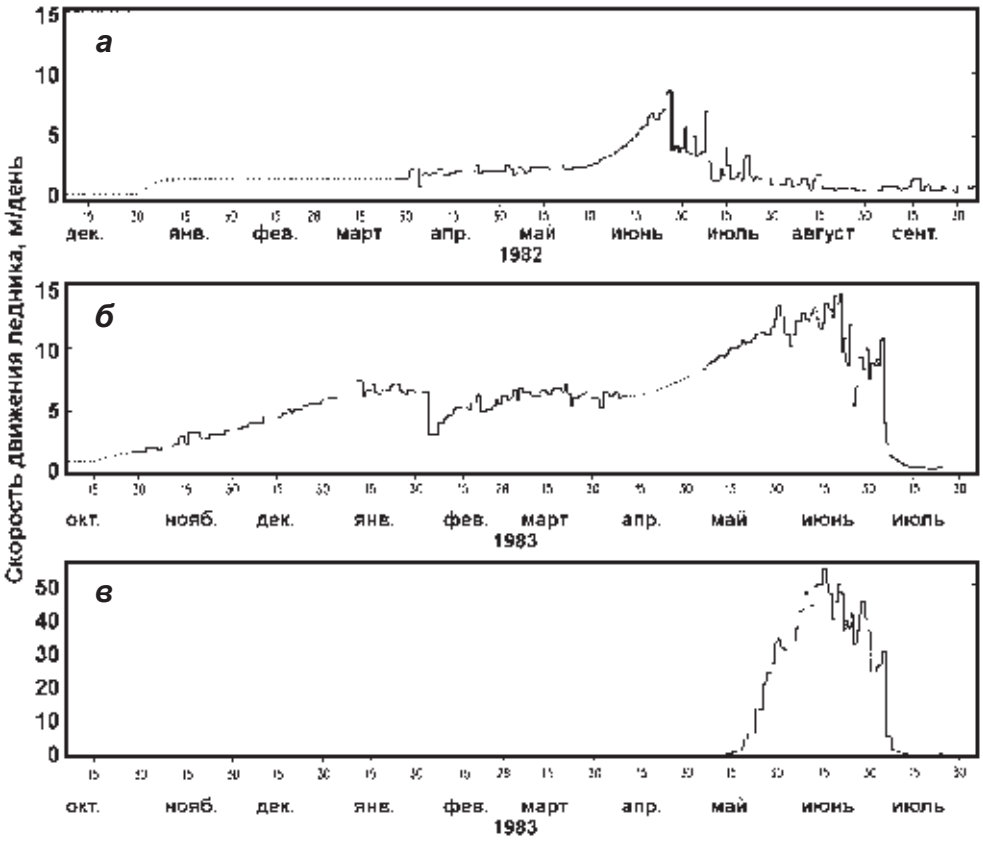
Критическое давление воды p_{crit}, когда скольжение становится нестабильным, описывается соотношением (Iken, 1981)

$$p_{crit} = p_i - (\tau/\mathrm{tg}\beta_s), \qquad (1.18)$$

где p_i – давление перекрывающего льда (ρgH), τ – базальное напряжение сдвига на ложе, β_s – наклон дистальных частей препятствий по отношению к среднему наклону ложа. Если давление подледниковой воды превышает p_{crit}, ледник отрывается от ложа благодаря эффекту гидравлического домкрата (Röthlisberger, Iken, 1981). Очевидно, что такие события более характерны для мощных ледников с крутыми уклонами и неровным ложем.



▲ **Рис. 1.18.** Связь между напряжением сдвига на ложе τ и скоростью скольжения U_s (*а*); связь между расходом льда *Q* и толщиной льда *H* (*б*). N_e – эффективное давление воды, N_R – стабильное давление воды в каналах, N_K – давление воды, при котором система связанных полостей стабильна, *K* – параметр течения: при $K = K_c$ происходит переход от дренажа в каналах к дренажу в системе связанных полостей. При критической толщине ледника H_c и соответствующем критическом потоке Q_c ледник скачком переходит с медленной ветви на быструю (Jiscoot, 1999)



▲ **Рис. 1.19.** Скорость движения ледника Вариегейтед на Аляске до, во время и после его подвижки в 1982–1983 гг.: в верхних 8 км ледника (*а*, *б*), в 15 км от верховьев или в 4–5 км от фронта (*в*) (Kamb et al., 1985)

Наблюдения на леднике Вариегейтед на Аляске до и во время его подвижки (с 1973 по 1982−1983 гг.) легли в основу теории ледниковых подвижек, объясняющей изменения скорости скольжения по ложу изменениями конфигурации системы связанных полостей (Kamb et al., 1985; Kamb, 1987).

Пульсирующая активность этого ледника началась зимой 1982 г. с частых льдотрясений и прекратилась в разгар сезона таяния 1983 г. Подвижка происходила в две фазы, в каждой из них пики скорости наблюдались в середине−конце июня (рис. 1.19). Во время подвижки 1982−1983 гг. движение ледника на 95% было обусловлено донным скольжением и только на 5% − внутренней деформацией льда. Трассерные эксперименты, измерения давления воды в скважинах и наблюдения за стоком из ледника показали, что до подвижки вода стекала по системе подледниковых каналов с низким давлением, а во время подвижки давление воды достигало давления перекрывающего льда, при этом течение воды на ложе замедлилось и стало распластанным (Kamb et al., 1985). Пики давления воды совпадали со скачками движения ледника, а резкие горизонтальные смещения сопровождались вертикальными поднятиями поверхности. Прекращение подвижки было отмечено понижением поверхности ледника и совпало с крупным прорывом подледни-

ковых вод. После прекращения подвижки низкое давление в дренажной системе восстановилось.

На основе этих данных было сделано заключение (Kamb et al., 1985), что связь между горизонтальной и вертикальной скоростями обусловлена отделением льда от ложа или базальной кавитацией и инициация подвижки должна совпадать с резким переключением подледникового дренажа от системы с преобладающей канальной системой к системе связанных полостей.

Хотя теория подвижек Б. Кэма была разработана для теплых ледников с твердым неподвижным ложем, недавние наблюдения за подвижкой ледника Скейдарйокуль в Исландии позволяют предполагать, что эта теория может быть приложима также к ледникам с мягким деформируемым ложем (Björnsson, 1998). Имеются также некоторые доказательства того, что ледник Вариегейтед подстилается слабым деформируемым слоем (Richards, 1988). Подвижку ледника Петерс на Аляске также можно объяснить механизмом Б. Кэма, так как ее инициация была связана с высоким давлением подледниковой воды в распределенной дренажной системе в сезон малого ее поступления (Raymond, Harrison, 1988). Но неясно, что индуцировало подвижку − быстрое скольжение из-за высокого давления воды или быстрая деформация насыщенного водой субстрата (Echelmeyer, Kamb, 1987).

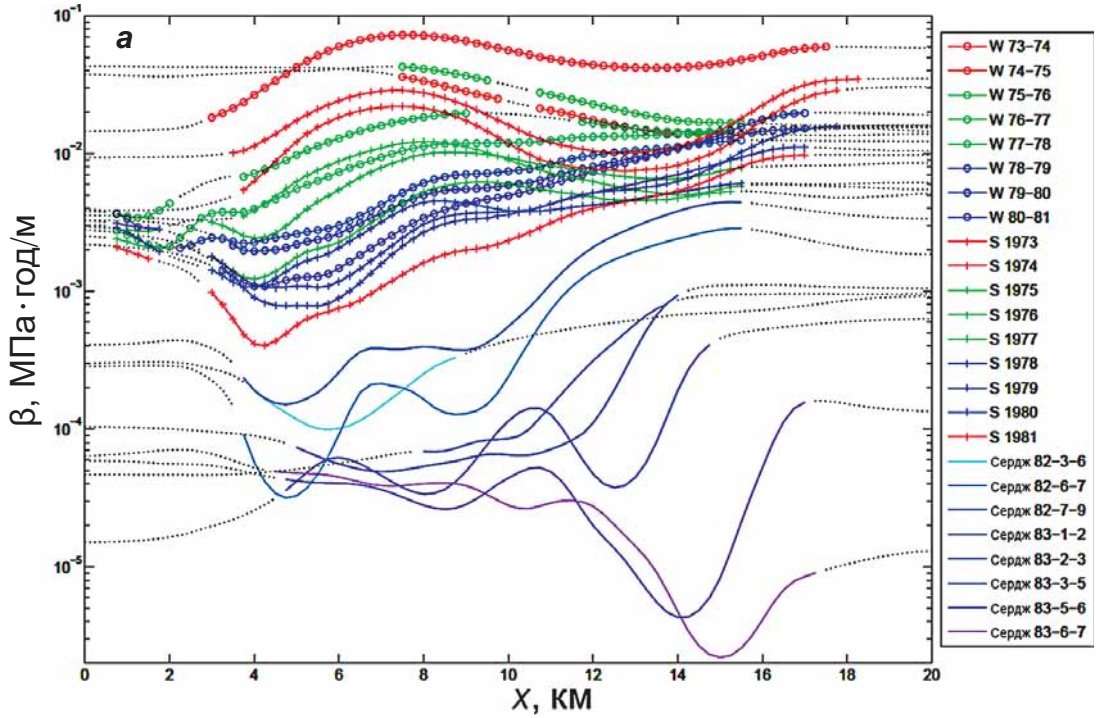
Если следовать объяснениям Б. Кэма (Kamb, 1987), то пульсирующие ледники в целом должны отличаться от нормальных ледников определенными диапазонами напряжения сдвига на ложе, давления воды и льда. Определенная шероховатость и литология ложа, а также характерные размеры и геометрия ледника должны быть ключевыми факторами в проверке теории Б. Кэма.

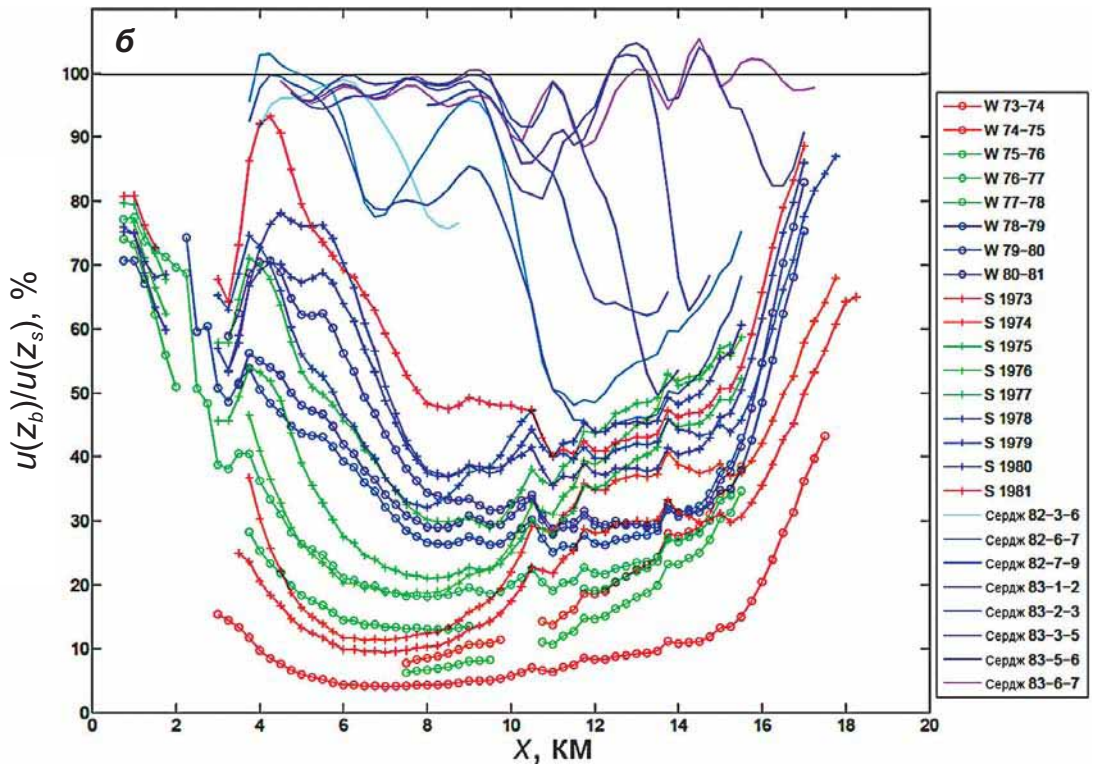
Анализ данных измерений поверхностной скорости и высоты поверхности вдоль центральной линии тока ледника Вариегейтед в период с 1973 по 1983 г. позволил реконструировать условия на ложе до и во время подвижки в 1982−1983 гг. для 25 временных срезов (Jay-Allemand et al., 2011), используя параметр трения β как показатель соотношения между нормальным напряжением τ_{nt} и тангенциальной скоростью u_t на поверхности ложа (рис. 1.20, *а*, *б*).

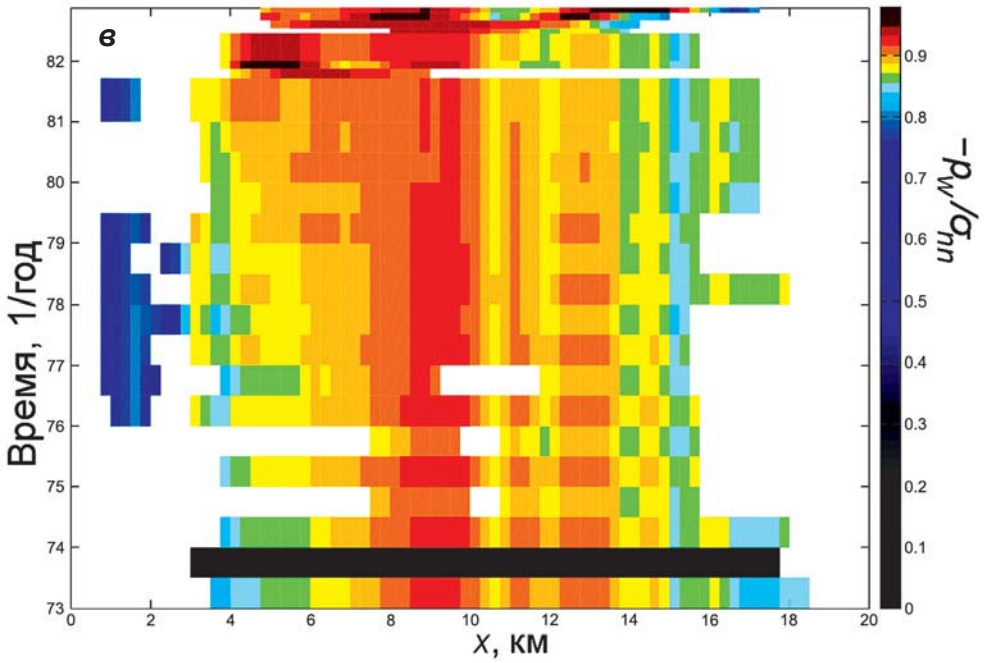
До подвижки сильные периодические изменения условий на ложе наблюдались между зимой и летом, с регулярным увеличением скорости скольжения с 1973 по 1983 г. Во время подвижки базальное трение сильно уменьшилось и область очень низкого трения сместилась из верхней части ледника к его языку.

В каждом конкретном году параметр β был всегда выше зимой, чем летом, но в течение 8 лет спокойной фазы он регулярно уменьшался. Это указывает на то, что вклад донного скольжения в общее движение ледника постоянно возрастал во время спокойной фазы от средней величины 10% зимой 1973 г. до 60% летом 1981 г. В начале подвижки зимой 1981/82 г. наиболее заметные изменения базального трения произошли в верхней части ледника, где параметр трения уменьшился примерно на порядок, от 10^{-3} до 10^{-4} МПа/м год, вызвав большое увеличение скольжения (см. рис. 1.20, *а*). В конце подвижки базальное скольжение составляло более 90% наблюденной на леднике поверхностной скорости, а в некоторых местах, по данным моделирования, даже превышало ее (см. рис. 1.20, *б*).

Полученные результаты подтвердили (Jay-Allemand et al., 2011), что подледниковая дренажная система ледника Вариегейтед сильно изменилась от относительно эффективной до подвижки до неэффективной во время подвижки. Подтверждена существенно нелинейная связь силы трения и давления воды. Показано также, что


а
β, МПа·год/м
X, КМ
W 73–74
W 74–75
W 75–76
W 76–77
W 77–78
W 78–79
W 79–80
W 80–81
S 1973
S 1974
S 1975
S 1976
S 1977
S 1978
S 1979
S 1980
S 1981
Сердж 82–3–6
Сердж 82–6–7
Сердж 82–7–9
Сердж 83–1–2
Сердж 83–2–3
Сердж 83–3–5
Сердж 83–5–6
Сердж 83–6–7


б
u(z_b)/u(z_s), %
X, КМ
W 73–74
W 74–75
W 75–76
W 76–77
W 77–78
W 78–79
W 79–80
W 80–81
S 1973
S 1974
S 1975
S 1976
S 1977
S 1978
S 1979
S 1980
S 1981
Сердж 82–3–6
Сердж 82–6–7
Сердж 82–7–9
Сердж 83–1–2
Сердж 83–2–3
Сердж 83–3–5
Сердж 83–5–6
Сердж 83–6–7



◄ ▲ **Рис. 1.20.** Изменение параметра трения на ложе β, МПа·год/м, вдоль центральной линии тока ледника Вариегейтед на Аляске для 25 дат измерений поверхностной скорости во время медленной и активной фаз подвижки (*а*); изменение отношения вычисленной горизонтальной базальной скорости $u(z_b)$ и скорости на поверхности $u(z_s)$ вдоль этой линии (*б*); W Y1–Y2 обозначает среднюю зимнюю скорость между годами Y1 и Y2, SY – среднюю летнюю скорость между годом Y и годом подвижки между месяцами M; *в*) изменения с 1973 по 1982 г. (левая вертикальная ось) отношения давления воды на ложе p_w к нормальному базальному напряжению σ_{nn} (правая вертикальная ось) вдоль центральной линии ледника Вариегейтед (горизонтальная ось) (Jay-Allemand et al., 2011)

путем реконструкции эволюции давления воды у основания ледника можно предложить сценарий его гидрологической истории, ведущий к подвижке.

Деформируемое ложе. Все рассмотренные выше механизмы ледниковых подвижек были разработаны в предположении жесткого ложа. Однако много ледников пульсирующего типа находятся в районах с рыхлыми подледниковыми отложениями. Примером могут служить ледники Баканин на Свальбарде, Брейдарйокуль в Исландии, Петерс и Вариегейтед на Аляске, Трепридж в Канаде и Вест Форк на Аляске (Boulton et al., 1974; Clarke et al., 1984; Echelmeyer et al., 1987; Harrison et al., 1986, 1994; Porter, 1997), которые подстилаются породами с разной литологией и гранулометрией (Boulton, 1971; Clapperton, 1975; Croot, 1988; Sharp, 1985).

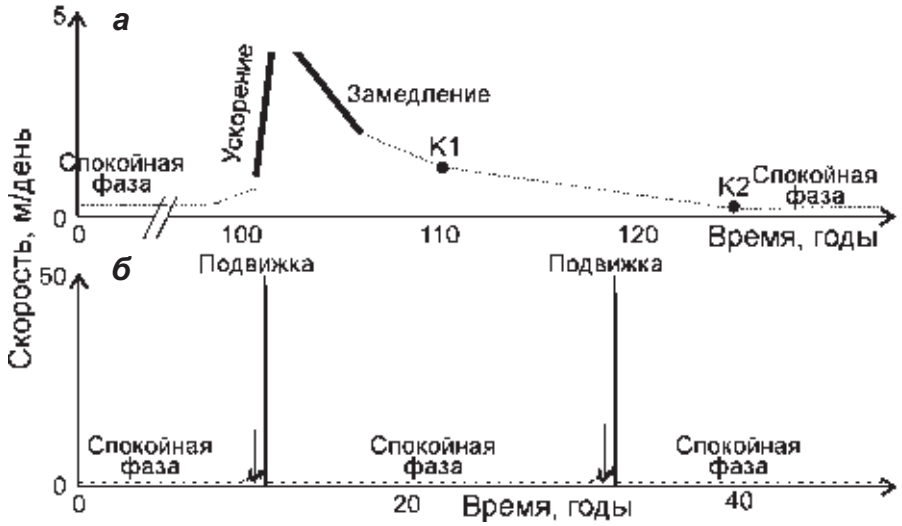
Пульсирующее поведение ледников с интенсивно деформируемым ложем не согласуется с «классическим» поведением ледников на твердом ложе и предполагает другие механизмы подвижек, в которых деформация ложа служит основным компонентом быстрого движения во время подвижек (Boulton, Jones, 1979; Boulton et al., 1996; Sharp, 1985). Также предполагается, что многие лопасти Лаврентьевского и Скандинавского ледниковых щитов могли испытывать подвижки в результате обширных деформаций ложа (Alley, 1991; Alley, MacAyeal, 1994; Boulton, Jones, 1979).

Однако большая толщина деформируемого слоя и форма быстро текущих лопастей говорят не в пользу такого предположения (Boulton, Jones, 1979; Clayton et al., 1989).

Данные о деформации ложа во время подвижки ледника Баканин, а также во время периодов быстрого течения ледяного потока B в Антарктиде и ледника Стур в Швеции показывают, что большая часть таких деформаций происходит в верхней сдвиговой зоне толщиной несколько дециметров и что вместо глубоких деформаций имеет место частичный отрыв ледника от ложа (Engelhardt, Kamb, 1998; Iverson et al., 1995; Murray et al., 1998).

1.5.2. Подвижки политермических и теплых ледников: факты и возможные механизмы

По данным дистанционных и полевых исследований к настоящему времени сведения о поведении политермических и теплых ледников в активной и спокойной фазах известны всего лишь для нескольких ледников. Это ледники Фритьоф, Монако, Баканин, Финстервальдер и Конгсвеген на Шпицбергене, ледники Вариегейтед на Аляске и Трепридж в Канаде; для многих других пульсирующих ледников эти сведения более ограниченны и содержат только данные о датах подвижки, скорости движения, геометрии ледников и ее изменениях (Dowdeswell, Benham, 2003; Murray et al., 2003б; Sund et al., 2009).



▲ **Рис. 1.21.** Схема динамики подвижки ледника Монако и других ледников Свальбарда (*а*). Жирные линии – данные по леднику Монако (Murray et al., 2003b), пунктирная линия – ранняя медленная часть фазы ускорения ледника (Murray et al., 2003a), точки K1 и K2 соответствуют изменениям скорости примерно через 20 и 45 лет после начала подвижки ледника Конгсвеген (Melvold, Hagen, 1998). Подвижка ледника Вариегейтед по данным (Kamb et al., 1985) (*б*). Спокойная фаза характеризуется сезонными циклами скорости с более быстрым течением летом, чем зимой (Raymond, Harrison, 1988), и минисёрджами (Kamb, Engelhardt, 1987) (на рисунке не показаны). Инициация подвижки ледника была менее резкой, чем ее прекращение, в противоположность леднику Монако (Murray et al., 2003)

Сравнение этапов подвижки ледника Монако и других ледников на Шпицбергене с подвижкой ледника Вариегейтед на Аляске дано в работе (Murray et al., 2003) и показано на рис. 1.21.

Большие различия в динамике ледников Свальбарда и ледника Вариегейтед дают основание полагать (Murray et al., 2003б), что механизм связанных полостей служит хорошей моделью подвижек многих ледников Аляски, но он вряд ли применим к ледникам Шпицбергена по следующим причинам: во-первых, после подвижки остановка ледника Вариегейтед произошла почти мгновенно, совпав с большим выбросом мутных вод из-под ледника; Б. Кэм (Kamb, 1987) объяснял это распадом системы связанных полостей и превращением ее в канализованную систему, тогда как очень медленное прекращение подвижки ледника Монако и других ледников Свальбарда указывает на иной механизм их остановки, чем у ледника Вариегейтед; во-вторых, нет свидетельств появления базальной воды в краевых озерах или заполненных водой трещинах во время подвижек ледников Свальбарда, которые могли бы указывать на существования водных систем с большим объемом и высоким давлением воды, характерных для системы связанных полостей под пульсирующими ледниками в других районах (Jiscoot et al., 2001; Lingle et al., 1993; Reeh et al., 1994); в-третьих, нет доказательства скоротечных вариаций скорости во время подвижек ледников Свальбарда, хотя такие вариации скорости характерны для подвижки ледника Вариегейтед; в-четвертых, теория связанных полостей предсказывает, что ледники с небольшим уклоном поверхности более предрасположены к подвижкам (Kamb, 1987; Clarke, 1991). Статистические исследования показали, что на Свальбарде ледники пульсирующего типа имеют тенденцию быть круче, чем нормальные (Jiscoot, 1999).

Все это позволило предположить (Murray et al., 2003б), что у ледников Свальбарда есть по крайней мере два различных механизма подвижек, которые контролируются термогидрологическим механизмом и механизмом деформации подстилающих отложений. Наблюдения на политермическом леднике Монако позволили сделать некоторые выводы об условиях на ложе во время его подвижки. Этот ледник во время подвижки, скорее всего, находился на теплом ложе на большей части своей длины. Он, вероятно, подстилается мягкими отложениями, но рельеф ложа контролирует общее распределение его скоростей.

Модель термически регулируемой подвижки по мягкому ложу (Fowler et al., 2001) может быть применима к леднику Монако и другим ледникам на Свальбарде по следующим причинам: 1) в начале цикла подвижки (спокойная фаза) ледник находится на холодном основании или имеет политермическую структуру. В этом случае лед нарастает до тех пор, пока не достигнет точки таяния на некоторой части ложа; 2) появление талых вод сопровождается повышением порового давления в подстилающих ледник отложениях; 3) рост порового давления ведет к дилатации и деформации отложений и увеличению запасов воды; 4) ускоренная деформация отложений сопровождается дальнейшим разогревом, таянием и ростом давлений поровой воды; 5) возникает положительная обратная связь между движением ледника и таянием на ложе; 6) из-за быстрого движения по ложу ледник становится тоньше, отвод тепла из него растет и он снова примерзает к ложу.

Критическими параметрами модели служат толщина и проницаемость незамерзшего тилла (Fowler et al., 2001). Они регулируют эффективность эвакуации талой воды и, следовательно, определяют ее базальное давление. Если толщина тилла и его проницаемость выше некоторых пороговых значений, могут происходить

динамические осцилляции, но без фазы быстрого течения. Начало подвижки преимущественно контролируется толщиной тилла, так как она регулирует объем талой воды, требуемой для достижения перекрывающего давления, тогда как скорость течения льда во время подвижки контролируется шероховатостью ложа или трением у бортов ледника.

В этой модели раздел между пульсирующим и непульсирующим льдом рассматривается как распространяющаяся вверх и вниз по леднику «термическая активная волна», соответствующая переходу между холодным и теплым льдом (Murray et al., 2000). В модели (Fowler et al., 2001) предполагаются два типа подвижек. В первом случае волна активации движется медленнее, чем сам лед (как на ледниках Баканин и Ушер). Тогда термически активированный фронт также является и фронтом подвижки. Если же волна активации распространяется быстрее движения льда, то подвижка имеет более мягкий характер. При этом пульсирующий фронт может отсутствовать (как, например, на леднике Монако), если нет ограничений течению льда у края ледника. Это может происходить, если основание ледника на всем его протяжении находится на точке таяния, и особенно вероятно, если ледник оканчивается в море, достаточно глубоком для откола айсбергов (Hodgkins, Dowdeswell, 1994).

1.6. Выводы

Согласно современным представлениям, вода в толще и у ложа ледников во многом определяет их гидротермическое состояние и динамику. Последнее проявляется в изменениях сезонных и суточных поверхностных скоростей движения, в вертикальных смещениях высоты поверхности и колебаниях скорости донного скольжения.

Запасы и давление воды на ложе и в подстилающих отложениях предопределяют особенности формирования и изменений внутриледниковой и подледниковой дренажной систем. Во время весеннего увеличения поступления талой воды к ложу могут возникать два разных режима скольжения: первый связан с образованием полостей с водой на тыльных частях выступов ложа, второй определяется возникновением хорошо разработанной подледниковой дренажной сети.

Вариации давления воды на ложе сопровождаются изменениями поверхностной скорости, напряжения сдвига на ложе, скорости донного таяния, скорости скольжения по ложу и высоты поверхности, т.е. отражаются в динамике ледников. Этот важный вывод подтверждают полевые данные об изменениях поверхностной скорости и высоты поверхности ледников.

Движение ледников, которые подстилаются рыхлыми водонасыщенными отложениями, во многом контролируется эффективным и поровым давлением воды в этих отложениях. Эти параметры определяют скорость скольжения льда по рыхлому ложу и деформации самих рыхлых отложений. Именно термические условия на границе лед–ложе, свойства подледникового субстрата и давление подледниковой воды диктуют, какие процессы могут развиваться в конкретных ледниках и вызывать пространственно-временные изменения их динамики и скорости скольжения, вплоть до возникновения ледниковых подвижек.

Разработка моделей движения ледников и ледниковых покровов, в которых более адекватно будет учитываться роль воды, позволит точнее оценить их реакцию

на изменения климата и лучше понять механизмы быстрого течения и пульсаций ледников. Решение этой задачи затрудняет ряд проблем, требующих поиска эффективных методов исследований. Недостаточно изученными остаются: 1) объемное гидротермическое состояние ледников в областях аккумуляции и абляции; 2) пространственно-временные вариации распределения и содержания воды в толще и у ложа ледников; 3) размеры и форма макровключений воды в толще и у ложа ледников, включая пленку или слой воды, каналы стока, внутри- и подледниковые каверны и полости; 4) условия на ложе – распределение областей с таянием и примерзанием и подледниковыми мерзлыми или водонасыщенными подледниковыми отложениями, микро- и макрошероховатость ложа; 5) связь пространственно-временных вариаций поверхностной скорости ледников, высоты их поверхности и скорости скольжения по ложу с вариациями поступления и расхода воды.

Исследование этих характеристик позволит надежнее оценить влияние перечисленных факторов на динамику ледников на фоне климатических изменений, а также глубже понять роль воды в механизме быстрого течения ледников и ледниковых подвижек.

ГЛАВА 2

Дистанционные и геофизические методы исследования воды в ледниках

Существует широкий набор дистанционных и геофизических методов, которые применяют для исследования воды в ледниках. Все они опираются на физические принципы, связанные с особенностями излучения, приема, распространения волн в различных средах и их отражения и рассеяния от различных объектов. Эти методы различаются способом возбуждения волн и используемым диапазоном частот, выбор которых зависит от исследуемых характеристик и особенностей объектов исследований.

В этой главе рассмотрены возможности применения геофизических методов и данных воздушных и космических съемок для изучения воды на поверхности, в толще и у ложа ледников. В числе геофизических имеются в виду сейсмические, радиолокационные и радиофизические и другие методы, позволяющие дистанционно, без непосредственного проникновения в ледник, исследовать относящиеся к данной проблеме характеристики ледников и подстилающих их отложений, влияющие на их режим и динамику. Условия на поверхности ледников и их пространственно-временные изменения позволяют выявить данные повторных воздушных и космических съемок с применением лидаров, радиометров, радиорефлектометров, радио- и лазерных альтиметров и локаторов с синтезированной апертурой.

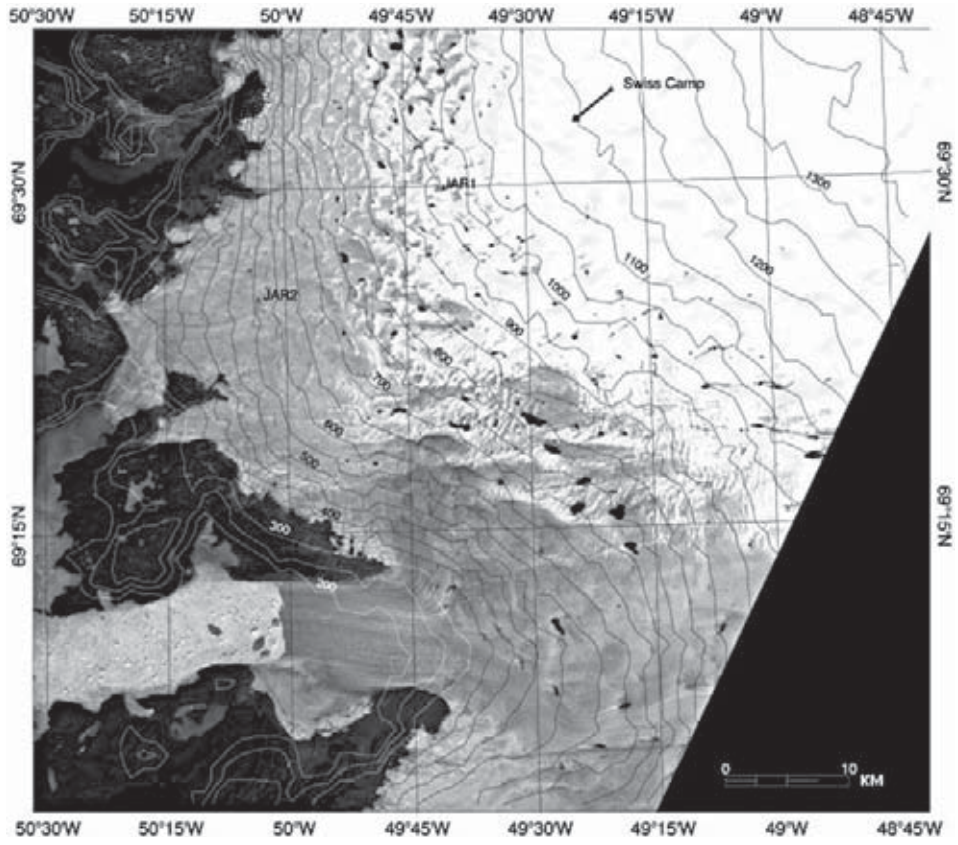
Глава организована так, что по очереди рассматриваются группы методов, используемые для исследования разных характеристик ледников (или объектов), связанных с водой, начиная от их поверхности и кончая ложем. Они служат для обнаружения воды и таяния на поверхности ледников, выявления подледниковых, прорывных и ледниково-подпрудных озер и их изменений во времени; для оценки гидротермического состояния ледников, содержания и скоплений воды в толще и на ложе ледников, областей донного таяния, положения линии налегания и гидростатического всплывания ледников, оканчивающихся в море, и распределения гидравлического потенциала под ледниками. Описание методов сопровождается характерными примерами их использования для решения различных задач. Особое внимание в главе обращено на методы оценки содержания воды в ледниковой толще по скорости распространения радиоволн и областей донного таяния по интенсивности отражения радиоволн от ложа ледников.

2.1. Области поверхностного таяния

Большой контраст в отражательных свойствах сухого и влажного льда и воды в видимом, инфракрасном, микроволновом и радиодиапазонах позволяет использовать данные пассивного и активного зондирования для выявления областей поверхностного таяния, сухого и влажного снега, наледниковых водоемов, озер и водотоков на ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии и других ледниках с применением пассивных и активных космических методов.

2.1.1. Съемки в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах

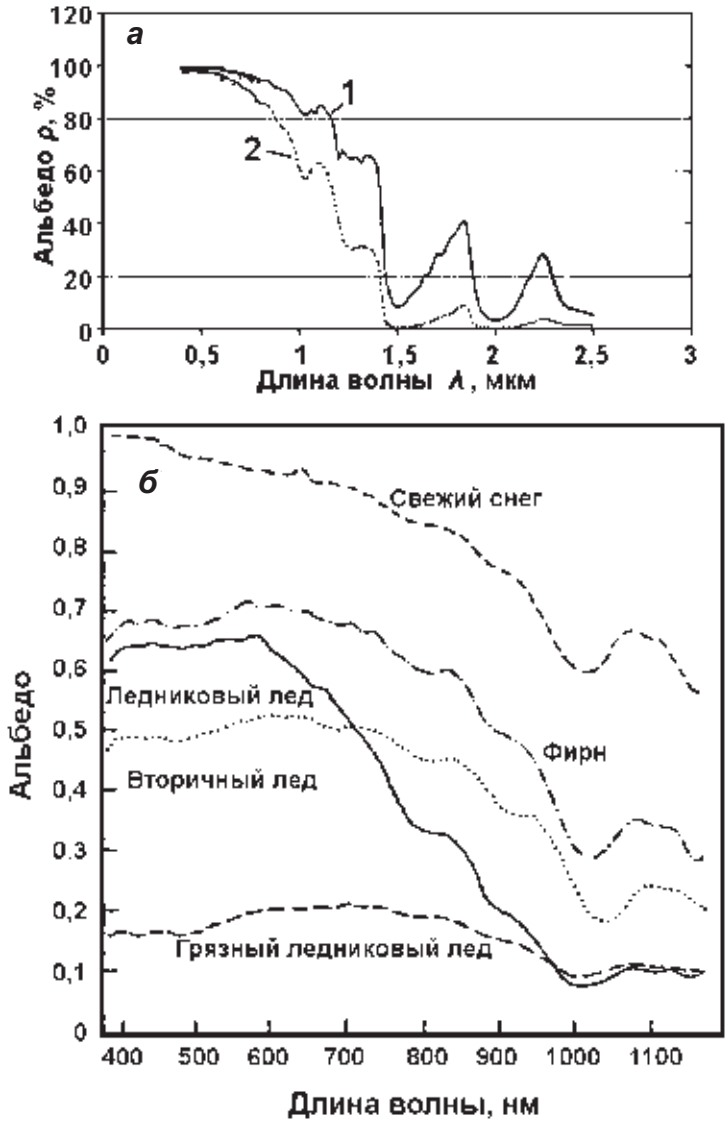
Начало сезона таяния может быть обнаружено по изменению отражательной способности ледникового покрова в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах (длина волны 0,36–2,5 мкм) (Hall et al., 1987; Abdalati, Steffen, 1995, 2001) с

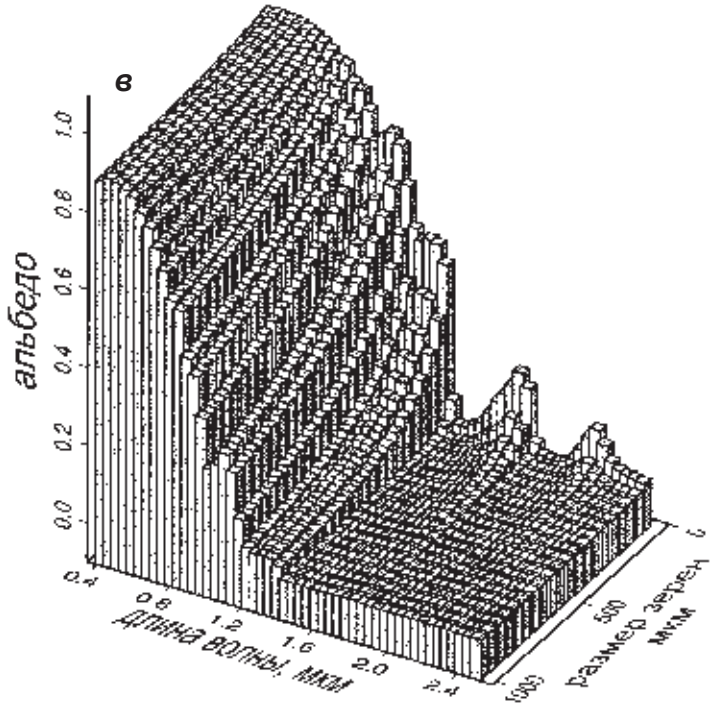


▲ **Рис. 2.1.** Изображение Landsat TM (канал 3, 0,63–0,69 мкм, разрешение 30 м) западной части Гренландского ледникового покрова в районе станции Swiss Camp, полученное в безоблачных условиях 22 июня 1990 г. Более темный участок соответствует области поверхностного таяния, темные пятна – наледниковым озерам, темные линии – втекающим в них потокам талой воды (Zwally et al., 2002)

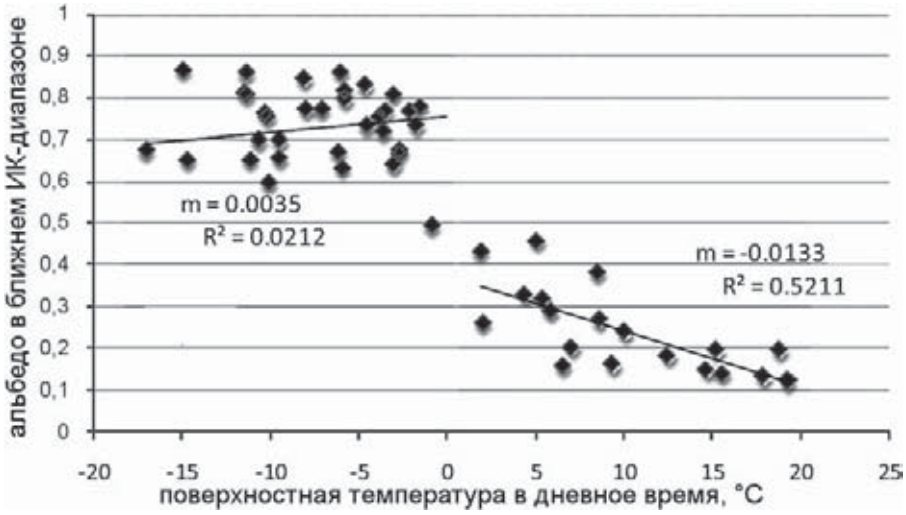
помощью таких сенсоров, как Landsat TM и ETM+, AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), Envisat AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) и Aqua/Terra MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), позволяющих получать снимки со средним и высоким разрешением (15–1000 м) в светлое время суток и в безоблачных условиях (рис. 2.1).

Альбедо снежного покрова зависит от ряда факторов, таких как длина волны спектра излучения, размер зерен, плотность, содержание примесей, угол излучения, влажность снега. Рис. 2.2, *а* показывает, как меняется альбедо тонкозернистого и крупнозернистого снега в зависимости от длины волны в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах, рис. 2.2, *б* отражает зависимость альбедо свежего снега, фирна, ледникового льда, повторно замерзшего и загрязненного льда, а рис. 2.2, *в* – зависимость альбедо от размера зерен снега.





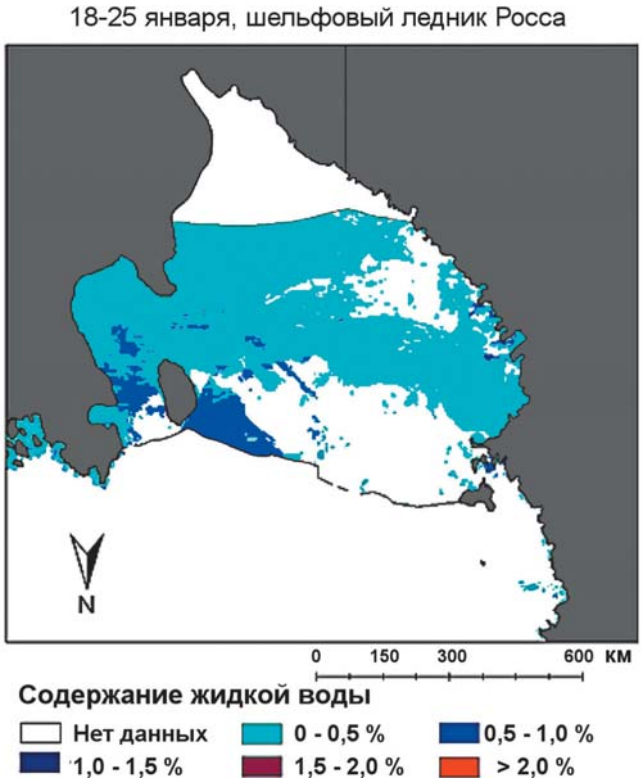
◄▲ **Рис. 2.2.** Альбедо ρ, % мелкозернистого (1) и крупнозернистого (2) снега в зависимости от длины волны λ, мкм в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах (*а*) (Lampkin,Yool, 2004); зависимость альбедо снега и льда разных формаций (*б*, *в*) (König et al., 2001)



▲ **Рис. 2.3.** Альбедо снега в ближнем инфракрасном диапазоне в зависимости от поверхностной температуры (Malik, 2009)

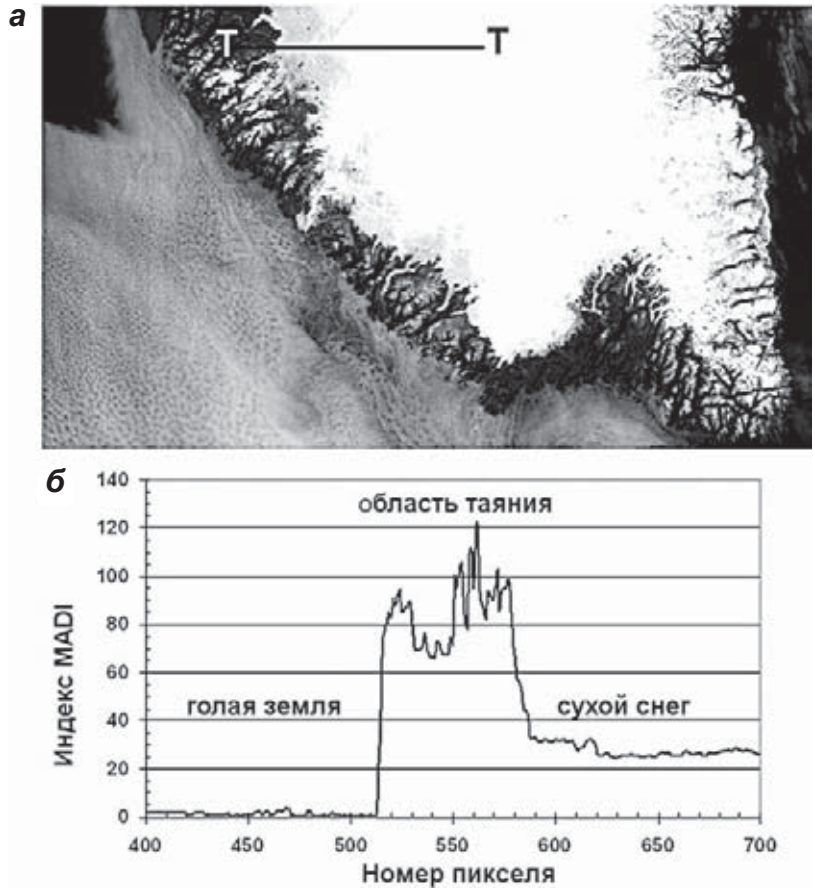
Если в видимом диапазоне альбедо больше зависит от загрязнений, то в ближнем инфракрасном – от размера зерен снега (особенно на длинах волн около 1,1 мкм). С появлением жидкой воды снег начинает быстро метаморфизироваться, резко увеличиваются размеры отдельных зерен и их агрегатов, и именно это ведет к изменению отражающих свойств снега. Но использование только этого свойства для качественной оценки времени появления талой воды в снежном покрове недостаточно, так как влияют и другие факторы, например содержание примесей в атмосфере. Чтобы исключить их влияние, был предложен подход, где кроме альбедо в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах использовалась поверхностная температура (LST), определяемая по данным измерений в дальнем ИК диапазоне. Как видно из рис. 2.3, при отрицательных температурах альбедо снега в ИК диапазоне меняется мало и превышает значение 0,5–0,6, а в области положительных температур, т.е. с началом таяния и интенсивной метаморфизации и укрупнением зерен снега, альбедо заметно падает и становится зависимым от температуры.

Позднее в качестве дополнительного критерия для выделения влажного снега было использовано значение индекса NSDI ≥ 0,4 (NSDI – отношение разницы альбедо в диапазонах 545–565 и 1628–1852 нм к их сумме). В результате был предложен обобщенный индекс NSMI (Normalized Snow Melting Index), характеризирующий состояние снежного покрова в координатах NSDI – температура. Дальнейшим развитием этого метода стала калибровка NSMI с помощью модельных расчетов



▲ **Рис. 2.4.** Содержание жидкой воды в снежном покрове шельфового ледника Росса 2–9 января 2003 г. по данным MODIS (Lampkin, Karmosky, 2009)

▲ **Рис. 2.5.** Толщина скин-слоя как функция длины волны (Chylek et al., 2007)



▲ **Рис. 2.6.** Изображение MODIS юга Гренландии 17 июня 2003 г (*а*) и индекс MADI вдоль профиля T–T (*б*) (Chilek et al., 2007)

интенсивности таяния для конкретных регионов, так что стало возможным пересчитывать индекс NSMI в содержание воды в снеге (LWF – Liquid Water Fraction) (Lampkin, Karmosky, 2009). В качестве примера оценки содержания воды указанным методом на рис. 2.4 показано состояние поверхности шельфового ледника Росса в январе 2003 г.

Иная методика обработки данных MODIS для обнаружения воды на поверхности ледников была предложена с учетом разной глубины проникновения волн разной длины видимого и ближнего ИК диапазона (Chylek et al., 2007). Глубина проникновения d, на которой излучение длиной λ затухает в e раз, оценивается с помощью формулы для скин-слоя:

$$d = 2\,\pi\lambda/n_w, \tag{2.1}$$

где n_w – мнимая часть показателя преломления воды. Изменение величины d в зависимости от длины волны иллюстрирует рис. 2.5.

Полагая, что для обнаружения слоя воды его толщина должна быть не менее 0,1 d, можно считать, что канал 6 MODIS (1628–1652 нм) позволяет установить наличие на зернах снега пленки воды толщиной более 160 мкм, а канал 7 (2105–2155 нм) – более 40 мкм. Как видим, канал 7 более пригоден для обнаружения влажного снега. Но чтобы избежать влияния углов освещенности и аэрозолей в атмосфере, используют отношение значений альбедо на этих двух каналах, которое называется индексом обнаружения областей таяния (MADI – Melting Area Detection Index).

Пример применения этой методики приведен на рис. 2.6, где показано, как меняется значение MADI вдоль профиля в южной части Гренландии в летнее время. Сходным образом можно анализировать и другие много- и гиперспектральные космические изображения, например ASTER. Для съемок с меньшим разрешением (километрового масштаба) более перспективно применение методов пассивной и активной локации на больших длинах волн (сантиметрового и дециметрового диапазона), которые гораздо менее чувствительны к условиям освещенности и облачности.

2.1.2. Пассивная микроволновая радиометрия

Для определения областей с поверхностным таянием и их сезонной динамикой используют данные пассивной радиометрии в диапазоне частот от 1 до 200 ГГц (длина волны 0,15–30 см). Согласно закону Планка, амплитуда L_λ излучения черного тела определяется соотношением, выраженным в единицах длины волны $L_\lambda(\lambda)$:

$$L_\lambda = (2hc^2/\lambda^5)[\exp(\hbar c/\lambda\kappa T)^{-1}]^{-1}, \tag{2.2}$$

где T – температура, c – скорость света, $\hbar = 6{,}63 \cdot 10^{-34}$Дж·с – постоянная Планка, $\kappa = 1{,}38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К, L_λ – спектральное излучение, Вт/м^2 Гц ср).

$$L_\lambda = \varepsilon\, 2kcT/\lambda^4,$$

т.е. является линейной функцией кинематической температуры T и излучения ε, а принимаемое радиометрами спектральное излучение εT, называемое радиояркостной температурой T_b, определяется соотношением

$$T_b = L_\lambda\lambda^4/2kc. \tag{2.3}$$

Для измерения T_b применяют следующие радиометры: AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit, с 1978 г.); SMMR (Scanning Multichannel Micriwave Radiometer, спутник Нимбус-7, 1981–1987 гг.), SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager, в насто-

ящее время спутники DMSP), а также данные четырех каналов – 18,7 ГГц (SMMR) и 19,35 ГГц для SSM/I(S) в обоих поляризациях: вертикальной (V) и горизонтальной (H), 22,2 (V), 37,0 (V, H) и 85,5 ГГц (V, H).

Анализ данных микроволновых съемок со спутника Нимбус-7 показал (Liu et al., 2006), что области поверхностного таяния в Антарктиде и их сезонные изменения лучше всего видны на изображениях, полученных радиометром SSM/I на частоте 19 ГГц с горизонтальной поляризацией (рис. 2.7, *а*, *б*).

По этим данным (рис. 2.7, *в*), около 9–12% поверхности ледникового покрова Антарктиды ежегодно испытывает летнее таяние. Сезонное поверхностное таяние преобладает в декабре–феврале с пиком таяния в начале января и имеет значительную межгодовую изменчивость. Так, экстремально сильное таяние было летом 1981/82 и 1991/92 гг., а экстремально низкое – летом 1999/2000 г. Высокая корреляция с температурой воздуха предполагает, что индекс таяния может служить диагностическим индикатором региональных вариаций температуры. Периодическое таяние наблюдалось на ледяных потоках в Западной Антарктиде, шельфовых ледниках Росса и Фильхнера, сильное таяние − на Антарктическом полуострове.

Для идентификации областей таяния на ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии разработаны два основных способа обработки данных измерений радиояркостной температуры T_b (Liu et al., 2006; Tedesco, 2007; Fettweis et al., 2011). Первый способ использует в качестве критерия радиояркостную температуру, измеренную при горизонтальной поляризации на частотах 18,7 ГГц (SSMR) или 19,35 ГГц (SSM/I). Обычно ее обозначают как (T19H). По сравнению с другими радиояркостными температурами ее значение особенно сильно меняется в зависимости от сухого или влажного состояния снежного покрова. Таяние на поверхности регистрируют, когда величина T19H достигает или превышает некоторое пороговое значение ($T19H \geq T19H_{thsd)}$.

Второй способ основан на соотношении XPGR (Cross Polarization Gradient Ratio) радиояркостных температур T_b, измеренных на частотах 19 и 37 ГГц при горизонтальной (T19H) и вертикальной (T37V) поляризации (Abdalati, Steffen, 2001):

$$XPGR = (T19H - T37V)/(T19H + T37V). \quad (2.4)$$

В этом случае периоды таяния выделяются по участкам резкого роста и спада во временном ряде XPGR, которые соответствуют времени начала и завершения таяния (Liu et al., 2006). Первый способ лучше для оценок ежедневного поверхностного и подповерхностного таяния, вторым способом определяется наличие воды в снежном покрове.

В Гренландии оба способа показали близкие результаты при оценке изменений площади таяния в течение лета и количества дней с таянием. Но поскольку облачность и состояние атмосферы меньше влияют на 19 ГГц канал, чем на 37 ГГц канал, использование первого метода повышает устойчивость оценок. Поэтому было предложено улучшить второй алгоритм, соединив его с первым. В этом случае:

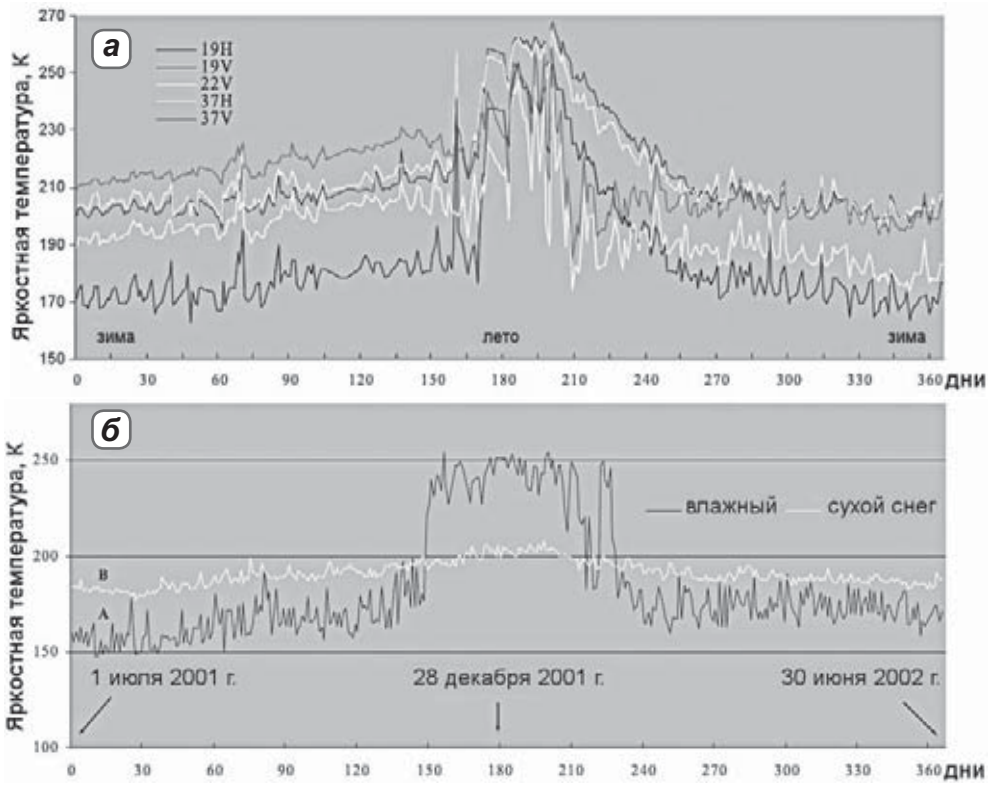
таяние регистрируется, когда

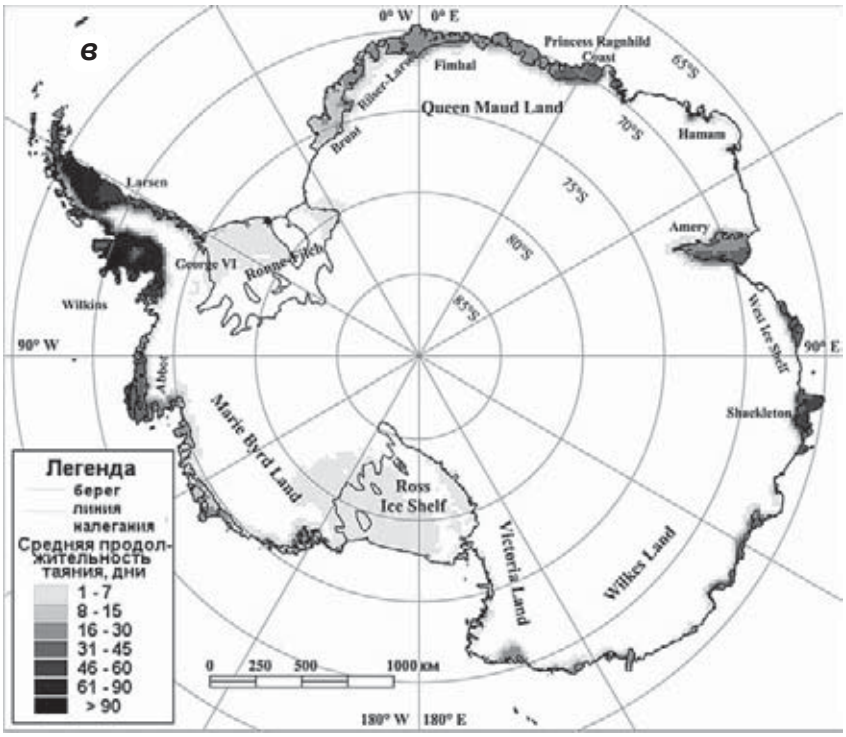
$$PGR \geq XPGR_{thsd} \text{ или } T19H \geq 227{,}5 \text{ K},$$

таяния нет, если $XPGR < XPGR_{thsd}$ и $T19H < 227{,}5K$ (2.5)

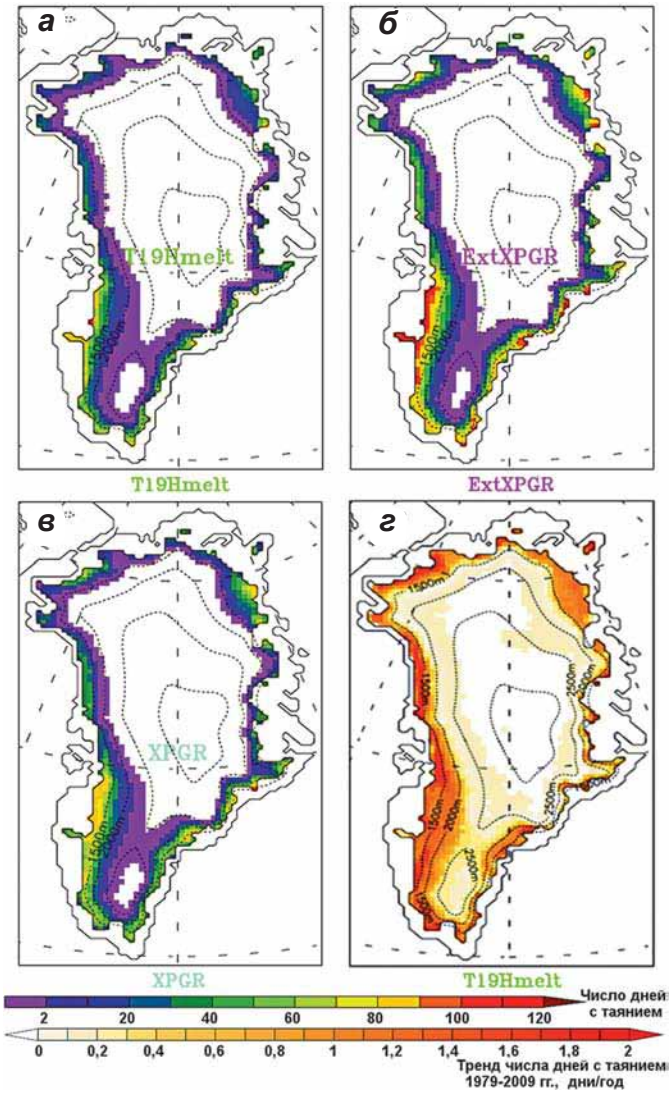
Эта улучшенная версия получила название ExtXPGR.

По оценкам (Liu et al., 2006), алгоритм обнаружения таяния $T19H_{melt}$ ($T19H > 227{,}5$ K) имеет погрешность ±2,5 K, а алгоритм XPGR ±0,0025. Оцененное разными способами количество дней с таянием на ледниковом покрове Гренландии показано на рис. 2.8.


а
19H
19V
22V
37H
37V
Яркостная температура, К
270
250
230
210
190
170
150
зима
лето
зима
0
30
60
90
120
150
180
210
240
270
300
330
360
ДНИ
б
влажный
сухой снег
Яркостная температура, К
250
200
150
100
B
A
1 июля 2001 г.
28 декабря 2001 г.
30 июня 2002 г.
0
30
60
90
120
150
180
210
240
270
300
330
360
ДНИ


в
0° W
0° E
Princess Ragnhild Coast
Fimbul
Tiller-Larsen
Queen Maud Land
Brunt
Hamam
65°S
70°S
75°S
80°S
85°S
Larsen
George VI
Ronne-Filch
Amery
Wilkins
90° W
90° E
West Ice Shelf
Shackleton
Marie Byrd Land
Ross Ice Shelf
Victoria Land
Wilkes Land
Легенда
берег
линия налегания
Средняя продолжительность таяния, дни
1 - 7
8 - 15
16 - 30
31 - 45
46 - 60
61 - 90
> 90
0
250
500
1000 км
180° W
180° E

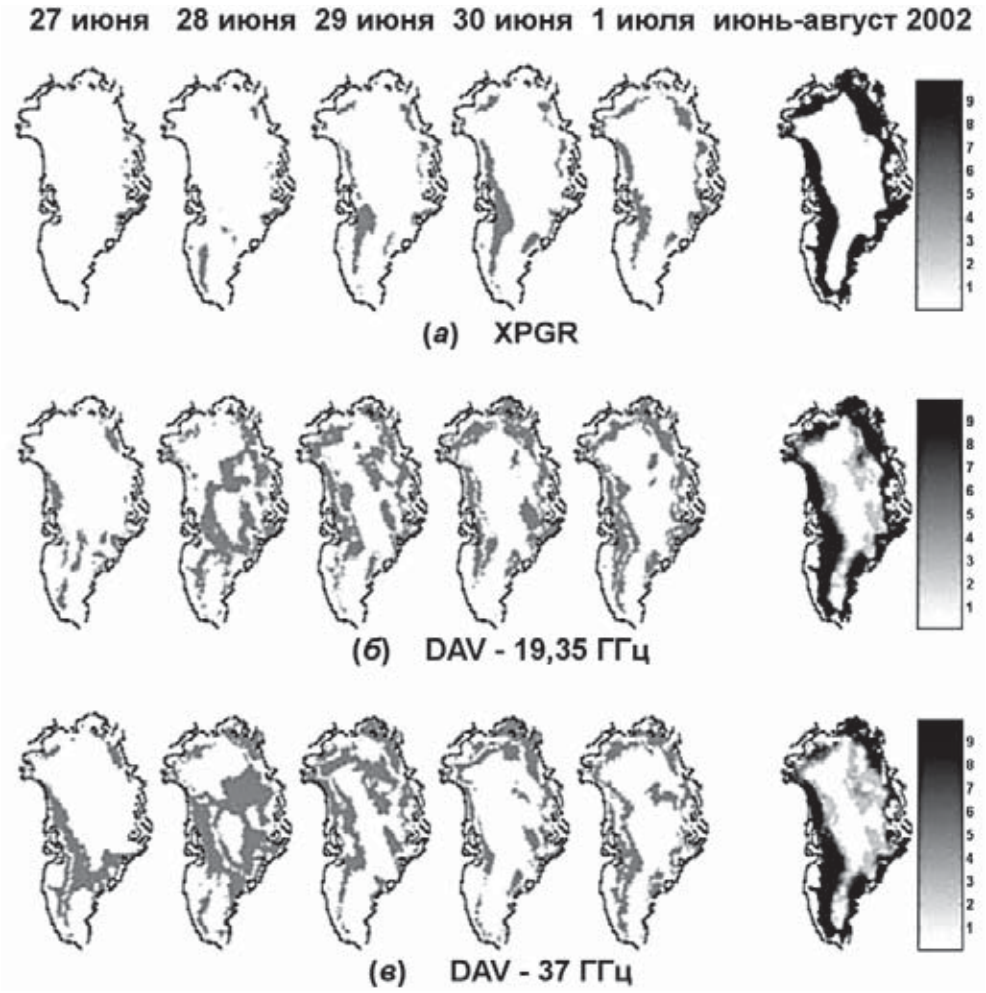
◀ **Рис. 2.7.** Сравнение яркостных температур для каналов радиометра SSM/I на частотах 19, 22 и 37 ГГц и с горизонтальной (*H*) и с вертикальной (*V*) поляризацией (*а*); дневные вариации радиояркостной температуры T_b с 1 июля 2001 г. по 30 июня 2002 г. (дни 0–340) по данным съемки с радиометром SSM/I на частоте 19 ГГц с горизонтальной поляризацией (*б*). Черными и белыми линиями показаны вариации T_b для областей влажного и сухого снега. На Антарктическом полуострове в период таяния (декабрь–январь) (дни 150–210) величины T_b на 50 K выше, чем во внутренних частях ледникового покрова Антарктиды; средняя годовая продолжительность таяния в Антарктиде в летние периоды 1978–2004 гг. по данным SMMR и SSM/I (*в*) (Liu et al., 2006)



▲ **Рис. 2.8.** Среднее годовое количество дней с таянием за период 1979–2009 гг. на ледниковом покрове Гренландии по данным микроволновых измерений, оцененное тремя описанными выше методами: T19H melt (*а*), ExtXPGR (*б*) и XPGR (*в*); тренд количества дней с таянием в году за тот же период по данным TP19 melt (*г*). Верхняя цветная шкала относится к (*а–в*), нижняя – к (*г*) (Fettweis et al., 2011)

Другой алгоритм обработки данных о радиояркостных температурах для оценки талого состояния снежного покрова на ледниках был предложен в работе (Ramage et al., 2002). Он заключается в сравнении значений T_b 37 ГГц (V), измеренных на восходящих и нисходящих орбитах спутника, т.е. в дневное и ночное время. Если днем поверхность ледникового покрова начинает таять, а ночью снова подмерзает, то возникают большие суточные колебания T_b, которые характеризуются значением DAV (суточная разница амплитуд). Для Аляски были найдены региональные пороговые значения T_b 37 ГГц (V) = 246 K и DAV = 10 K, характеризующие начало таяния и появление зоны влажного снега.

Далее этот метод был усовершенствован с применением двух радиояркостных температур для выявления областей таяния Гренландского ледникового покрова



▲ **Рис. 2.9.** Площадь распространения таяния снега на ледниковом покрове Гренландии в период с 1 июня по 31 августа 2002 г., оцененная методами XPGR(*а*), DAV на частоте 19,35 ГГц (*б*) и DAV на частоте 37 ГГц (*в*). Справа показаны площадь таяния и общее количество дней с таянием в этот период (Tedesco et al., 2007)

(Tedesco, 2007) (рис. 2.9). Для района Гренландии были найдены следующие пороговые значения для яркостных температур T_b: 245 K (19,35 ГГц) и 258 K (37 ГГц), а для DAV: 25 K (19,35 ГГц) и 18 K (37 ГГц). Предполагается, что одновременное использование радиояркостных температур на разных частотах позволит в дальнейшем перейти к оценке изменений состояния снежного покрова и его влажности на разных глубинах.

2.1.3. Активная радиорефлектометрия

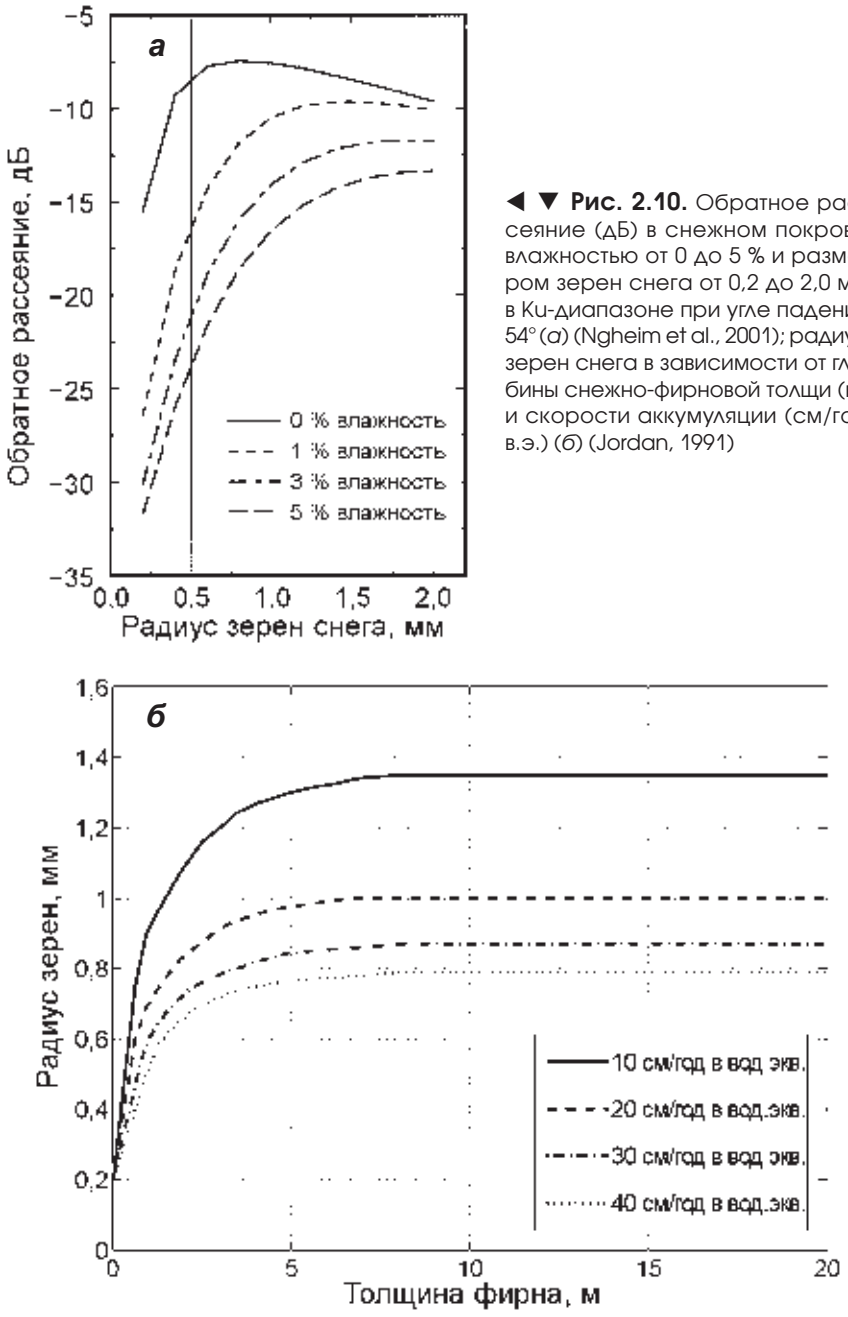
В методе активной радиорефлектометрии используется сантиметровый диапазон длин волн, что позволяет, независимо от условий освещенности и облачности, определять появление воды на поверхности ледников по величине обратного рассеяния σ^o радиоволн, излучаемых радарами разных систем, установленных на разных космических носителях (ERS-1/2, RADARSAT, QuikSCAT и др.) и работающих в Ku, X, C и L диапазонах частот (1,67–2,4; 2,4–3,75; 3,75–7,6; 15,0–30,0 ГГц) (длина волны от 2,0 до 12,5 см). Теоретические основы этого метода изложены в работах (Aschcraft, Lange, 2006 и др.).

При разных углах падения θ_i излучения общее обратное рассеяние σ^o_t может быть оценено (Nagler, Rott, 2000) как когерентная сумма двух основных компонентов – рассеяния от шероховатой поверхности снежного покрова σ^o_{as} и рассеяния в слое снега σ^o_{vol}, предполагая, что обратное рассеяние обусловлено отдельными элементами; прохождение через границу воздух–снег определяется коэффициентом Френеля; размер отдельных зерен снега одинаков и они действуют как независимые рассеиватели; размер зерен снега и включений воды гораздо меньше длины волны локатора и рассеяние от них может рассматриваться как рэлеевское рассеяние; взаимодействие между слоем снега и подстилающей поверхностью мало; слой снега гомогенный, т.е. все отражения и когерентные взаимодействия между слоями льда внутри слоя снега малы. С учетом этих предположений σ^o_t служит функцией угла преломления θ_t на границе воздух–лед, толщины слоя снега d_s и коэффициента экстинкции k_e, который определяется суммой коэффициентов поглощения k_a и рассеяния k_s в слое снега и, следовательно, зависит от длины волны λ радара, размеров зерен снега включений воды, комплексной диэлектрической проницаемости компонентов снежного покрова, толщины и влажности W слоя снега, а также от степени шероховатости снежного покрова.

Согласно оценкам (Ngheim et al., 2001) с использованием модели рассеяния (Ashcraft, Long, 2006), в Ku-диапазоне при угле падения волны $\theta_i = 54^\circ$ обратное рассеяние σ^o в снежном покрове влажностью 1% зернами снега радиусом более 0,5 мм на несколько децибел больше, чем для сухого снега (рис. 2.10) и при съемках QuikSCAT слой снега толщиной 3,8 см с таким содержанием влаги увеличивает σ^o примерно на 2,7 дБ. Это указывает на возможность оценки состояния снежного покрова (сухого или влажного) по данным радиорефлектометрии и радиоинтерферометрии.

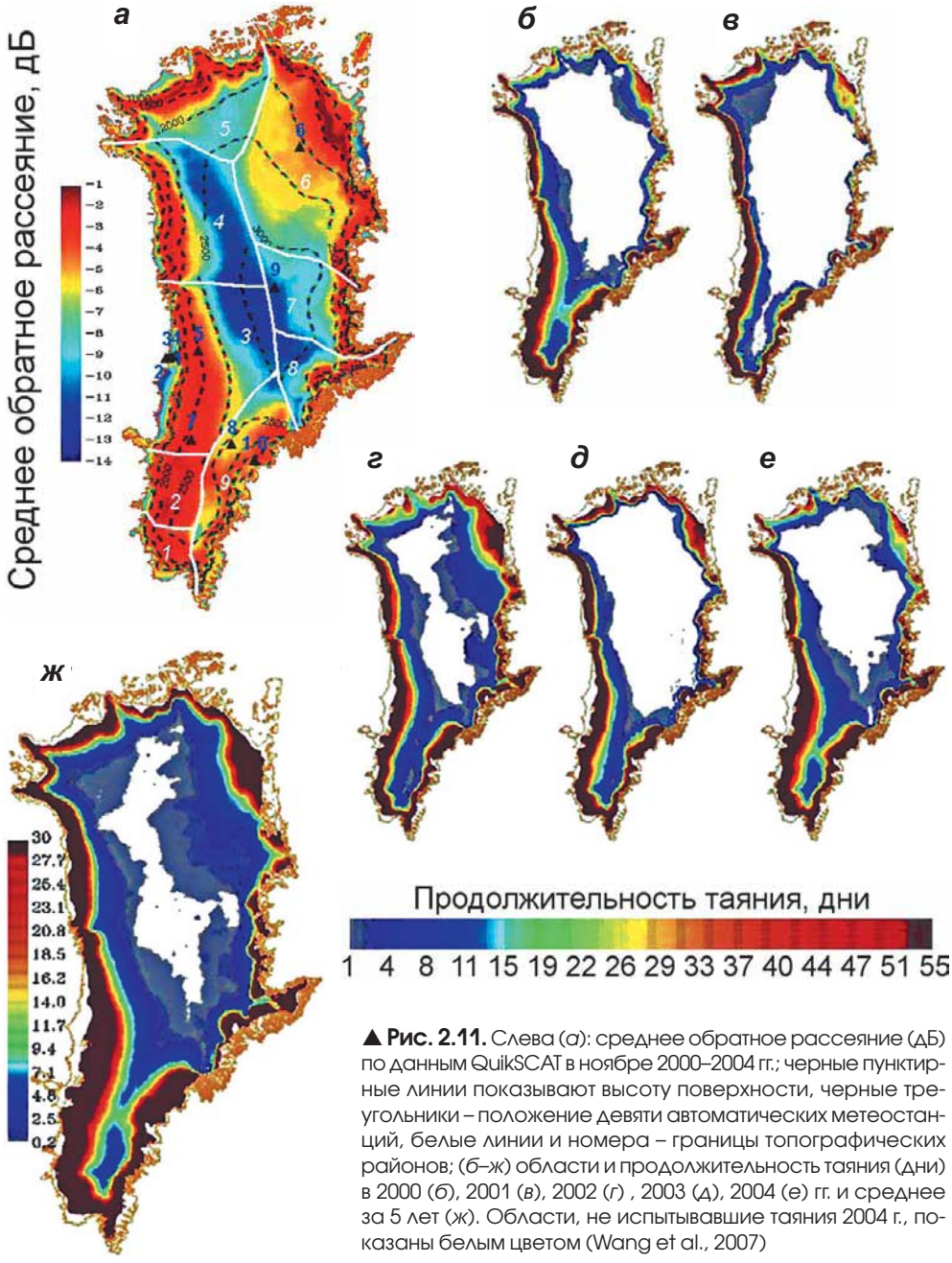
Для достоверной оценки областей влажного снега по интенсивности обратного рассеяния σ^o требуются калибровка исходных данных и знание параметров шероховатости поверхности снежного покрова, а для горных районов – также высокоточная цифровая модель рельефа (ЦМР) (Nagler, Rott, 2000).

Пример применения данных QuikSCAT для оценки площади и продолжительности таяния на ледниковом покрове Гренландии за период с 2000 по 2004 г. (Wang



◄ ▼ **Рис. 2.10.** Обратное рассеяние (дБ) в снежном покрове влажностью от 0 до 5 % и размером зерен снега от 0,2 до 2,0 мм в Ku-диапазоне при угле падения 54° (*а*) (Ngheim et al., 2001); радиус зерен снега в зависимости от глубины снежно-фирновой толщи (м) и скорости аккумуляции (см/год в.э.) (*б*) (Jordan, 1991)

et al., 2007) приведен на рис. 2.11. Данные были получены с интервалом два дня на нисходящих (дневных 11:00−20:00) и восходящих (ночных 2:00−5:00) орбитах на частоте 13,4 ГГц (Ku-диапазон) при углах падения 46° (с горизонтальной поляризацией) и 54° (с вертикальной поляризацией), в полосе покрытия 1400 и 1800 км с разрешением до 8–10 км. Такая съемка обеспечила измерение интенсивности



▲ **Рис. 2.11.** Слева (*а*): среднее обратное рассеяние (дБ) по данным QuikSCAT в ноябре 2000–2004 гг.; черные пунктирные линии показывают высоту поверхности, черные треугольники – положение девяти автоматических метеостанций, белые линии и номера – границы топографических районов; (*б–ж*) области и продолжительность таяния (дни) в 2000 (*б*), 2001 (*в*), 2002 (*г*) , 2003 (*д*), 2004 (*е*) гг. и среднее за 5 лет (*ж*). Области, не испытывавшие таяния 2004 г., показаны белым цветом (Wang et al., 2007)

обратного рассеяния с относительной погрешностью 0,25 дБ в пикселах размером 4,5 км.

Большой градиент между низкими значениями σ^o в зоне чистого льда и высокими – в зонах пропитывания и просачивания был использован как индикатор, и порог обратного рассеяния −6,9 дБ был выбран для определения верхней границы чистого льда в областях ниже 1800 м.

Для картирования областей таяния Гренландии использован пороговый метод, применявшийся ранее для обнаружения таяния на куполах в Канадской Арктике (Wang et al., 2005), где брали средние зимние (декабрь–февраль) значения W_{mn} обратного рассеяния σ^o, поскольку стандартные отклонения σ^o для зимы уменьшались от края к ледораздельным областям ледниковых куполов. Похожая картина обнаружена на Гренландском ледниковом покрове, за исключением того, что самые большие значения W_{mn} были найдены в зоне просачивания, установленной по данным (Benson, 1962; Fahnestock et al., 1993), а не в более высоких районах. Распределение этих зон близко к пространственной картине поверхностного таяния по данным самолетной или спутниковой съемки в микроволновом диапазоне или видимом и ближнем ИК-диапазонах (Williams et al., 1991; Fahnestock et al., 1993; Jezek et al., 1994; Long, Drinkwater, 1999; Bhattacharya et al., 2009). Вариации поверхностных характеристик ясно видны и на изображениях QuikSCAT, полученных ранней зимой. Поэтому для обнаружения областей таяния в Гренландии был использован несколько отличный метод с разными постоянными пороговыми величинами a и b:

$$1.\ \text{M1} = W_{mn} - a, \qquad (2.6a)$$

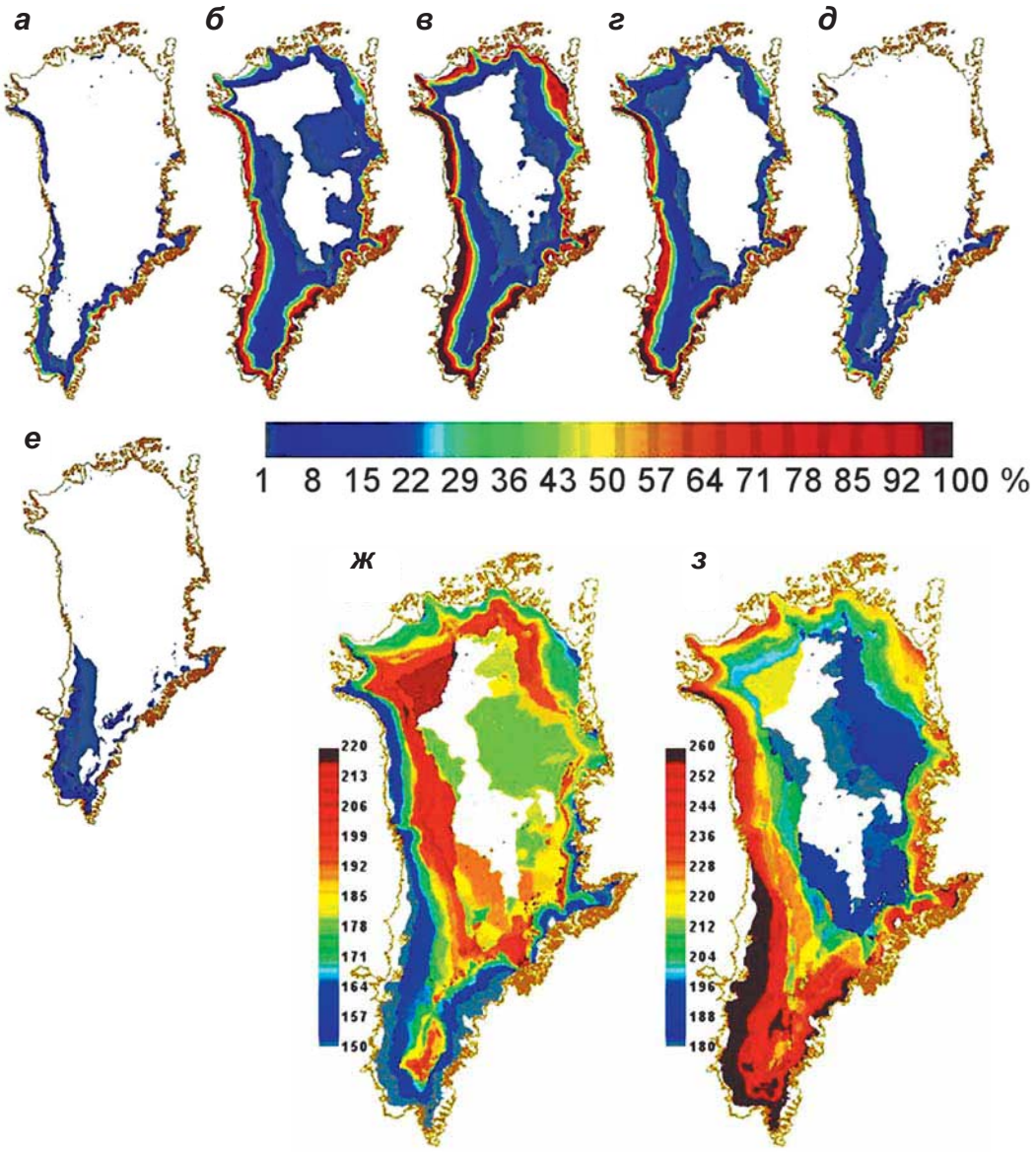
$$2.\ \text{M2} = W_{mn} - b. \qquad (2.6б)$$

С использованием имеющихся данных по температуре воздуха оптимальные величины a и b оценены равными 2,0 и 3,0 дБ. Для каждого пиксела все периоды, когда (1) σ^o остается ниже M1 непрерывно в течение двух или более дней или (2) σ^o понижается до M2 в течение одного дня, считались как дни с таянием. Первый шаг ограничивает возможность неправильной оценки начала таяния, второй – позволяет учесть короткие периоды таяния на больших высотах ледникового покрова. Однако на юге и западе покрова (2,6% всех пикселов) с высокими скоростями аккумуляции σ^o может существенно уменьшаться в течение зимы, а в конце ее даже пересекать порог обнаружения таяния. Поэтому для этой области были использованы более высокие пороги ($a_2 = 3{,}0$ и $b_2 = 3{,}5$), чтобы исключить неправильную оценку начала таяния. Даты начала таяния и замерзания в каждом пикселе были приняты соответственно как первый день таяния и последний день таяния плюс один. Годовая продолжительность таяния в каждом пикселе определена как период между началом таяния и замерзанием минус продолжительность каких-либо периодов без таяния внутри сезона таяния.

Чтобы показать сезонный цикл поверхностного таяния, было вычислено ежедневное распространение зон таяния с мая по октябрь (рис. 2.12). По этим данным, таяние в 2000–2004 гг. в среднем начиналось в середине мая вдоль восточного и юго-восточного побережий Гренландии, в начале июня его площадь быстро увеличивалась, достигая пика в конце июня – середине июля. С середины июля замерзание начиналось на северном и восточном краях ледникового покрова и площадь таяния уменьшалась. На большей части ледникового покрова таяние прекращалось в конце сентября.

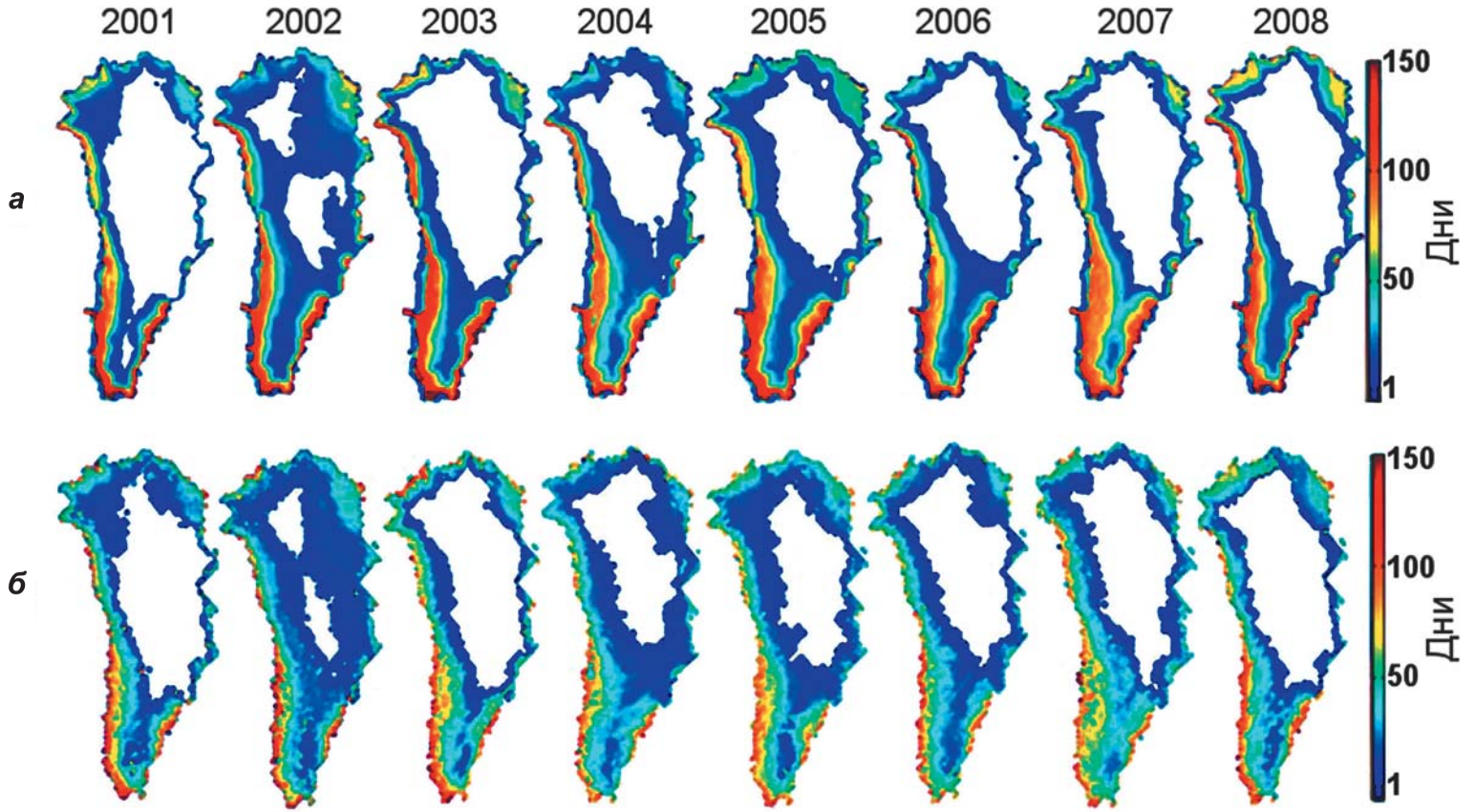
За пятилетний период средняя продолжительность таяния изменялась от 14,3 до 20,5 дней и оно охватывало от 44,2 до 79,2% площади ледникового покрова. Похожую картину таяния в 1979–2008 гг. показало сравнение данных SSMR (1979–1987), SSM/I (1987–2008) и QuikSAT (2000–2008) (Bhattacharya et al., 2009).

По данным микроволновых съемок радиояркостных температур T_b и обратного рассеяния σ^o с радиометром SSM/I и со спутника QuikSCAT, площадь областей поверхностного таяния в Гренландии в 1979–1994 гг. возрастала со ско-

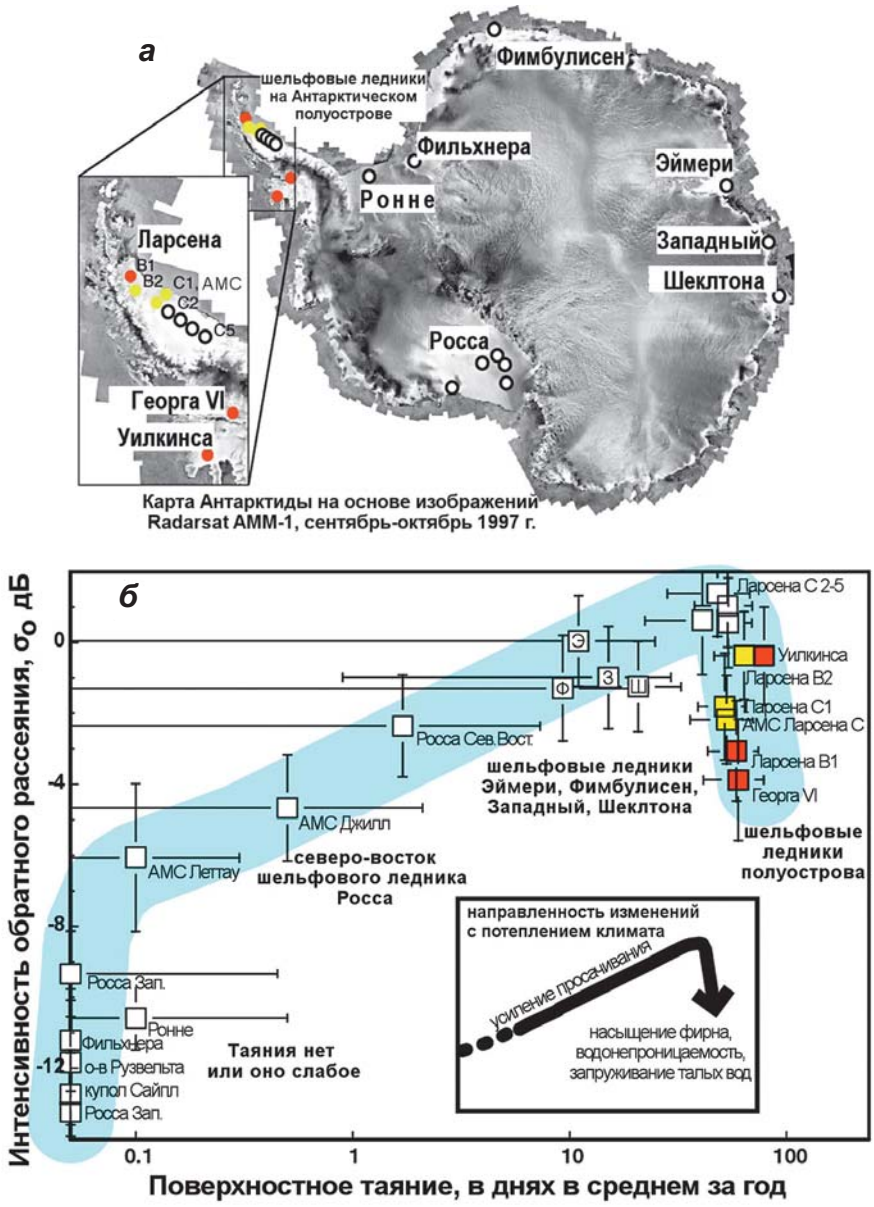


▲ **Рис. 2.12.** Среднее месячное распространение таяния и его вероятность (%) в мае (*а*), июне (*б*), июле (*в*), августе (*г*), сентябре (*д*) и октябре (*е*); средние даты начала таяния (*ж*) и даты замерзания (*з*) (дни года в период с 2000 по 2004 гг.). Белым цветом показаны области, не испытывавшие таяния в эти месяцы и годы (Wang et al., 2007)

ростью $(7{,}64\pm4{,}79)\cdot10^3$ км^2/год, которая была в 8 раз выше, чем в 1995–2008 гг. $(9{,}64\pm1{,}10)\cdot10^2$ км^2/год (Bhattacharya et al., 2009) (рис. 2.13). Как показала работа (Steiner, Tedesco, 2013), надежность установления областей и продолжительности поверхностного таяния по данным QuikSCAT повышается, если применять не пороговый метод, а метод, опирающийся на многомасштабный анализ вейвлет-преобразований.



▲ **Рис. 2.13.** Продолжительность сезона таяния в 2001–2008 гг. по данным QuikSCAT (а) и SSM/I (б) (Bhattacharya et al., 2009)



▲ **Рис. 2.14.** Участки измерений на шельфовых ледниках (обозначены кружками), на изображении MODIS (а), использованные для рис. (б), где показаны изменение интенсивности обратного рассеяния σ_o (дБ) и ошибки его определения (со стандартной ошибкой 1σ) для областей площадью 100 км на шельфовых ледниках и ледниковом покрове в зависимости от среднего количества дней с таянием на поверхности в году. Среднее количество дней с таянием за 21 год (1978–1999) определено по пассивным радиоволновым данным (Fahnestock et al., 2002; Scambos et al., 2003)

Данные QuikSCAT были использованы для оценки продолжительности таяния на Антарктическом ледниковом покрове и устойчивости шельфовых ледников Антарктиды (Scambos et al., 2003) (рис. 2.14). Эти данные показали, что ледники, подвер-

женные большим изменениям, лежат в области тех значений обратного рассеяния, которые характерны для этапа уже непроницаемого льда, большого водонасыщения снежно-фирновой толщи и формирования поверхностных водоемов. Важно, что если эта эмпирическая связь справедлива не только в пространственном, но и во временно́м отношении, то она может служить в качестве прогнозного инструмента для оценки устойчивости шельфовых ледников на основе дистанционных измерений обратного рассеяния.

Хотя продолжительность таяния играет важную роль для большей части периметра Антарктиды, только шельфовые ледники на Антарктическом полуострове приближаются к состоянию насыщения фирна талой водой. У трех активно отступающих шельфовых ледников (Ларсена B, Уилкинса и Георга VI) самые длинные сезоны таяния, и уже значительно уменьшившееся обратное рассеяние (самая правая часть ветви на рис. 2.14, *б*). В прилегающих областях, т.е. в южной части шельфового ледника Ларсена B и северо-восточной части шельфового ледника Ларсена C, характеристики фирновой поверхности также близки к свойствам активно отступающих шельфовых ледников. При дальнейшем повышении летних температур эти области, вероятно, будут разрушаться путем раздробления на многие айсберги и, возможно, катастрофически.

В более южных частях шельфового ледника Ларсена C фирн почти насыщен прослоями льда, но обратное рассеяние еще не уменьшается. Вероятно также, что на связь числа дней таяния с обратным рассеянием влияет также величина аккумуляции. Там, где аккумуляция выше, потребуется больше талой воды для полного насыщения фирна и больше времени для возникновения водоемов на поверхности шельфовых ледников. В более устойчивую группу попадают шельфовые ледники Эймери, Фимбулисен и Западный, у которых нет циклического откола айсбергов (Fricker et al., 2002). Тем не менее они приближаются к климатическому пределу, который, согласно данным численного моделирования (Scambos et al., 2003), близок к летней изотерме 1,5 °C. Для предела 0 °C была высказана гипотеза, что шельфовые ледники станут почти изотермическими благодаря инфильтрации талой воды в снежно-фирновую толщу и теплый лед станет мягче и будет двигаться быстрее (Mercer, 1978). Но, как показывают приведенные выше сведения, современные шельфовые ледники Антарктического полуострова катастрофически разрушаются, еще не достигнув «теплого» состояния.

2.1.4. Радиозондирование и DGPS измерения

Для оценки областей с влажным и сухим фирном на поверхности шельфового ледника Ларсена были также использованы данные DGPS измерений высоты поверхности и данные радиолокационных измерений толщины льда, полученные в 1997/98 г. на частоте 150 МГц (Holland et al., 2011).

Толщина льда H гидростатически плавающего шельфового ледника соотносится с его высотой поверхности S над уровнем моря как

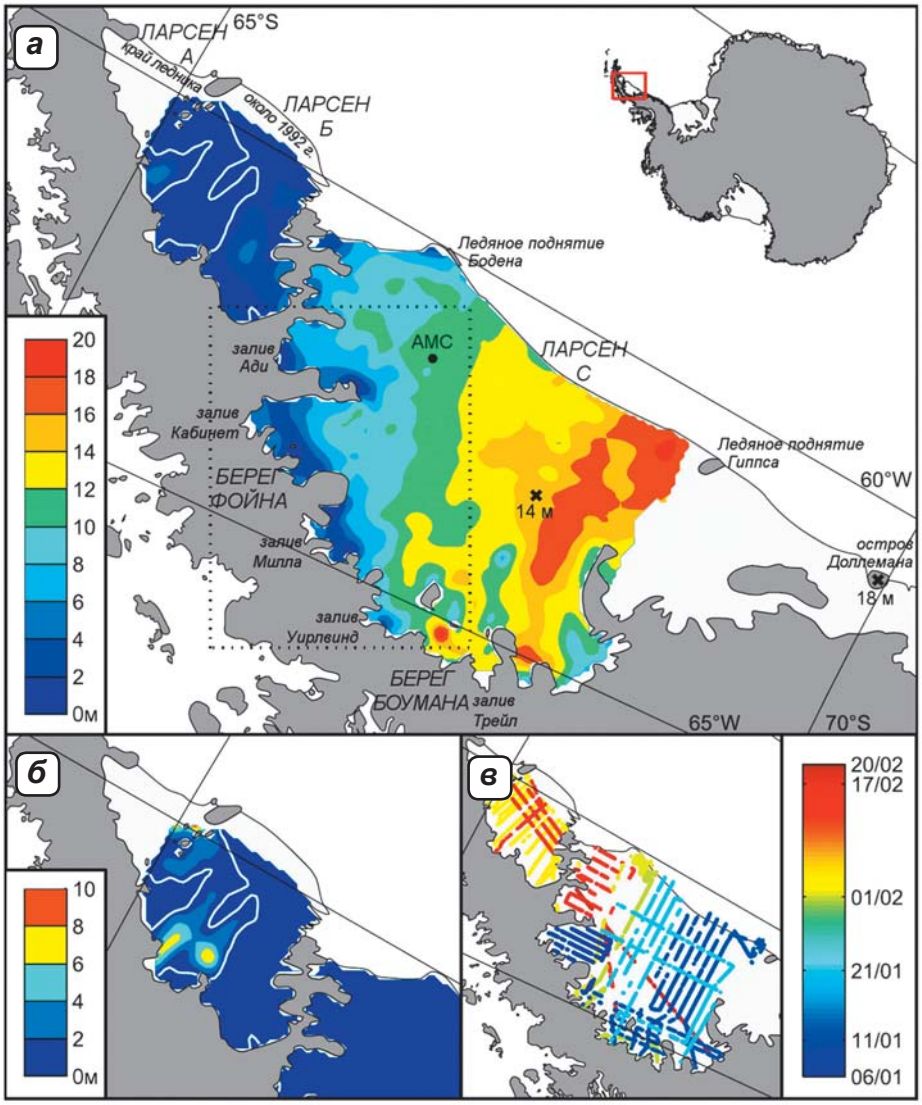
$$\rho_o(H - S) = \rho_{av} H, \tag{2.7}$$

где ρ_o и ρ_{av} – средняя плотность морской воды и шельфового ледника. При этом возникает проблема учета влияния талой воды в фирне; граничными случаями служат полностью сухой и полностью водонасыщенный фирн.

Если использовать модель, где шельфовый ледник состоит из слоев чистого льда, воздуха и пресной воды толщиной I, A и W, то гидростатическое соотношение (2.7) принимает вид

$$\rho_o (I + A + W - S) = \rho_i I + \rho_a A + \rho_w W, \qquad (2.8)$$

где $\rho_o = 1028$ кг/м^3, $\rho_i = 918$ кг/м^3, $\rho_a = 2$ кг/м^3, $\rho_w = 1000$ кг/м^3 – плотности морской воды, чистого льда, внутриледникового воздуха и воды.



▲ **Рис. 2.15.** Эквивалентная толщина (м) слоя воздуха и воды в фирне на шельфовом леднике Ларсена, оцененная по данным радиозондирования 1997/98 г. в предположении, что фирн сухой и не содержит воду (*а*) и фирн полностью насыщен водой и не содержит воздуха (*б*). На рис. (*а*) крестами и черной точкой обозначены места полевых измерений эквивалентной толщины слоя воздуха в фирне и автоматической метеостанции; радиолокационные профили измерений в разные даты (*в*) (Holland et al., 2011)

С другой стороны, время запаздывания τ отраженного сигнала от ложа ледника можно выразить через показатели преломления n и толщину этих слоев:

$$\tau = (2/c)\,(I\,n_i + An_a + Wn_w), \qquad (2.9)$$

где $c = 3 \cdot 10^8$ м/с – скорость света в вакууме, $n_i = 1{,}78$, $n_a = 1{,}0$, $n_w = 9{,}38$ – показатели преломления чистого льда, воздуха и пресной воды.

Из уравнений (2.8) и (2.9) можно оценить толщину модельных слоев воздуха A и воды W:

$$\tau/2 + (n_i\rho_o S)/(\rho_i - \rho_o) = [n_a + n_i(\rho_o - \rho_a)(\rho_i - \rho_o)]A + \\ + [n_w + n_i(\rho_o - \rho_w)/(\rho_i - \rho_o)]W \qquad (2.10)$$

для двух граничных случаев, которые соответствуют холодному сухому фирну и насыщенному водой теплому фирну, предполагая соответственно $A = 0$ и $W = 0$ (рис. 2.15). Неопределенность оценок A и W обусловлена в основном погрешностью измерений толщины и высоты поверхности ледника. В точках пересечения радарных профилей они составили соответственно 12,02 и 1,24 м. Среднеквадратические погрешности для толщины слоя воздуха в сухом фирне составляют 1,78 м, а для толщины насыщенного водой слоя фирна 3,08 м.

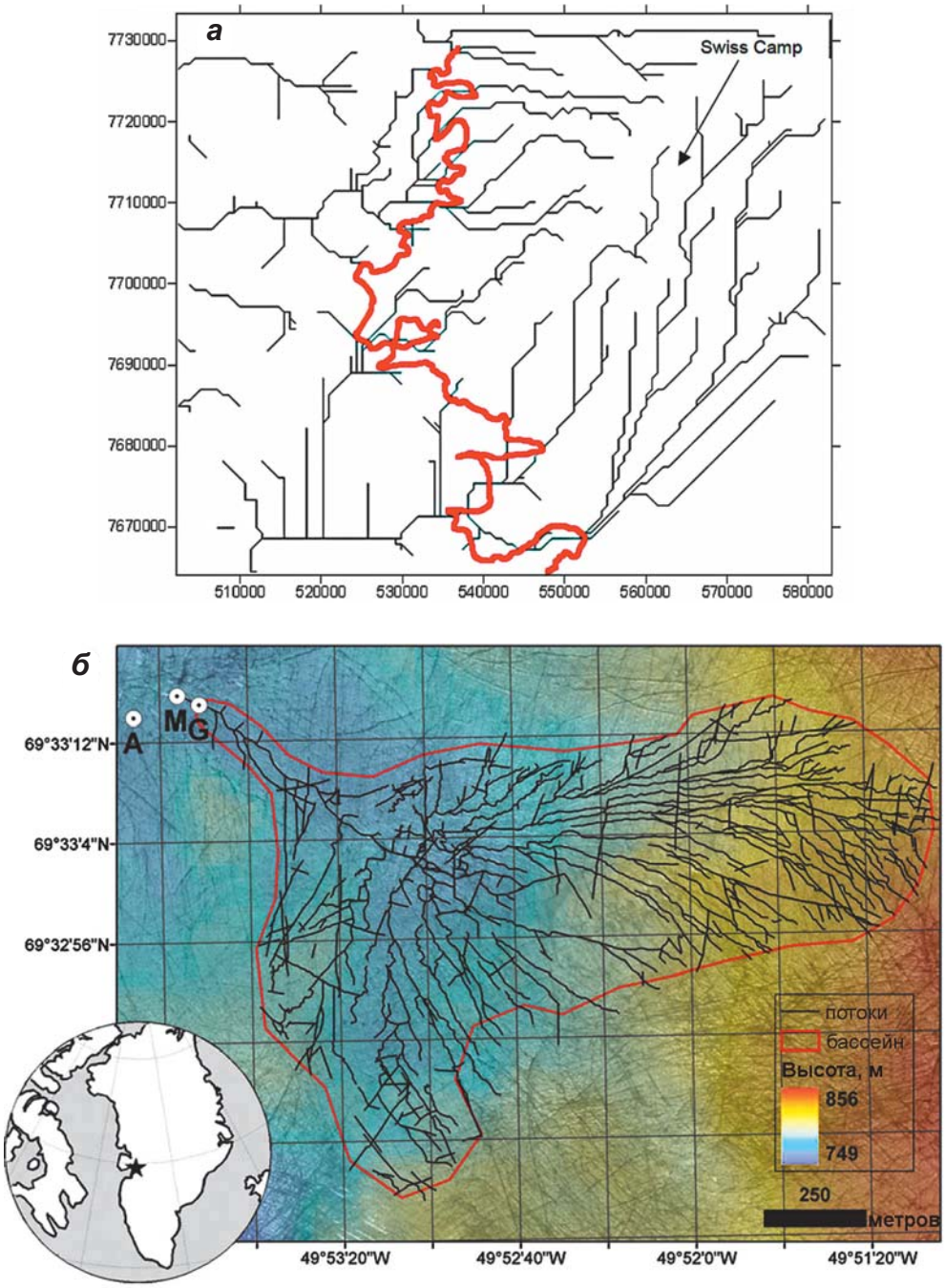
Кроме того, само предположение в модели, что лед или полностью сухой или полностью насыщен водой, вносит заметную неопределенность в оценки. Если фирн в действительности не полностью насыщен водой, то толщина оцениваемого по модели слоя воды должна увеличиваться на ~1,73 м на каждый 1 м остающегося в нем воздуха. Следует ожидать, что вариации летнего таяния в наибольшей степени будут влиять на оценки содержания воздуха в фирне.

В целом совместное использование данных о высоте поверхности, толщине льда и интенсивности обратного рассеяния в радиодиапазоне позволяет делать некоторые региональные оценки поверхностного таяния и его влияния на устойчивость шельфовых ледников.

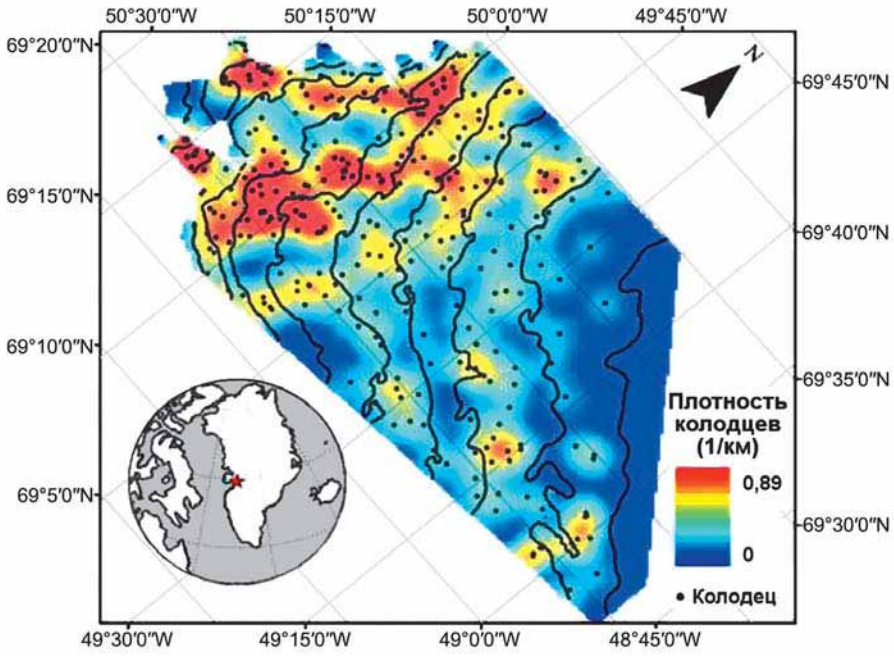
В прибрежном районе на юге Гренландии данные наземного радиозондирования на частоте 440 МГц были использованы для определения толщины слоя влажного фирна (Forster et al., 2014). Глубину его нижней границы оценивали по характерным внутренним отражениям от границы этого слоя с холодным фирном. На отдельных участках такие отражения наблюдались на глубинах от 5 до 50 м на протяжении до 25 км. По оценкам с применением региональной климатической модели, площадь влажного фирна может составлять 70 тыс. км^2 (Forster et al., 2014) и в порах фирна в зоне перколяции Гренландского ледникового покрова может содержаться от 322 до 1289 Гт жидкой воды (Harper et al., 2012), которая может существенно влиять на его баланс массы и вклад в повышение уровня моря при потеплении климата.

2.2. Поверхностная дренажная сеть

Таяние в области абляции ледников формирует на их поверхности дренажную сеть. Области абляции Гренландского ледникового покрова в местах с интенсивным поверхностным таянием хорошо выделяются на космических снимках в разных диапазонах длин волн (см. рис. 2.1 и 2.6). Это позволяет следить за их пространственно-



▲ **Рис. 2.16.** Поверхностная (красная линия) и подледниковая (серые линии) дренажная сеть в районе Паакитсок у западного побережья Гренландии по данным воздушных радио- и DGPS-измерений, позволяющих определить пути течения воды в понижениях поверхности и ложа (*а*) (Mottram et al., 2009) и сеть поверхностных водотоков в дренажном бассейне в 6 км от края ледникового покрова на западе Гренландии, определенная по снимку ASTER от 15 июля 2009 г. (*б*) (McGrath et al., 2011)



▲ **Рис. 2.17.** Плотность ледниковых колодцев в интервале высот от уровня моря на западе до 1100 м на востоке в районе ледника Якобсхавн (Colgan, Steffen, 2009)

временными изменениями и учитывать при оценке гидроэнергетических ресурсов возможности их использования в гидроэнергетике и при выборе мест для сооружения гидроэлектростанций.

В связи с этим в самых перспективных прибрежных районах, таких как район Паакитсок у западного побережья Гренландии (*Mottram* et al., 2009), проводятся исследования возможных путей поверхностного и подледникового стока. Для их определения используют, в частности, данные аэрорадиозондирования с одновременной DGPS-привязкой (рис. 2.16, *а*), а для оценки доли поверхностного таяния, уходящего в поверхностные трещины и ледниковые колодцы, выполняют гидрологические наблюдения в менее крупных дренажных бассейнах (рис. 2.16, *б*).

По данным (McGrath et al., 2011), в августе 2009 г. в дренажном бассейне площадью 1,14 км^2 (см. рис. 2.16, *б*) около 50% объема поверхностного таяния $(2{,}91 \pm 1{,}04) \cdot 10^4$ м^3/день уходило в трещины и ледниковые колодцы с расходом 0,17–0,54 м^3/с и, следовательно, поверхностный сток уменьшался почти вдвое. Пространственное распределение количества ледниковых колодцев на единицу площади иллюстрируют данные измерений в нижних 40 км области абляции ледника Якобсхавн (Colgan, Steffen, 2009) (рис. 2.17). Плотность распределения ледниковых колодцев в целом увеличивается к краю ледника от 0 до 0,88 км$^{-2}$. Эти данные служили для построения пространственной регрессионной модели распределения ледниковых колодцев, в которой переменными были дни с положительной температурой, наклон поверхности и ложа, напряжение сдвига, скорость и наличие или отсутствие ледниковых трещин. Такая модель может быть использована

в динамических моделях, в которых плотность ледниковых колодцев может реагировать на изменения температуры воздуха и геометрии ледников.

2.3. Наледниковые озера и водоемы

В области абляции иногда образуются многочисленные наледниковые озера (см. рис. 2.1) и водоемы, которые могут быть идентифицированы на космических изображениях MODIS и ASTER (Box, Ski, 2007).

2.3.1. Изменения площади наледниковых озер по данным MODIS

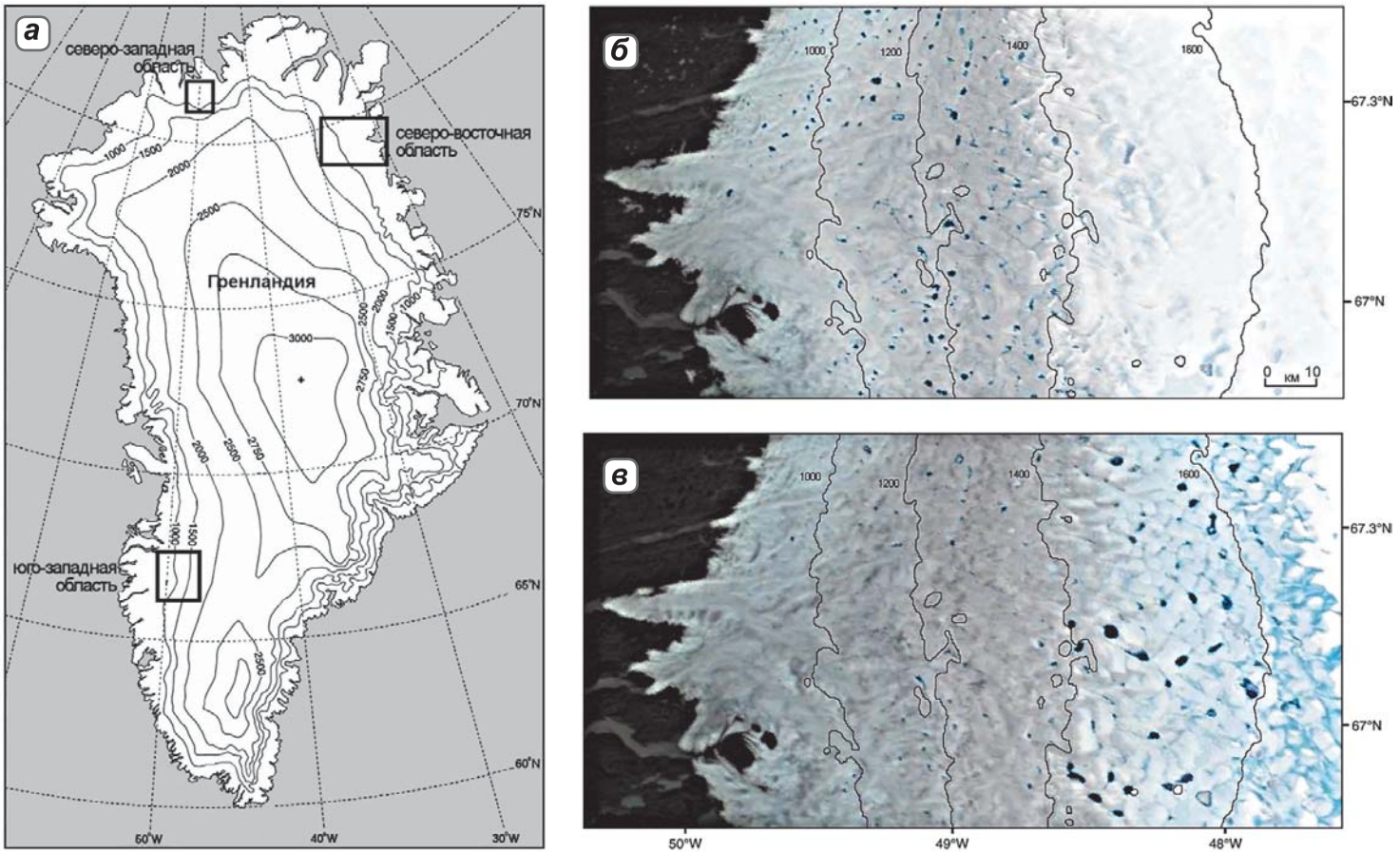
Для определения площади наледниковых озер на изображениях MODIS (с откалиброванными значениями альбедо, с усиленной резкостью и разрешением 500 и 250 м) используют методы классификации значений пикселов в разных диапазонах спектра: в первом (красном 0,62–0,67 мкм) канале и его соотношение с третьим (голубым 0,46–0,48 мкм) каналом. При этом данные четвертого (зеленого 0,54–0,57 мкм) канала используют для визуального контроля, но не в самой классификации. Для оценки точности классификации можно использовать результаты выделения озер по изображениям более высокого разрешения (ASTER 15 м).

Так, анализ радиометрических изображений MODIS, полученных в 2003, 2005 и 2007 гг. на севере, северо-востоке и юго-западе Гренландии (рис. 2.18, *а*), показал (Sundal et al., 2009), что в них сезонные и межгодовые изменения общей площади наледниковых озер происходят по-разному (рис. 2.18, *б*, *в*).

Изменение общей площади озер на северо-востоке и северо-западе запаздывает на 2–3 недели по сравнению с юго-западным бассейном (рис. 2.19). В юго-западном, северо-западном и северо-восточном бассейнах озера образуются на высотах до 1700 и 1200 м и максимальное покрытие ими составляет 0,68, 0,81 и 0,58% площади этих бассейнов.

Чтобы оценить влияние уклона поверхности ледникового покрова на формирование наледниковых озер, были вычислены средний уклон поверхности и доля их площади по отношению к размеру бассейнов в пределах соседних 200-метровых высотных зон. Оказалось (Sundal et al., 2009), что в областях с более крутой поверхностью наледниковых водоемов меньше ($r = -0{,}84$) и, вероятно, в этих областях они меньше влияют на движение ледника. В юго-западной части ледникового покрова мелкие озера находятся обычно внизу, а более крупные – повыше, где поверхность ледника более пологая (см. рис. 2.19, *в*, *г*).

В каждой высотной зоне примерно треть общей площади озер исчезает еще до того, как эта площадь достигнет максимума, иными словами, спуск и разрастание озер происходят в период общего увеличения их площади. Средняя площадь озера в дни их максимального распространения в каждой высотной зоне (<1000, 1000−1200, 1200−1400, 1400−1600 и > 1600 м) составляет 0,16; 0,44; 0,68; 0,99 и 0,42 км^2, что характеризует особенности миграции вверх системы озер в период таяния. Во всех трех исследованных районах наблюдались существенные внутригодовые вариации площади наледниковых озер и оцененных вариаций поверхностного



▶▼ **Рис. 2.18.** Изменение положения и размеров наледниковых озер на юге юго-западной области Гренландии (*а*) в сезон таяния 2003 г. Показано состояние озер на 162 день (*б*) и 169 день (*в*) этого года на изображениях MODIS (Sundal et al., 2009)

тока. Год от года сроки максимальной заозеренности могут отличаться на целый месяц. Сравнение общей площади озер с модельными величинами месячного стока для двух северных областей показало, что позднее увеличение роста озер в 2005 и 2007 гг. коррелирует с низким стоком в первую половину сезона таяния (см. рис. 2.19, *д*–*ж*).

Максимальная общая площадь озер варьирует между сезонами во всех трех районах, с пиком на северо-востоке в 2005 г. и на юго-западе и северо-западе в 2003 г. (см. рис 2.19, *в*, *г*). Самое большое сезонное различие в пике общей площади озер наблюдалось в северо-восточном районе, где он был почти на 50% меньше по сравнению с предыдущим годом. Анализ положений озер и их площади на спутниковых изображениях 2005 и 2006 гг. выявил, что большая общая площадь в 2005 г. обусловлена образованием озер на высотах более 800 м, где в 2006 г. их не было.

Данные MODIS 2000–2009 гг. (Liang et al., 2012) показали, что на западе Гренландии в годы с более интенсивным таянием наледниковые озера дренируются более часто и в более раннее время и распространяются до больших высот.

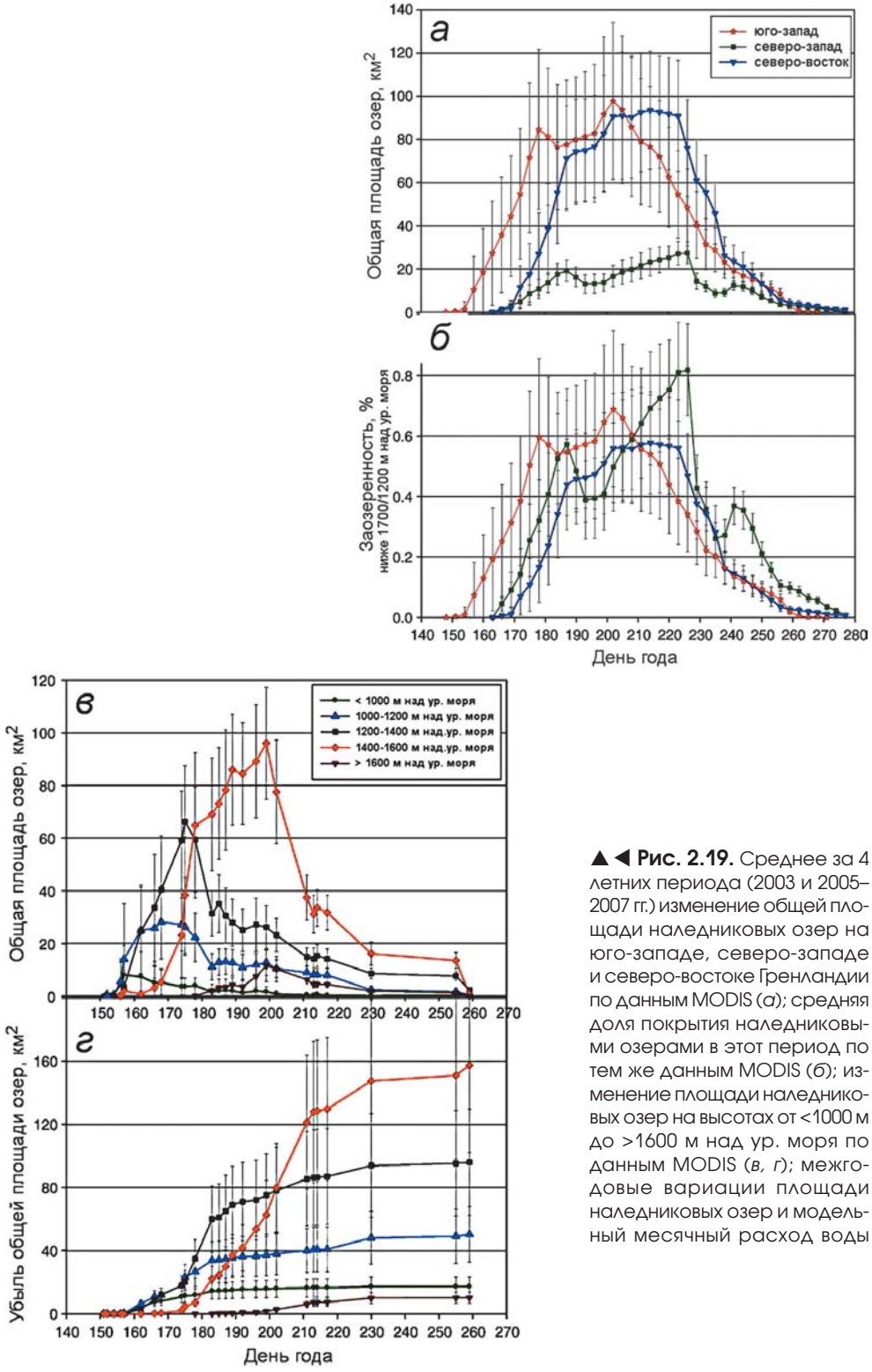
2.3.2. Глубина и объем наледниковых озер по данным MODIS

Для оценки глубины наледниковых озер и их изменчивости используют также радиометрические изображения MODIS с разрешением 250–500 м (площадь пиксела около 0,0625 км^2), получаемые ежедневно в полосе 2330 км (Box, Ski, 2007) (рис. 2.20, *а*). Для этого необходимо найти связь между отражающей способностью озер на снимках и глубиной отдельных наледниковых озер, измеренной непосредственно на леднике. Например, такая зависимость (рис. 2.20, *б*) была найдена для отдельных наледниковых озер на юго-западе Гренландии, что дало возможность оценить их объем (Box, Ski, 2007).

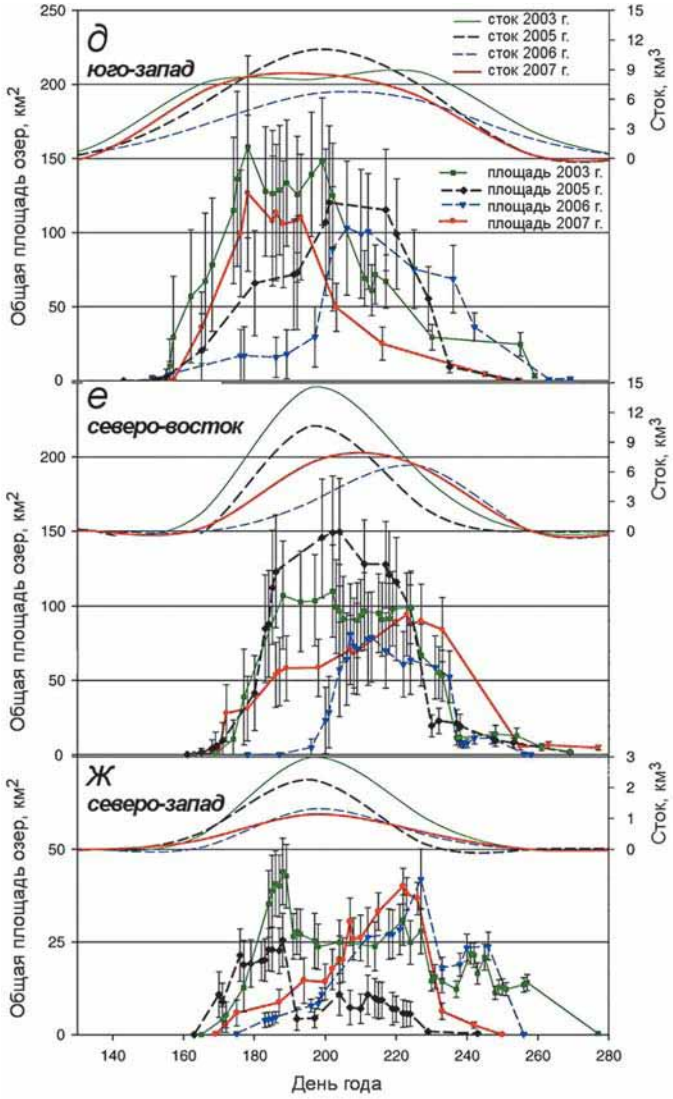
В результате обнаружено, что каждый год в июле (в 2000–2005 гг.) общий объем озер мог превышать 1 км^3, а расходы во время их прорывообразных опорожнений могли достигать $1{,}5 \cdot 10^6$ м^3/день. Объем воды в отдельных озерах при их максимальном развитии составлял порядка 1–100 млн м^3. Максимальный объем самого большого озера Q (см. рис. 2.20, *а*) достигал $53 \cdot 10^6$ м^3 (при площади 8,9 км^2 и максимальной глубине 12,2 м), а объем системы озер F–G достигал $98{,}3 \cdot 10^6$ м^3.

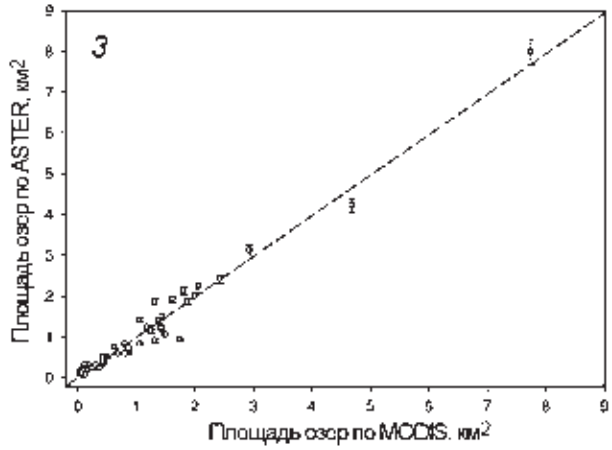
Площадь некоторых озер уменьшалась в течение менее одного дня. На озере в районе JAR1 эпизоды с почти постоянной скоростью заполнения завершались относительно быстрым дренажом, продолжавшимся 10 ч в 1996 г. и 8 ч в 1997 г. Как показали результаты анализа космических изображений, среднее изменение объема озер в среднем за восемь событий в год составило $15{,}7 \cdot 10^6$ м^3. Самый большой сброс отмечен 12–15 июля 2003 г. на озерах F и G – судя по изменению отражательной способности R, эти озера потеряли $97{,}4 \cdot 10^6$ м^3 (со средним расходом $16{,}2 \cdot 10^6$ м^3/день). Другой сброс озера G произошел 7–8 июля 2002 г. с расходом $31{,}5 \cdot 10^6$ м^3 в течение 24 ч или менее.

Эти дистанционные оценки подтвердились прямыми исследованиями, выполненными в период таяния 2006 г. в районе одного из крупных (площадь 5,6 км^2, объем 0,044 км^3) наледниковых озер, расположенном в зоне разрывов и трещин, где наблюдался его быстрый спуск по двум большим ледниковым колодцам со средним

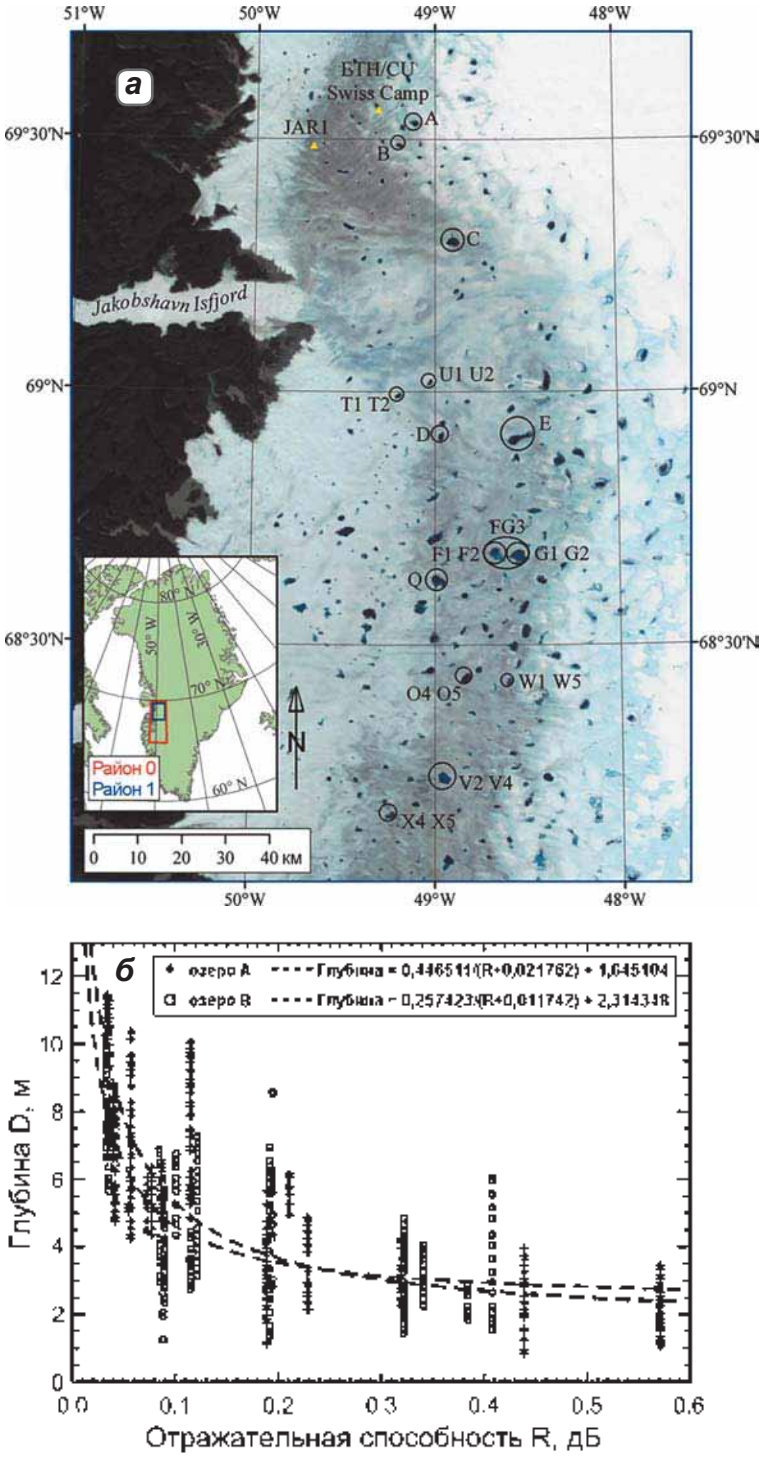


▲◀ Рис. 2.19. Среднее за 4 летних периода (2003 и 2005–2007 гг.) изменение общей площади наледниковых озер на юго-западе, северо-западе и северо-востоке Гренландии по данным MODIS (*а*); средняя доля покрытия наледниковыми озерами в этот период по тем же данным MODIS (*б*); изменение площади наледниковых озер на высотах от <1000 м до >1600 м над ур. моря по данным MODIS (*в, г*); межгодовые вариации площади наледниковых озер и модельный месячный расход воды →





из них на юго-западе (д), северо-востоке (е) и северо-западе (ж) Гренландии; соотношение между площадью озер, оцененное по данным ASTER с разрешением 15 м и MODIS с разрешением 250 м ($r = 0.99$, RMSD = 0.22 км^2) (з); (Sundal et al., 2009) ▲ ▶



▲ **Рис. 2.20.** Наледниковые озера на юго-западе Гренландии на изображении MODIS с разрешением 250 м, полученном 26 августа 2003 г. (*а*) и связь между отражательной способностью R и измеренной глубиной D озер A и B в виде функции $D = (\alpha_0/R + \alpha_1) + \alpha_2$ (*б*); (Box, Ski, 2007)

расходом 8700 м^3/с. По данным измерений уровня воды в озере, GPS- и сейсмических измерений, спуск воды сопровождался подъемом ледниковой поверхности на 1,2 м с максимальной скоростью 12 м/ч, ее горизонтальным смещением на 0,8 м со скоростью, значительно превышавшей региональную скорость движения льда, и повышением сейсмической активности (Das et al., 2008).

Летом 2011 г. в Западной Гренландии с помощью DGPS-измерений в пяти точках вокруг двух наледниковых озер, где были установлены датчики давления, удалось проследить за их опорожнением и показать, что оно регулировалось двумя разными механизмами с разными динамическими откликами на них ледникового покрова (Tedesco et al., 2013). Меньшее из двух озер − оз. Хаф-Мун 69,573° с.ш., 49,805° з.д., с максимальной глубиной, площадью и объемом 1,6 м, 60 000 м^2 и 200 000 м^3 соответственно − опорожнялось медленно (более 24 ч), перелившись по каналу в уже существовавший ледниковый колодец. Более крупное оз. Понтинг 69.589° с.ш., 49,8783° з.д., с максимальной глубиной, площадью и объемом 5,2 м, 480 000 м^2 и 1 500 000 м^3 соответственно, опорожнилось быстро (менее чем за 2 ч), прорвавшись через трещину растяжения, открывшуюся прямо на дне озера. При медленном спуске оз. Хаф-Мун скорости движения ледника в прилегающей области временно возросли в 4−5 раз, тогда как при быстром спуске оз. Понтинг они увеличились в 15 раз. Вздымание поверхности ледника в первом случае тоже было меньше (0,1 м), чем во втором (0,2 м), хотя после первого спуска подледниковая система стока должна была стать более разработанной. На основе этих наблюдений был сделан вывод, что при оценке степени воздействия озер на динамику ледникового покрова необходимо учитывать, по какому типу шло опорожнение: медленного перелива или быстрого прорыва (Tedesco et al., 2013).

2.3.3. Глубина и объем наледниковых озер и водоемов по данным ASTER

В прибрежных районах Гренландии и на ледниковых куполах в Арктике в период летнего таянии в зоне снежных болот образуются водоемы больших размеров (Echelmeyer et al., 1991; Jezek et al., 1993; Liestøl et al., 1980). Для оценки их глубины могут быть использованы данные космических съемок в видимом диапазоне, в частности многоканальные снимки ASTER (Sneed, Hamilton, 2007) с использованием методов (Lyzenga, 1978), основанных на применении закона Бугера−Ламберта−Бера, устанавливающего связь между спектральным излучением воды $L(z, \lambda)$ на глубине z и на ее поверхности:

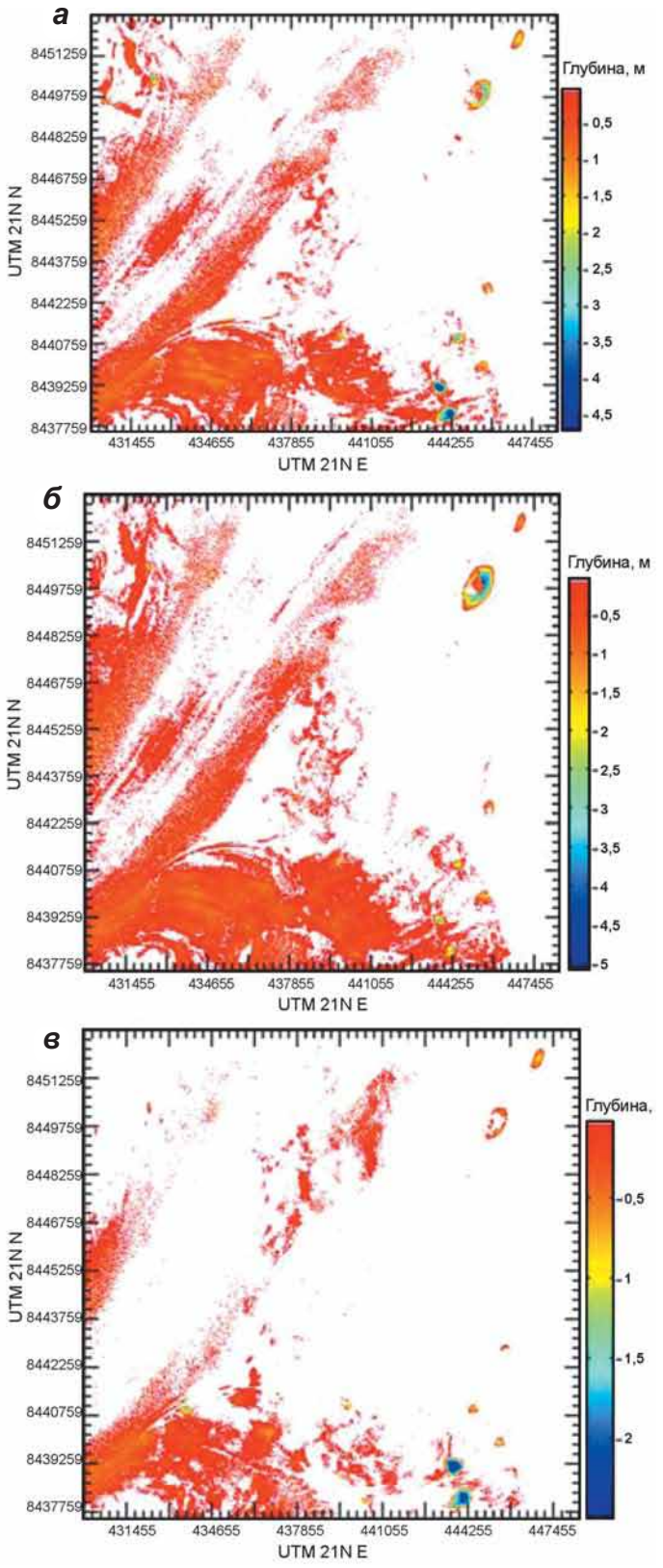
$$L(z, \lambda) = L(0,\lambda) \exp [-K_\lambda(z)], \qquad (2.11)$$

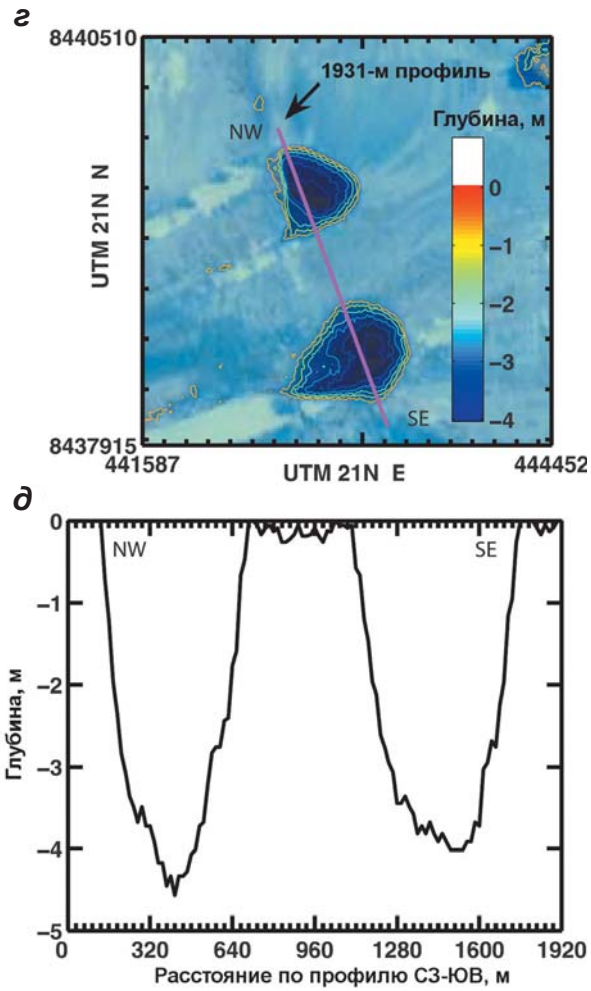
где $L(0, \lambda)$ − спектральное излучение поверхности воды ($z = 0$), K_λ − показатель поглощения в воде, зависящий от длины волны λ и содержания примесей в воде.

В логарифмической форме глубина z определяется из соотношения (Philpot, 1989):

$$z = [\ln (A_d - R_\infty) - \ln (R_w - R_\infty)]/(-g), \qquad (2.12)$$

где A_d − альбедо дна водоема, R_∞ − отражательная способность оптически глубокой воды, R_w − отражательная способность воды на некоторой глубине, $g \approx K_d + aD_u$, −


а
б
в
Глубина, м
Глубина,
0,5
1
1,5
2
2,5
3
3,5
4
4,5
5
UTM 21N N
UTM 21N E
8451259
8449759
8448259
8446759
8445259
8443759
8442259
8440759
8439259
8437759
431455
434655
437855
441055
444255
447455



◄▲ **Рис. 2.21.** Глубины наледниковых водоемов на западе Гренландского ледникового покрова на изображениях ASTER, полученных 19 июня 2003 г. (*а*), 6 июля 2003 г. (*б*) и 8 июля 2004 г. (*в*); глубина водоемов на леднике Короля Оскара 29 июня 2003 г. (*г*, *д*), показанных в нижней правой части на (*а*); (Sneed, Hamilton, 2007)

коэффициент диффузного ослабления проникающего света, a − лучевой коэффициент поглощения, D_u − функция распределения исходящего света. Когда рассеяние внутри слоя воды низкое, предполагается, что $1{,}5K_d < g < 3K_d$; при увеличении рассеяния K_d должны возрастать.

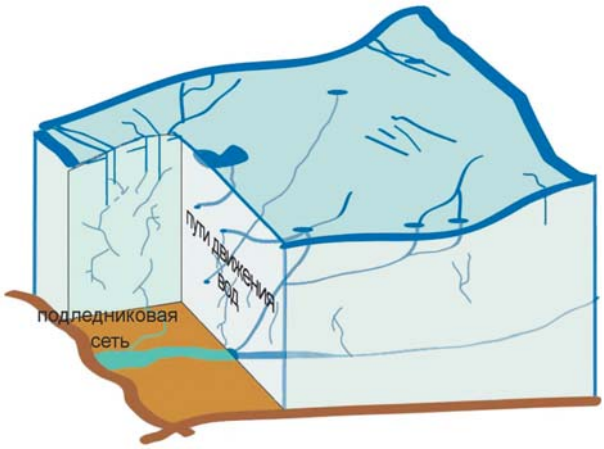
Интенсивность регистрируемого света зависит от состояния атмосферы, топографии и субстрата дна водоема (Sneed, Hamilton, 2007). В первом приближении предполагается, что субстратом служит лед и поверхность водоема параллельна его дну. Это приближение подходит для мелких водоемов в районах со слабыми ветрами и небольшим волнением, но не для крутых трещин, заполненных водой. Также предполагается, что вода в водоемах пресная, с соответствующими коэффициентами поглощения и рассеяния. С учетом этого величина $g = 2\ K_d$ (Maritorena et al., 1994).

Полученные указанным способом по данным ASTER оценки глубины двух наледниковых озер на западе Гренландии приведены на рис. 2.21. Приведенные результаты показывают, что глубина наледниковых водоемов может достигать нескольких метров. Это близко к данным по другим районам: на леднике Бреггер на Свальбрде водоем длиной 200 м имел глубину 10 м (Liestøl et al., 1980), в верхней части ледника Якобсхавн площадь водоемов составляла от нескольких десятков м^2 до 10 км^2, а глубина воды в трещинах от менее 1 м до 20 м (Echelmeyer et al., 1991).

Этим же методом установлено, что водоемы на леднике Короля Оскара претерпевали быстрые сезонные изменения: например, в течение 8 дней в июне и июле 2003 г. их площадь и объем увеличились на 20%. Межгодовые изменения были еще больше: между июлем 2003 г. и июлем 2004 г. их площадь выросла в 5 раз (см. рис. 2.19 *а*, *в*), и главным образом за счет мелких водоемов глубиной от 0,2 до 1,5 м.

2.3.4. Дренирование наледниковых озер

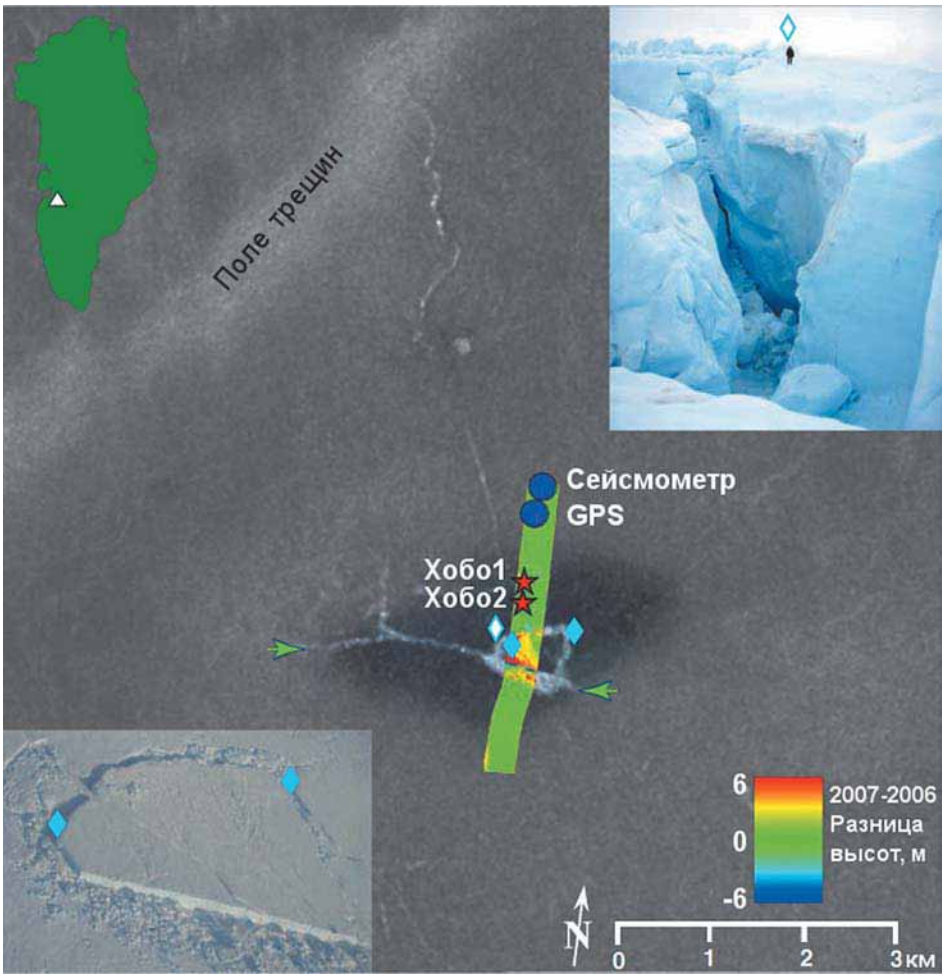
В период таяния вода из наледниковых озер и водотоков в области абляции может поступать в толщу и к ложу ледникового покрова через трещины, каналы и зоны дробления льда (рис. 2.22).



◀ **Рис. 2.22.** Поступление талых вод из поверхностных водотоков и наледниковых озер в толщу и к ложу ледникового покрова через трещины, ледниковые колодцы и зоны дробления льда (Phillips et al., 2010)

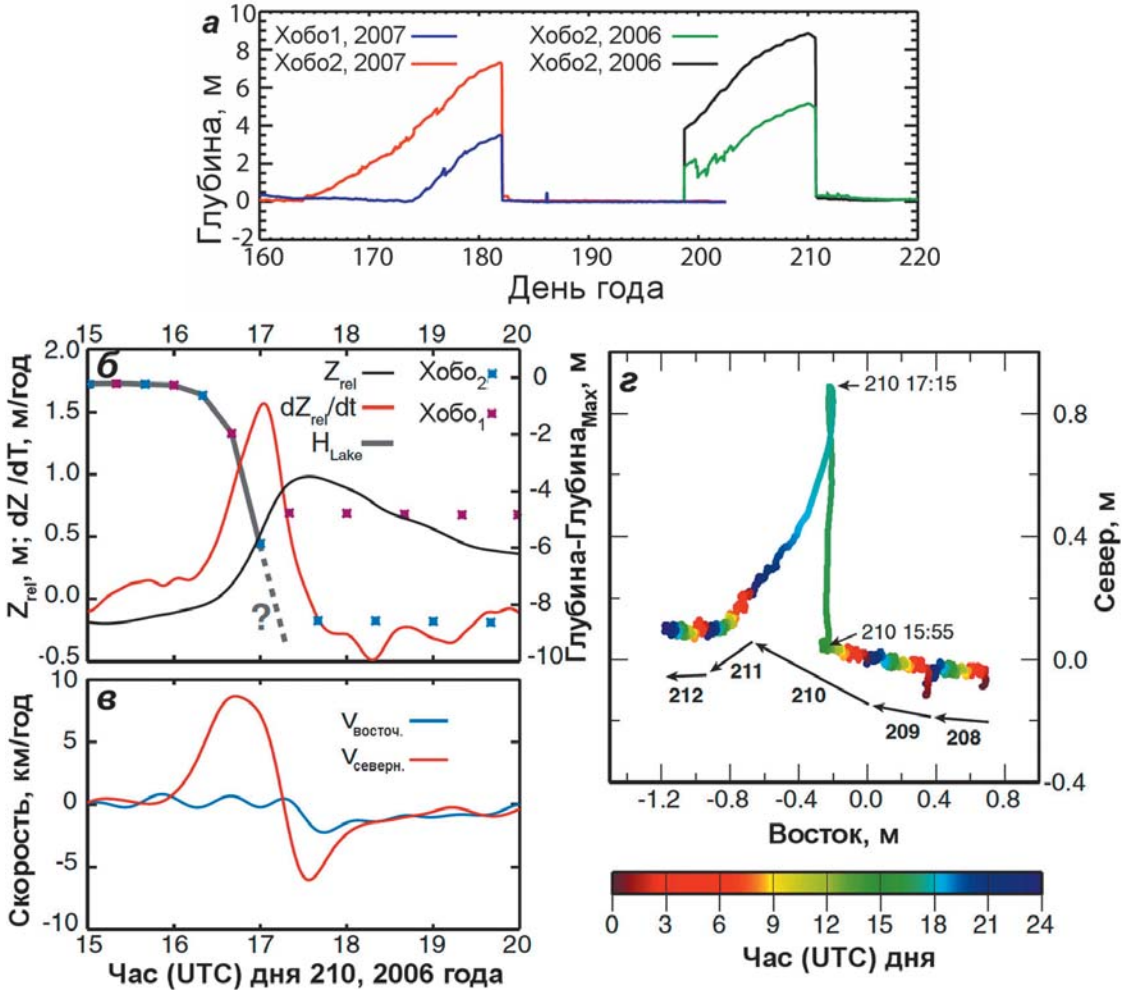
Исследования на одном из крупных наледниковых озер диаметром около 2 км в области абляции ледникового покрова Гренландии были выполнены летом 2006 и 2007 гг. в районе с толщиной льда 980 м (Das et al., 2008). Они включали измерения давления воды в озере, высоты поверхности льда и наблюдения за сейсмической активностью вблизи озера (рис. 2.23).

Озеро начало заполняться в начале июля 2006 г., достигнув максимального размера 5,6 км^2 и объема 0,044±0,01 км^3 в ночь на 29 июля (210 день) уровень озера начал медленно понижаться с постоянной скоростью 2,5 см/день. Примерно в 16:00 того же дня уровень начал быстро падать со скоростью до 12 м/ч между 16:40 и 17:00 (рис. 2.24, *а*, *б*).

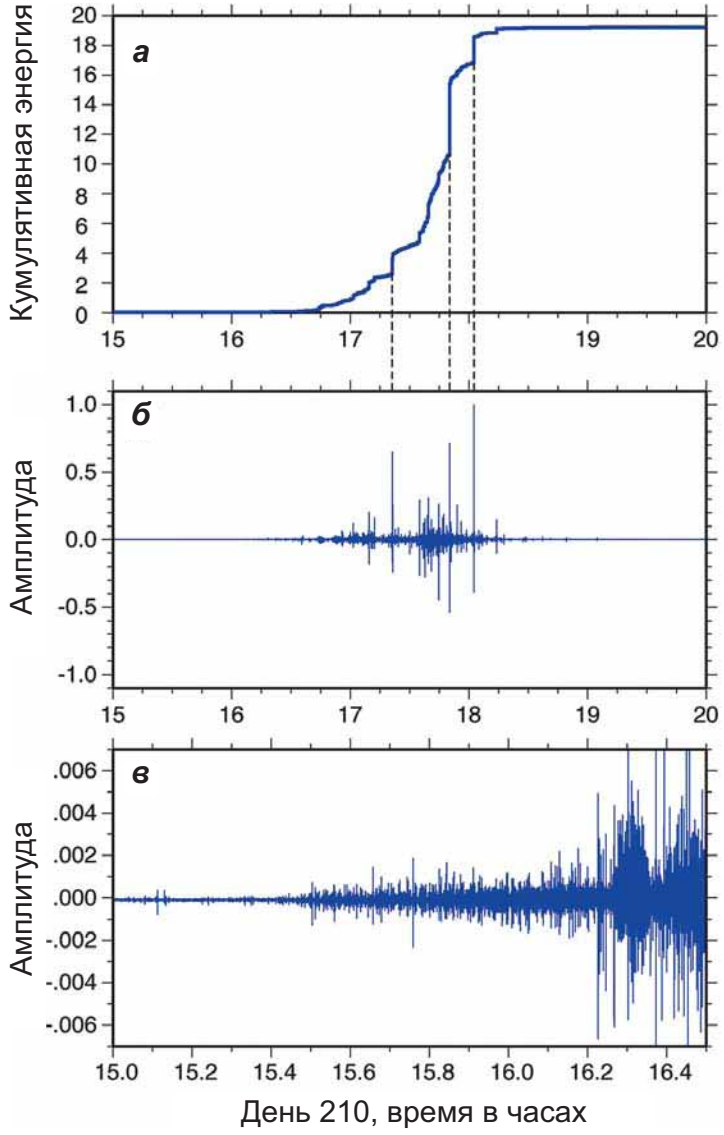


▲ **Рис. 2.23.** Положение озера (обозначено голубым цветом) 29 июля 2006 г. Красные звездочки и синие кружки показывают места измерений уровня воды в озере и GPS и сейсмометрических измерений. Поднятие блока льда (слева внизу), которое было обнаружено по разнице высот (цветная шкала) при лазерной альтиметрии с самолета (ATM) в мае 2006 и 2007 гг. Крупное нарушение, видимое на SAR снимке, выглядит как длинная полоса (отмечено зелеными стрелками). Сплошные голубые ромбы обозначают места, где ATM измерения показали крупные отверстия на дне озера в 2006 г. Вверху справа показано отверстие после дренирования озера в 2007 г. (Das et al., 2008)

Экстраполяция данных давления воды показала, что все озеро опорожнилось за 1,4 ч. Средний расход воды (8700 $м^3/с$) во время быстрой фазы опорожнения был больше, чем в Ниагарском водопаде. Спуск озера отразился на локальном вертикальном и горизонтальном движении ледникового покрова. На записи GPS-станции, расположенной примерно в 0,5 км от озера, виден быстрый подъем поверхности на 1,2 м и ее смещение на 0,8 м к северу (поперек основного движения ледника) с пиком между 17:15 и 17:30 UTC (см. рис. 2.24, *б*). В последующие сутки положение станции постепенно вернулось практически в прежнее положение и восстановилось



◀ **Рис. 2.24.** Изменение уровня озера (*а*) в 2006 г. (зеленая линия) и 2007 г. (красная линия); опорожнение озера в 2006 г.: (*б*) относительная скорость изменения высоты поверхности ледника z_{rel}, м/ч, в двух точках на берегу озера по данным GPS измерений (голубые и фиолетовые звездочки) и глубина озера H_{Lake}, м (пунктиром показана экстраполяция); северная и восточная компоненты скорости движения льда (*в*) (красная и синяя линии) по данным GPS измерений; смещение GPS станции в течение 5 дней (*г*) (до, во время и после опорожнения озера); цветными точками показаны смещения за час, черными стрелками – суточные смещения (Das et al., 2008)



▲ **Рис. 2.25.** Сейсмические записи, полученные в период с 15:00 до 20:00 в 0,7 км к северу от озера: (*а*) кумулятивная энергия – сумма квадратов нормализованных амплитуд; (*б*) сейсмическая запись и (*в*) ее отдельный участок (Das et al., 2008)

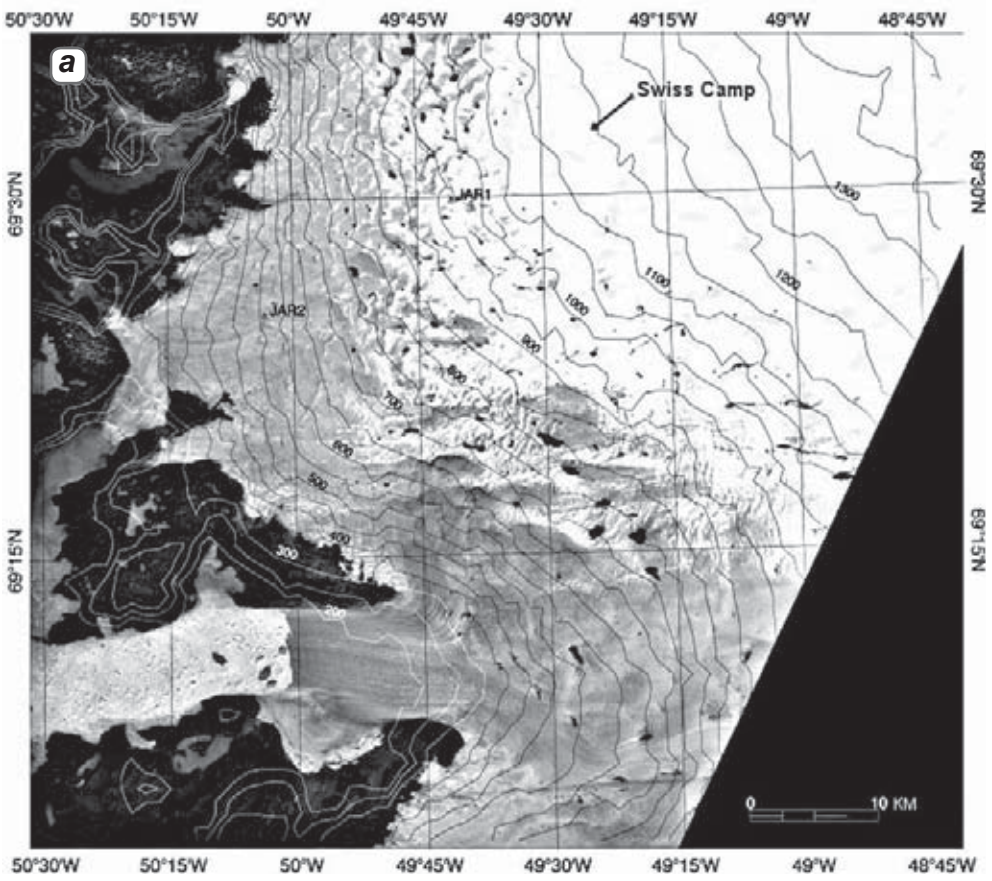
прежнее направление движения ледника на восток (см. рис. 2.23, *г*). При опорожнении озера высота поверхности ледника поднималась, а затем опускалась более чем на 0,5 м со средней скоростью около 0,25 м/день (см. рис. 2.24, *б*). В 15:30, еще до начала быстрого спуска озера был зарегистрирован рост сейсмической активности в 0,7 км севернее озера. Сейсмические сигналы максимальной амплитуды между 16:45 и 18:00 отмечены во время и почти сразу после быстрого дренажа озера (рис. 2.25).

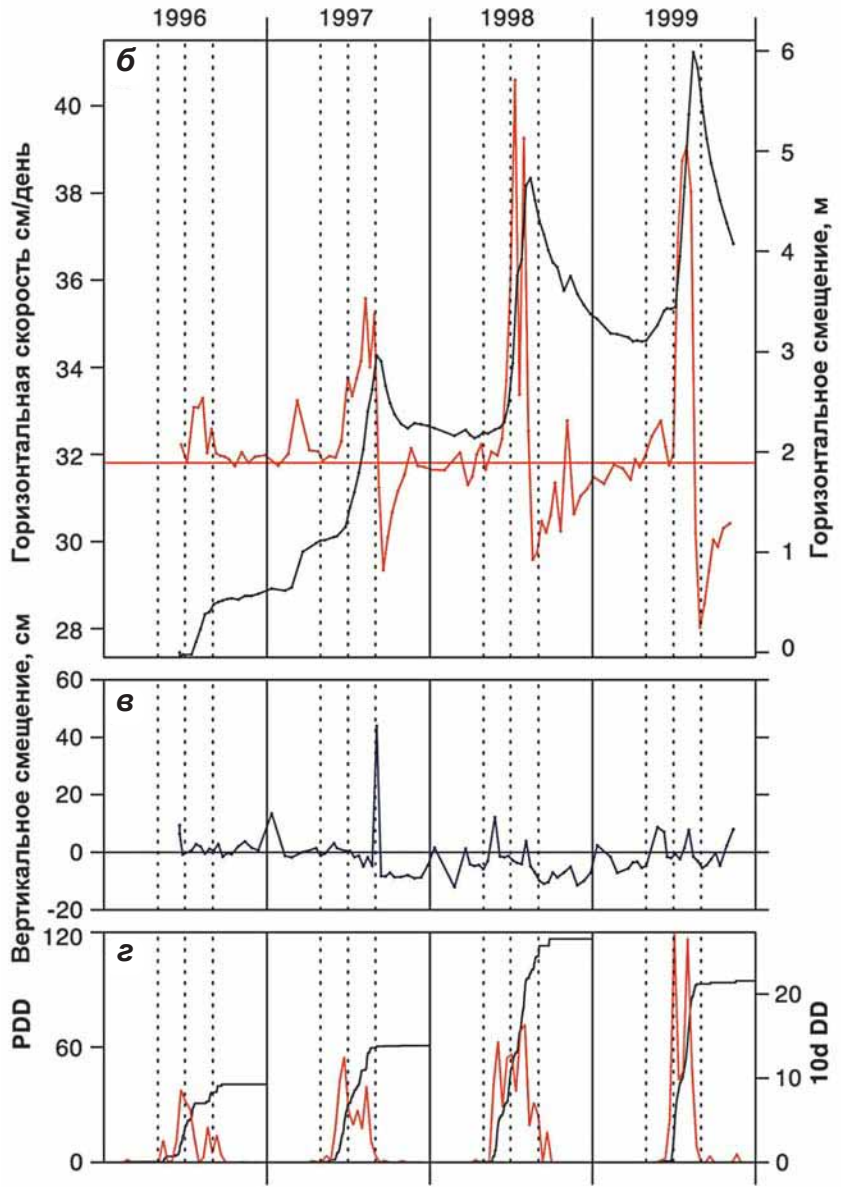
Эти наблюдения позволяют полагать, что такое опорожнение озер происходит в четыре стадии: медленный первоначальный дренаж; быстрый спуск озера по обширной системе трещин, достигающей ложа; образование колодцев и закрытие трещин; регулярный сток талых поверхностных вод по колодцам до ложа ледникового покрова.

Влияние наледниковых озер на сезонные вариации скорости ледников Гренландии. Трехлетние (1996–1998 гг.) GPS-измерения и метеонаблюдения на станции Кемп-Сенчури, расположенной вблизи границы питания (рис. 2.26, *а*), показали корреляцию между поверхностным таянием и короткопериодными, длительностью около одного месяца, ускорениями поверхностной скорости (рис. 2.26, *б*) на 10–20% (Zwally et al., 2002).

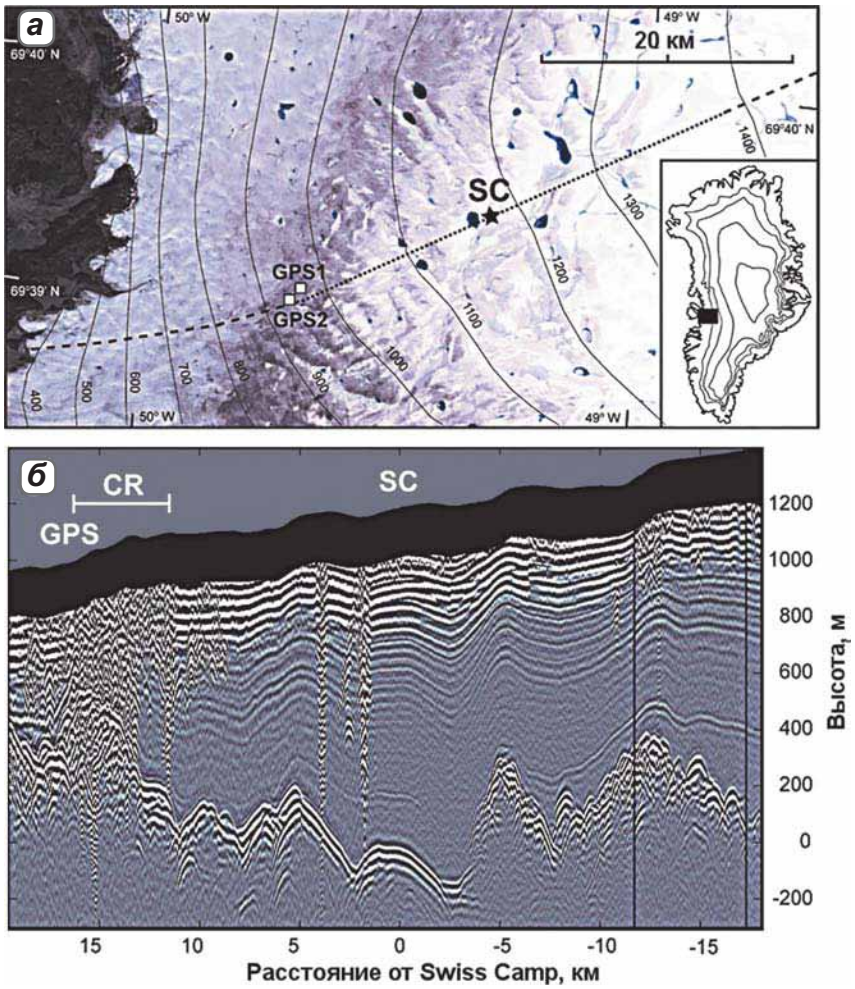
Зависимость фактора сезонного увеличения скорости по мере удаления от станции Swiss Camp, на котором поверхностное таяние может достигать ложа, рассмотрена в работе (Price et al., 2008). Использовали двумерную модель течения льда вдоль линии тока (рис. 2.27, *а*), где по данным радиозондирования в зоне трещин предполагалось существование глубоких вертикальных каналов (рис. 2.27, *б*). Результаты моделирования показали, что в точке SC скорость возрастает примерно на 2%.

Для оценки влияния подледниковых озер на сезонные вариации скорости на западе ледникового покрова Гренландии (рис. 2.28, *а*) были использованы данные



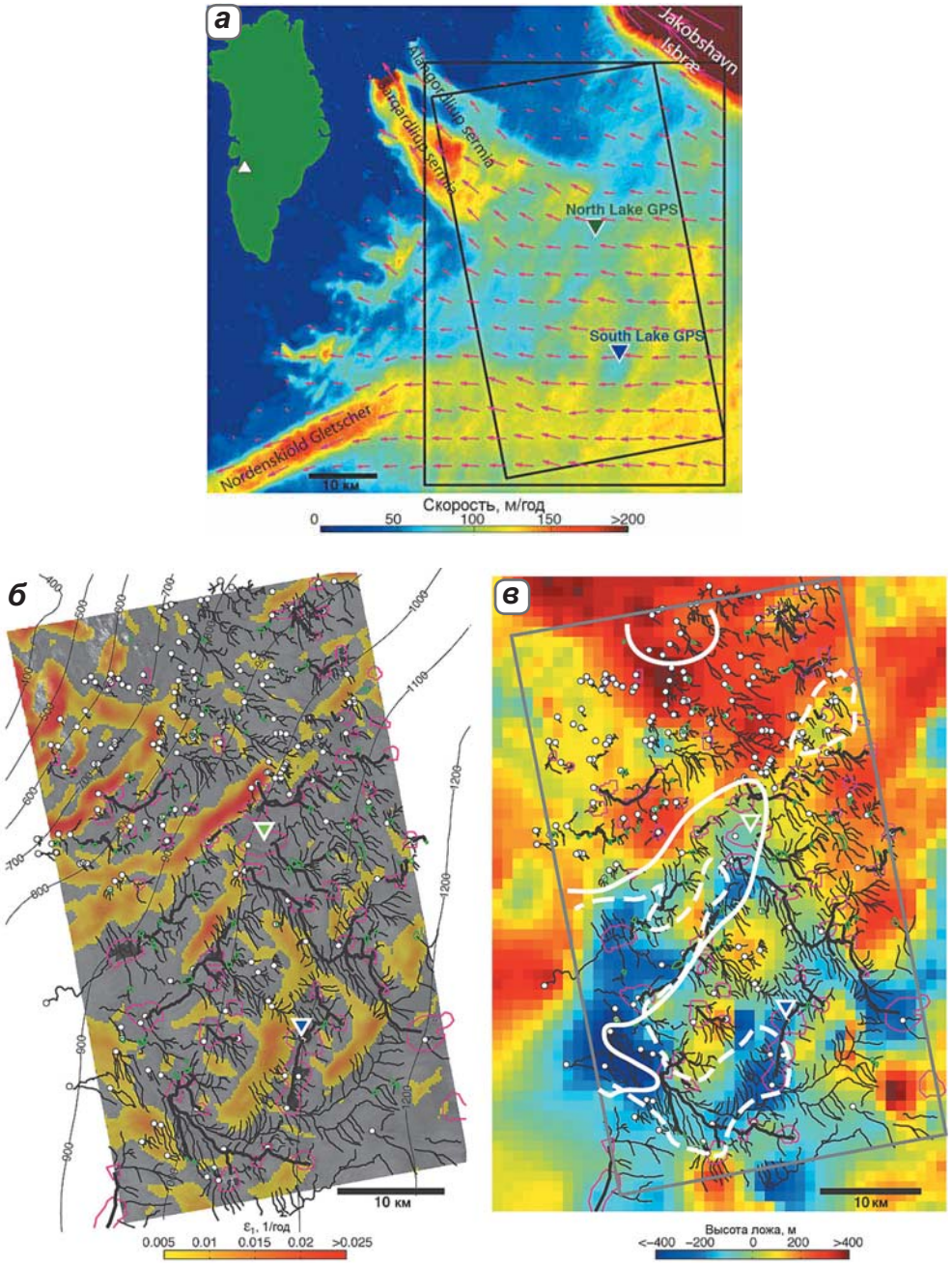


◄▲ **Рис. 2.26.** Область таяния и наледниковые озера в области абляции ледникового покрова Гренландии в районе станции Swiss Camp на Landsat TM (канал 13) от 22 июня 1990 г. (*а*); горизонтальная скорость (красная кривая) вдоль сглаженной линии тока, показывающая ускорения льда во время летних сезонов таяния и резкие переходы к замедлению при прекращении таяния (*б*); кумулятивное дополнительное смещение (черная линия) относительно средней зимней скорости 31,33 см/день, равное 6,0 м на время максимальной скорости в 1999 г.; вертикальное смещение (синяя линия), показывающее подъем на 50 см во время перехода в 1997 г. от ускоренного к замедленному течению льда (*в*); кумулятивные положительные дневные температуры воздуха (PDD, градусо-дни), демонстрирующие корреляцию для 10-дневных интервалов (красные линии) с интенсивностью и временем ускорений и замедлений (*г*); вертикальные пунктирные линии обозначают дни 1 мая, 1 июля и 1 сентября каждого года (Zwally et al., 2002)

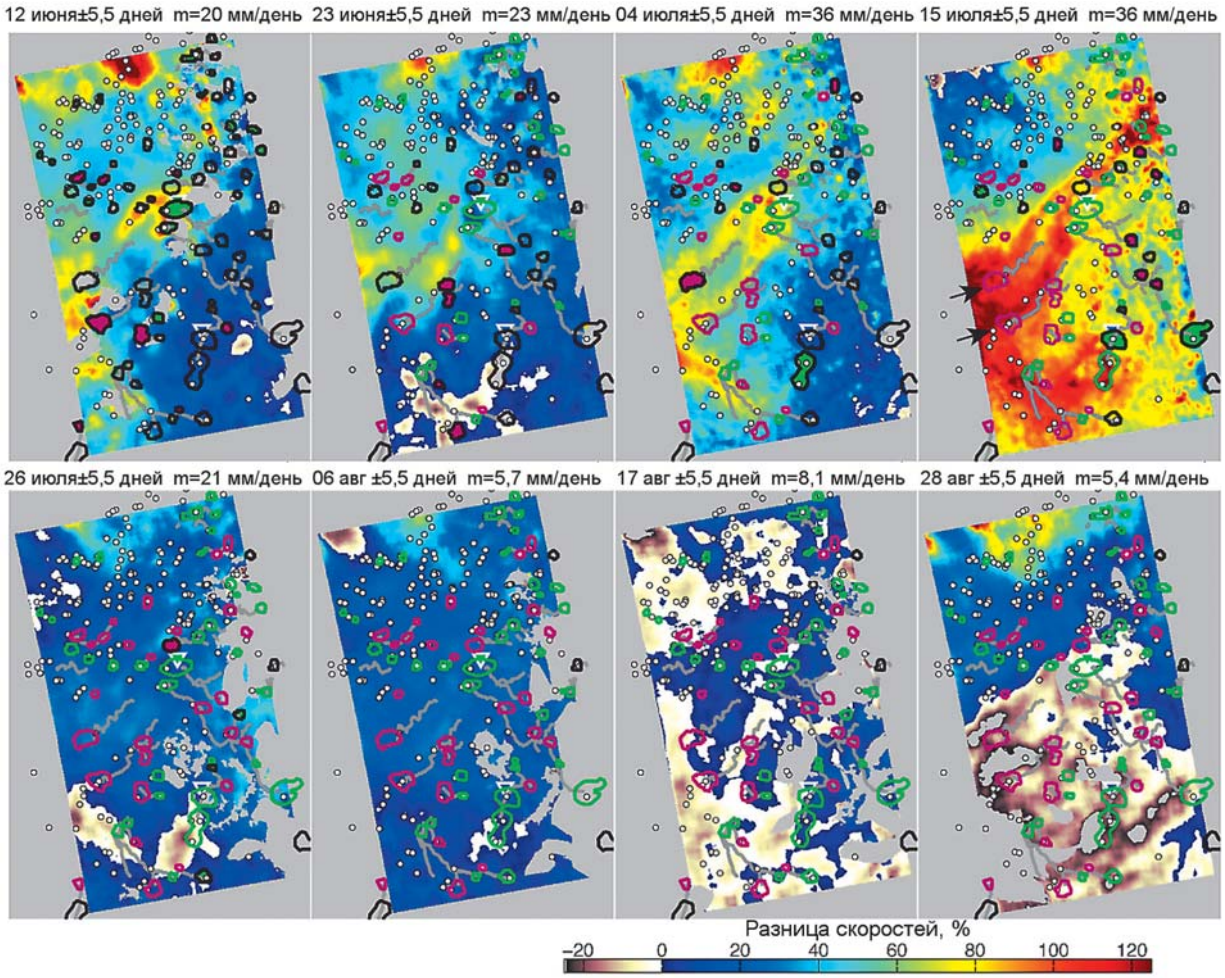


▲ **Рис. 2.27.** Радарный профиль и линия тока через станцию Swiss Camp (SC) (обозначены пунктирной и штриховой линиями), проходящие через зону сильной трещиноватости (*а*); радарная запись на частоте 2 МГц (*б*); на расстоянии около 1 км ниже зоны трещин SC предполагается существование вертикального канала, соединенного с подледниковой дренажной системой (Price et al., 2008)

нескольких дистанционных методов, а именно: радиоинтерференционные изображения RADARSAT (зимы 2007–2009 гг.) и GPS-измерения (с 2006 г.) – для определения поверхностной скорости, MODIS (2001–2006 гг.) – для определения границ дренажных бассейнов, Terra SAR-X (2001–2006 гг.) с 11-дневным периодом съемки – для определения времени дренажа наледниковых озер, оптические изображения WorldView (2009–2011 гг.) с разрешением ±0,6 м – для картирования ледниковых колодцев и водоемов и потоков, питающих наледниковые озера (Joughin et al., 2013) (рис. 2.28, *б*, *в*; 2.29). Эта область ледникового покрова к югу от быстро движущегося ледника Якобсхавн преимущественно питается тремя относительно медленно движущимися (<200 м/год) выводными ледниками и включает в себя два наледниковых озера.



▲ **Рис. 2.28.** Направление (стрелки) и средняя скорость течения льда (м/год) в зимы 2007–2009 гг. (цветная шкала) по данным RADARSAT (*а*); треугольниками показаны места GPS-измерений; изображение Terra SAR-X, на котором изолиниями показана высота поверхности, поверхностные потоки и потоки между озерами, а цветом – напряжения сдвига (год$^{-1}$), достаточные для образования трещин (*б*); высота ложа (м) по данным (Griggs et al., 2012) и гидрология поверхности: бассейны озер (красные контуры), скопления воды и ледниковые колодцы (белые кружки) (*в*); белыми линиями показаны области, где скорости движения увеличивались на 100 % (пунктиром – 15 июля 2009 г., сплошная линия – 10 июня 2010 г.) (Joughin et al., 2013)

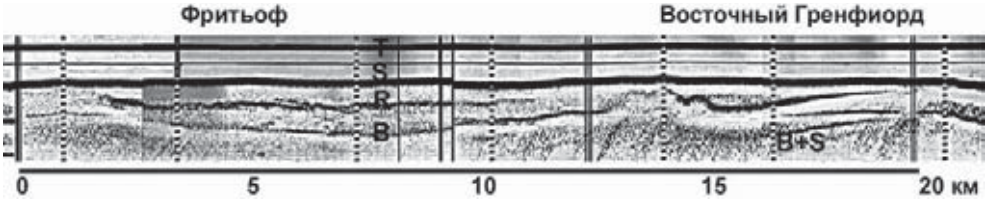


◀**Рис. 2.29.** Увеличение скорости течения льда (цветная шкала, %) летом 2009 г. по отношению к зимней скорости; динамика озер показана цветом: черные контуры – границы до дренажа; фиолетовым – медленно дренирующиеся озера, зеленым – быстро дренирующиеся. Участки максимального подъема поверхности 15 июля, находящиеся ниже основных водных потоков, показаны черными стрелками. В надписях рядом с днем месяца указана средняя суточная скорость таяния на поверхности m, мм/день (Joughin et al., 2013)

В результате применения такого комплекса методов и данных установлено, что сложные пространственные закономерности ускорения движения ледникового покрова регулируются объединенным воздействием топографии ледниковой поверхности и ложа на подледниковый сток воды.

2.4. Идентификация политермических ледников по характеру радиолокационных отражений

Возможность дистанционной идентификации политермических ледников была установлена при аэрорадиозондировании на частотах 440, 620 и 60 МГц на многих ледниках Шпицбергена, где были зарегистрированы протяженные отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ) (Internal Reflecting Horizon, IRH) (Мачерет, Журавлев, 1985; Мачерет и др., 1992; Bamber, 1987a, б, 1989; Macheret, Zhuravlev, 1982; Dowdeswell et al., 1984a, б). Впервые такие отражения были получены в 1974 г. при аэрорадиозондировании ледника Фритьоф на частоте 440 МГц (Мачерет, Журавлев, 1980). В 1979 г. отражения от ВОГ на частоте 620 МГц были получены почти вдоль всего продольного профиля этого ледника и, возможно, на части соседнего ледника Восточный Гренфьорд (рис. 2.30).

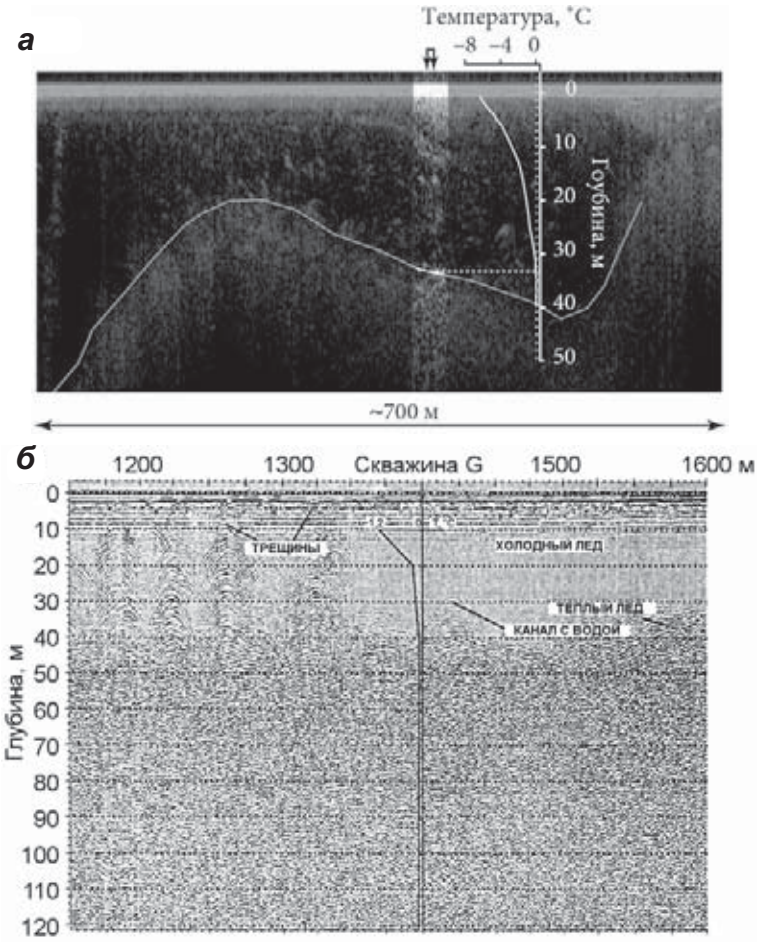


▲ **Рис. 2.30.** Отражения от внутреннего отражающего горизонта (R) и от ложа (B) ледника Фритьоф по данным аэрорадиозондирования на частоте 620 МГц. T – зондирующий импульс, S – отражения от поверхности, B – отражения от ложа, B + S – двукратные отражения от ложа (Мачерет и др., 1992)

Сравнение данных наземного радиозондирования на частоте 620 МГц с данными термозондирования скважин показало (Мачерет и др., 1984, 1985а, б, 1992; Kotlyakov, Macheret, 1987), что глубина этого горизонта с точностью до ±10 м соответствует глубине изотермы 0 °С, а само наличие ВОГ на радарных записях может служить индикатором политермических ледников.

Измерения на леднике Финстервальдер на Шпицбергене в диапазоне частот 30–1000 МГц показали (Ødegaard et al., 1997), что отражения от ВОГ лучше всего видны на частотах выше 300 МГц. Близкое совпадение глубины ВОГ по данным радиозондирования с глубиной изотермы 0 °С по данным термозондирования скважин получено также на ледниках Финстервальдер (Ødegaard et al., 1997) и Ханс на Шпицбергене (Moore et al., 1999). На леднике Стур при наземных измерениях на частотах 345 и 800 МГц расхождение не превышало ±1 м (Pettersson et al., 2004) (рис. 2.31).

В общей сложности на Шпицбергене по данным радиозондирования на частотах 440, 620 и 60 МГц выявлено 50 политермических ледников, многие из которых относятся к пульсирующему типу (Jiscoot et al., 2000).



▲ **Рис. 2.31.** Глубина внутреннего отражающего горизонта на ледниках Стур (Pettersson et al., 2004) (*а*) и Ханс (Moore et al., 1999) (*б*) по данным радиозондирования на частотах 800 МГц (*а*) и 50 МГц (*б*) и измерений температуры льда в скважинах. Характер внутренних отражений изменяется на глубинах около 33 м (*а*) и 40 м (*б*), где температура льда достигает 0 °С

Повторные радиолокационные измерения на леднике Средний Ловен на Шпицбергене показали, что за 8 лет протяженность теплого ледяного ядра сократилась на 1150 м (Rippin et al., 2008). За 12 лет на леднике Стур в Швеции глубина ВОГ в среднем уменьшилась на 8,3 м (Pettersson et al., 2003). Предполагается (Gusmeroli, 2012), что эти изменения связаны с изменениями климата и могут служить индикатором его коротко- и длиннопериодных изменений.

При интерпретации радарных данных надо иметь в виду, что верхний радиопрозрачный слой льда не обязательно является холодным, что, например, было обнаружено на леднике Бенч на Аляске. Этот ледник целиком сложен теплым льдом, но его верхний слой толщиной 20–50 м оказался радиопрозрачным на частотах 25, 50 и 100 МГц (Brown et al., 2009). Поэтому для идентификации политермических ледников, кроме качественного анализа радарных записей, следует использовать количественные характеристики отраженных сигналов или данные о скорости распространения радиоволн в леднике.

2.5. Содержание воды в ледниках

Содержание воды в теплом льду политермических ледников можно оценить несколькими методами, в том числе: по мощности обратного рассеяния скоплениями воды в теплом льду (Hamran et al., 1996) (1); по скорости распространения радиоволн (Macheret et al., 1993) (2); по величине коэффициента отражения радиоволн от ВОГ (Мачерет и др., 1992; Bamber, 1987, 1989) (3); по скорости распространения сейсмических волн (Benjumea et al., 2000, 2003; Navarro et al., 2005) (4).

2.5.1. Оценка по мощности обратного рассеяния включениями воды в теплом льду

Мощность P_r обратного рассеяния от включений воды в теплом льду может быть определена как (Hamran et al., 1996)

$$P_r = [P_t G^2 \lambda^2 \sigma_s \exp(-4\alpha r)]/[(4\pi)^3 r^4], \quad (2.13)$$

где P_t – излученная мощность, G – усиление антенны, λ – длина волны локатора во льду, σ_s – поперечное сечение включений воды во льду, r – их глубина, α – коэффициент ослабления сигналов вследствие поглощения и рассеяния радиоволн во льду.

Поперечное сечение σ_s в (2.13) можно представить как

$$\sigma_s = m_{sc}\sigma_1 V, \quad (2.14)$$

где σ_1 – поперечное сечение одного рассеивателя (включения воды), m_{sc} – количество рассеивателей в единице объема V. Если в единице объема размер включений изменяется в диапазоне от D до dD, их число в этом диапазоне равно n, а их среднее поперечное сечение равно $<\sigma_s>$, то поперечное сечение всех рассеивателей составит

$$\sigma_s = \int_0^\infty n\,(D, r)\,\sigma_1(D)\,V dD = m_{sc} <\sigma_s> V. \quad (2.15)$$

Теперь можно сравнить рассеянную мощность в двух разных частях ледника с глубин r' и r'':

$$P_r'/P_r'' = \{r''^4 m_{sc}' <\sigma_s'> V'' \exp[-4\alpha(r' - r'')]\}/[r'^4 m_{sc}'' <\sigma_s''> V'']. \quad (2.16)$$

Объем V можно выразить через усиление антенн G и длину зондирующего импульса L во льду, связанные соотношением (Bamber, 1988)

$$V = 2\pi r^2 L/G, \quad (2.17)$$

где L – длина импульса во льду. Подставляя уравнение (2.17) в уравнение (2.16), получаем

$$m_{sc}' = \{m_{sc}'' P_r' r'^2 <\sigma_s''> \exp[4\alpha(r' - r'')]\}/[P_r'' r''^2 <\sigma_s'>]. \quad (2.18)$$

Если предположить, что изменение содержания воды в леднике есть результат изменения количества, а не размеров водных включений, то получим $<\sigma_s'> = <\sigma_s''>$, и уравнение (2.18) можно представить в виде

$$m_{sc}' = \{m_{sc}'' P_r' r'^2 \exp[4\alpha(r' - r'')]\}/[P_r'' r''^2]. \quad (2.19)$$

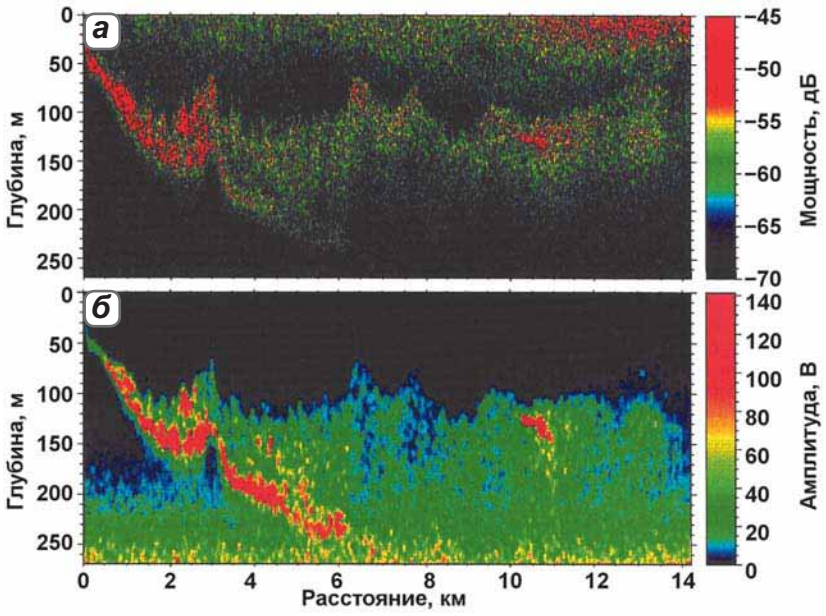
Таким образом, если известно число включений m_{sc}'' или оно принято равным 100%, а также известны потери α в теплом льду, то можно оценить относительное

содержание воды ΔW в разных частях ледника. Такой подход был использован для оценки ΔW в политермических ледниках Уверс на Шпицбергене (Hamran et al., 1996) и Стур в Швеции (Pettersson et al., 2004) по данным наземного радиозондирования на частотах 320–370 МГц. На леднике Уверс оценивались изменения содержания воды ΔW в теплом льду вдоль профиля измерений относительно опорной точки, где абсолютное содержание воды известно из данных независимых измерений или соответствует некоторому выбранному уровню (рис. 2.32). На первых 6 км профиля видны отражения от ложа, далее по леднику − только рассеяние от внутриледниковых включений воды, мощность которого вблизи границы холодного и теплого льда изменяется более чем на 35 дБ.

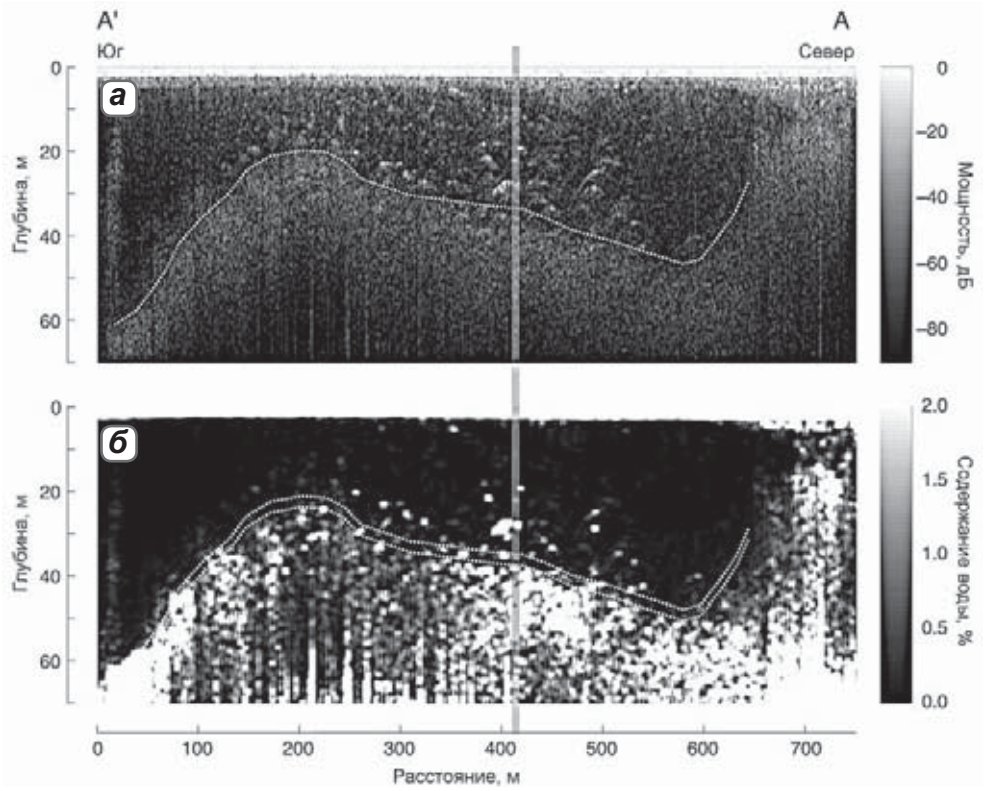
С использованием уравнения (2.16) вычисленное относительное содержание воды ΔW показано на рис. 2.32, *б*. Для оценки ΔW опорная точка выбрана на расстоянии 2,3 км от начала профиля, где на глубине 110 м видно сильное рассеяние. Относительно этой опорной точки ΔW изменяется на 10–50%, ступенчато увеличиваясь от границы раздела холодного и теплого льда к ложу ледника, где оно остается почти постоянным. Яркие красные точки могут быть крупными ледниковыми колодцами или другими крупными элементами внутриледниковой гидрологической системы.

На леднике Стур в качестве опорных точек использовались величины абсолютного содержания воды W_r на границе холодного и теплого льда, оцененные по измерениям температуры льда в скважинах (Pattersson, Jansson, 2004). Для оценки W по данным радиозондирования на нескольких профилях использовано уравнение

$$W = W_r P R_r^2 \exp\,[4\alpha(R_r - R)]/[P_r R^2], \qquad (2.20)$$



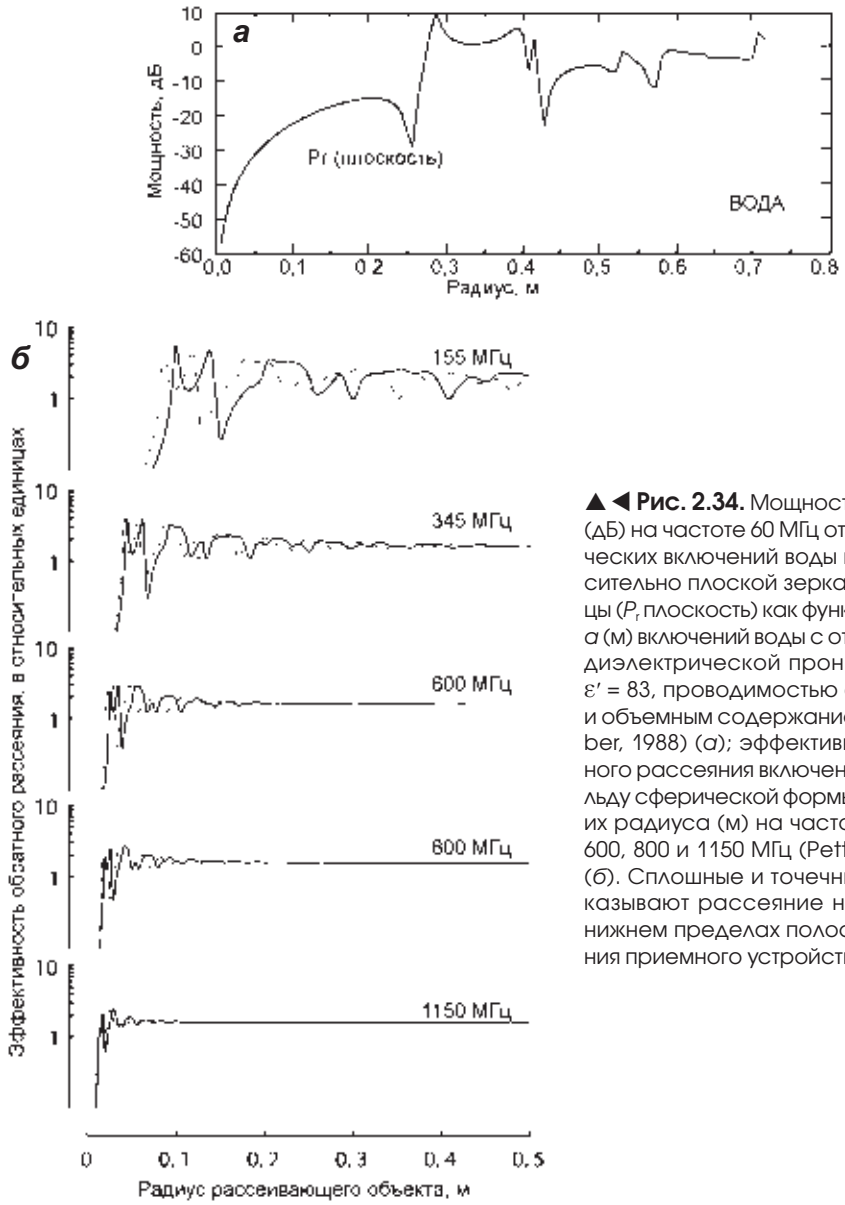
▲ **Рис. 2.32.** Мощность рассеяния *P*, дБ вдоль центральной линии ледника Уверс как функция глубины, м (*а*); изменение относительного содержания воды в толще ледника (*б*) (Hamran et al., 1996)



▲ **Рис. 2.33.** Мощность отражений (дБ) от границы холодного и теплого льда (CTS) вдоль профиля радиозондирования на леднике Стур, проходящего через место измерений температуры льда в скважине CTS2 (показано вертикальной линией) (*а*); содержание воды (%) у границы холодного и теплого льда (CTS), оцененное по формуле (2.20) с использованием в качестве опорной точки данных по скважине CTS2 (*б*) (Pettersson et al., 2004)

где P – отраженная мощность, R – дальность отражения, P_r, R_r и W_r – мощность отражения, дальность отражения и содержание воды в опорной точке (W_r принимается равной 1, если определяется относительное содержание воды), α – коэффициент поглощения в среде (непер/м). Для одного из профилей результаты измерений приведены на рис. 2.33.

Из уравнения (2.16) следует, что оценки ΔW должны быть очень чувствительны к величине выбранного коэффициента поглощения и рассеяния α радиоволн во льду, а также к длине волны и к размерам и концентрации включений воды в теплом льду. На это указывают и теоретические оценки (Bamber, 1988; Pettersson, 2005), основанные на теории рассеяния Лоренца–Ми на сферических включениях, размер которых соизмерим с длиной волны локатора во льду (Stratton, 1941; van de Hulst, 1957). Согласно этим оценкам, мощность обратного рассеяния из слоя льда с включениями воды зависит от радиуса a этих включений и длины волны λ во льду (рис. 2.34). На частоте 60 МГц (λ ~ 2,8 м) мощность рассеяния при объемном содержании воды 1% максимальна при a = 0,3–0,4 м (см. рис 2.30, *а*), на частоте 155 МГц – при a ~ 0,1 м, на частоте 600 МГц – при a ~ 0,05 м (см. рис. 2.30, *б*). Это значит, что при измерениях на более низкой частоте, например 20 МГц, вероятность получить отражения от ВОГ меньше, если включения воды в теплом льду имеют малые размеры.



▲◀ **Рис. 2.34.** Мощность отражений (дБ) на частоте 60 МГц от слоя сферических включений воды во льду относительно плоской зеркальной границы (P_r плоскость) как функция радиуса *a* (м) включений воды с относительной диэлектрической проницаемостью $\varepsilon' = 83$, проводимостью $\sigma = 90$ мкС/м и объемным содержанием 0,01 (Bamber, 1988) (*а*); эффективность обратного рассеяния включениями воды во льду сферической формы как функция их радиуса (м) на частотах 155, 345, 600, 800 и 1150 МГц (Pettersson, 2005) (*б*). Сплошные и точечные линии показывают рассеяние на верхнем и нижнем пределах полосы пропускания приемного устройства

2.5.2. Оценка по коэффициенту отражения от ВОГ

Коэффициент отражения R по мощности от плоской границы, которая разделяет вышележащий слой холодного льда и нижележащий слой водосодержащего теплого льда, определяется соотношением (Богородский и др., 1983)

$$R = 20\lg\left[(\sqrt{\varepsilon_s} - \sqrt{\varepsilon_d})/(\sqrt{\varepsilon_s} + \sqrt{\varepsilon_d})\right], \qquad (2.21)$$

где ε_s и ε_d – комплексная диэлектрическая проницаемость теплого и холодного льда. Их величины определяются относительной диэлектрической проницаемостью ε',

фактором потерь ε″, тангенсом угла диэлектрических потерь tgδ или удельной проводимостью σ льда:

$$\varepsilon = (\varepsilon' - j\varepsilon'') = (1 - j\ \mathrm{tg}\delta), \qquad (2.22)$$

$$\mathrm{tg}\delta = \sigma/2\pi f\,\varepsilon_o\varepsilon' = 1{,}8\cdot 10^{10}\sigma/f\varepsilon', \qquad (2.23)$$

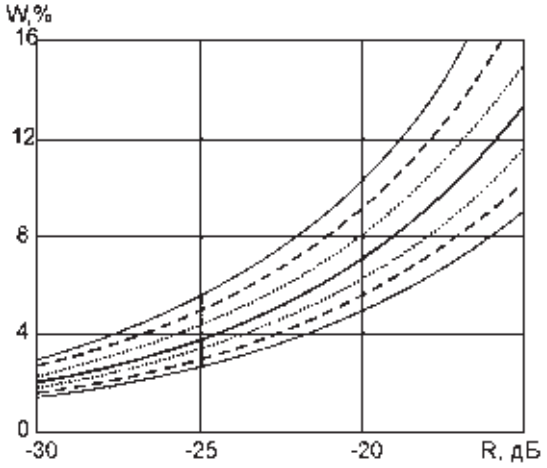
где $\varepsilon_o = 10^{-9}/36\pi$ Ф/м – диэлектрическая проницаемость вакуума, $j = \sqrt{-1}$.

Из уравнения (2.21) по величине коэффициента отражения *R* можно оценить диэлектрическую проницаемость ε'_s верхней части слоя теплого льда (Мачерет и др., 1992):

$$\varepsilon'_s = [(1 + 10^{0{,}05R})/(1 - 10^{0{,}05R})]^2, \qquad (2.24)$$

а по величине ε'_s с использованием, например, формулы (2.24) – содержание воды W_{au} в верхней части этого слоя.

Зависимость коэффициента отражения *R* от содержания воды W_{au} в теплом льду приведена на рис. 2.35 и может быть также использована для оценки *W* в зависимости от ошибок измерений *R* (Macheret, Glazovsky, 2000). Ошибки определения W_{au} равны ±0,15–1,66%, если ошибка определения коэффициента отражения *R* равна ±1 дБ, и возрастают до ±0,32–3,64%, если эта ошибка равна ±3 дБ.



▶ **Рис. 2.35.** Зависимость коэффициента отражения *R* от границы раздела холодного и теплого льда (ВОГ) от содержания воды *W* в верхнем слое теплого льда в политермических ледниках. Тонкие линии показывают диапазон ошибки оценок *W* из-за ошибок измерения *R* ± 1 дБ (точечная линия), ±2 дБ (прерывистая линия) и ±3 дБ (тонкая сплошная линия) (Macheret, Glazovsky, 2000)

Из рис. 2.35 следует, что неопределенность в оценке W_{au} сильно возрастает в диапазоне больших значений *R*. С другой стороны, чувствительность ошибок определения *W* по *R* от плотности холодного льда, которая используется в уравнениях (2.21) и (2.22), не превышает 0,4% в диапазоне плотностей ρ_d от 900 до 917 кг/м^3, тогда как ошибки определения *R* близки к ±2–3 дБ и зависят главным образом от оценки удельного поглощения и рассеяния в холодном льду и точности калибровки энергетического потенциала локатора (Bamber, 1989).

Для определения коэффициента отражения *R* по мощности может быть использовано уравнение радиолокации. В логарифмической форме оно имеет вид (Bamber, 1989)

$$10\lg P_r/P_t = 20\lg\{G\lambda_o/[8\pi(H + z/(\varepsilon')^{1/2})]\} + 10\lg R - 2Az - 10\lg L, \qquad (2.25)$$

где λ_o – длина волны локатора в воздухе, *G* – коэффициент усиления антенн, *H* – высота полета, *z* – толщина льда, ε′ – диэлектрическая проницаемость льда, *A* – сред-

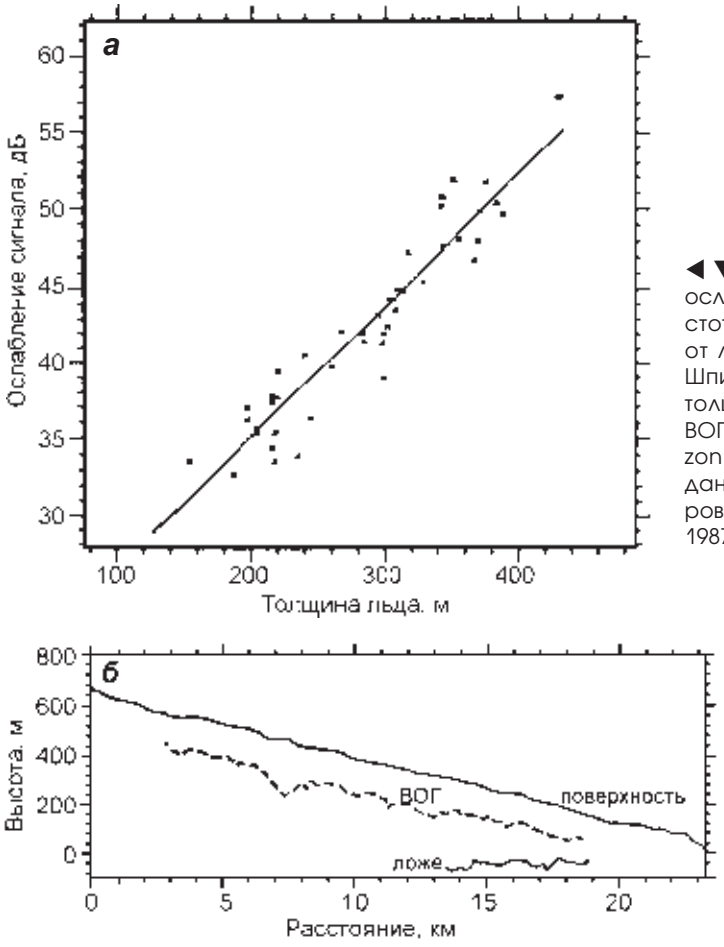
нее поглощение во льду, дБ/м, P_r и P_t – мощность принятого и излученного сигнала в дБ, L – потери в кабелях.

Для определения R из уравнения (2.25) необходимо знать параметры локатора P_t, G, L, т.е. его энергетический потенциал. Потенциал локатора можно определить, измеряя амплитуды отраженных сигналов при полетах на разных высотах над гладкой водной поверхностью (с известным коэффициентом отражения). При этом амплитуды принимаемого сигнала с помощью калиброванного аттенюатора ступенчато уменьшают до уровня шумов регистрирующего устройства (Даудесвелл и др., 1998). В результате таких измерений строится калибровочный график, позволяющий измеренные амплитуды отраженных сигналов выразить в децибеллах относительно чувствительности приемно-регистрирующего устройства.

Кроме того, для определения R необходимо также знать поглощение радиоволн в толще ледника. Теоретически удельное поглощение во льду A (дБ/м) определяется соотношением

$$A = 8{,}686\ 2\pi f \sqrt{\varepsilon'}\ \mathrm{tg}\delta/c, \qquad (2.26)$$

где c – скорость радиоволн в вакууме. Оно зависит главным образом от температуры льда и его проводимости и изменяется с частотой.



◄ ▼ **Рис. 2.36.** Суммарное ослабление сигнала на частоте 60 МГц, отраженного от ложа ледника Буре на Шпицбергене как функция толщины льда (*а*); глубина ВОГ (internal reflection horizon – IRH) и ложа (bed) по данным аэрорадиозондирования 1980 г. (*б*) (Bamber, 1987)

Если распределение температуры и свойств льда по глубине ледника заранее неизвестно, то оценить поглощение A во всей толще ледника можно эмпирическим путем (Bamber, 1987), построив график зависимости ослабления отраженных от ложа сигналов от толщины ледника (рис. 2.36). Среднее поглощение радиоволн A на частоте 60 МГц, оцененное этим способом, на политермическом леднике Буре на Шпицбергене составило 4,2 дБ/100 м. Однако такой прием не позволяет раздельно оценить среднее поглощение A в холодном и теплом льду – для этого нужно получить аналогичный график для отражений от границы раздела холодного и теплого льда (ВОГ).

Для большинства политермических ледников Шпицбергена это было затруднено тем, что при аэрорадиозондировании на частотах 440, 620 и 60 МГц отражения от ВОГ, как и на леднике Буре (см. рис. 2.36, *б*), наблюдались почти на постоянных глубинах (Bamber, 1987; Мачерет, Журавлев, 1985; Мачерет и др., 1992). Однако на выводном леднике Лейг на севере ледникового купола Аустфонна на Северо-Восточной Земле при аэрозондировании на частоте 620 МГц наряду с отражениями от ложа (В) были зарегистрированы придонные отражения (R*), которые наблюдались в большом диапазоне глубин и на значительном протяжении профиля зондирования (Мачерет, Василенко, 1988) (рис. 2.37).

Это позволило определить коэффициенты отражения R_B и R_{R^*} от границ В и R*, используя корреляционные зависимости амплитуды U отраженных сигналов от их глубины h (см. рис. 2.37, *г*, *д*) в виде линейного уравнения

$$y = a + bx, \tag{2.27}$$

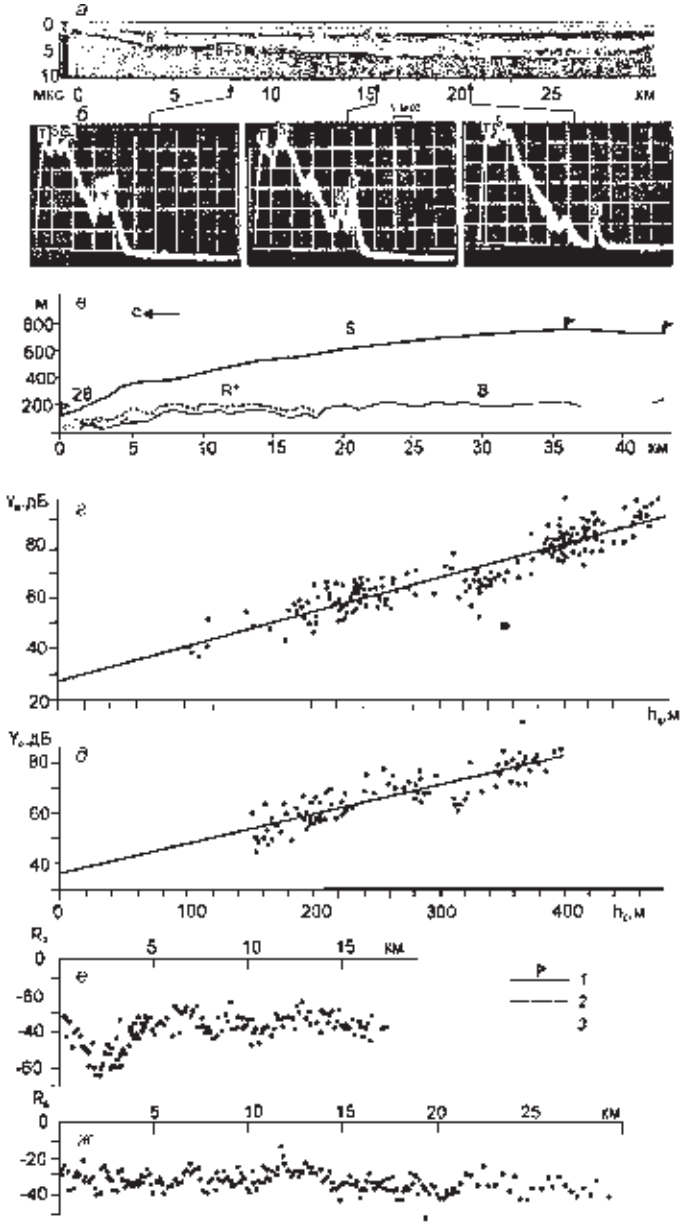
где $y = p - [N_G + N_T + N_P + \Delta N_\Sigma + U]$, $a = R$, $x = h$, $b = A(t) + SC$. Здесь p − энергетический потенциал локатора, N_T − потери, при двукратном прохождении верхней границы ледника, N_P – поляризационные потери, ΔN_Σ − дополнительное суммарное ослабление отраженных сигналов за счет шероховатости отражающих границ и других факторов;

$$N_G = 20\lg [8\pi(H + h/\sqrt{\varepsilon'})]/G\lambda_o, \tag{2.28}$$

где N_G – «геометрические» потери за счет расхождения фронта волны (с учетом фактора фокусировки), H − высота полета, ε' – диэлектрическая проницаемость льда, G_a – коэффициент усиления антенн, λ_o – длина волны локатора в воздухе.

Коэффициент $b = A(t) + SC$ в уравнении (2.27) учитывает зависимость удельного поглощения $A(t)$ от температуры льда t, а величина SC – потери на рассеяние на внутриледниковых неоднородностях, которые растут с частотой зондирования. Коэффициенты a и b в уравнении (2.27) определяются методом наименьших квадратов и характеризуют средние по профилю коэффициенты отражения по мощности от ложа R_B и придонной отражающей границы R_{R^*} и удельное поглощение и рассеяние $\Gamma = (A + SC)$ в толще ледника (см. рис. 2.37, *е*, *ж*).

С учетом этих допущений на леднике Лейг получены следующие средние значения: $R_{R^*} = -35{,}6$ дБ, $\Gamma_{R^*} = 0{,}0578$ дБ/м, $R_B = -30{,}6$ дБ, $\Gamma_B = 0{,}06$ дБ/м. Ошибка определения R_B и R_{R^*} на участках 4,6–17,4 км и 0–17,4 км из-за неучета дополнительных потерь ΔN_Σ вследствие возможного таяния на поверхности и других факторов, включая трещиноватость поверхности, по-видимому, не превышает ±5 дБ. Если из величины Γ исключить удельные потери на рассеяние SC, то по величине удельного поглощения A можно оценить среднюю температуру $t_{ср}$ ледниковой толщи, используя эмпирические зависимости A от температуры t.



▲ **Рис. 2.37.** Оценка радиофизических параметров отражающих границ и ледниковой толщи по данным измерений амплитуды отраженных сигналов от ложа и придонной отражающей границы на профиле с большими изменениями глубины этих границ. Записи отраженных сигналов в режиме непрерывной Z-индикации (*а*) и дискретной А-индикации (*б*), полученных при аэрорадиозондировании выводного ледника Лейг на Северо-Восточной Земле на частоте 620 МГц и разрез ледника по этим данным (*в*); *г*, *д* – графики $Y_B = f(h)$ и $Y_R = f(h)$ для определения коэффициентов отражения ложа R_B и придонного слоя R_{R^*}; *е*, *ж* – изменение вдоль профиля зондирования коэффициентов отражения R_{R^*} и R_B от придонной границы и ложа. Буквами обозначены: *T* – зондирующие импульсы, S_1 и S_2 – одно- и двукратные отражения от поверхности, *R** – отражения от придонного слоя, *B* – отражения от ложа, *B+S* – переотражения от поверхности и ложа (Мачерет, Василенко, 1988; Мачерет и др., 1992)

Оценка удельных потерь на рассеяние *SC* была выполнена на леднике Фритьоф. По данным наземного радиозондирования на частоте 620 МГц в районе скважины с известным распределением *t* по глубине оценены величины *Γ* и *A* и с учетом зависимости *A* от *t* (Мачерет и др., 1992) оценена величина *SC* = 0,0061–0,0218 дБ/м. В свою очередь, используя эту величину, по данным радиозондирования на выводном леднике Лейг определена средняя температура льда до глубины h_{R^*} (−0,7… −5,2 °C) и по всей толще льда до ложа (−0,3…−4,5 °C), что не противоречит данным термозондирования глубокой скважины в центре купола (Загороднов и др., 1990).

Для оценки параметров и природы придонного отражающего слоя была рассмотрена (Мачерет и др., 1992) электрофизическая модель, которая предполагает, что диэлектрические потери во льду малы и придонные отражения *R** обусловлены скачкообразным изменением диэлектрической проницаемости ε'_2 в придонном слое с толщиной много больше длины волны во льду (~0,27 м на частоте 620 МГц). При этих условиях ε'_2 можно оценить по формуле (2.21), полагая, что $\varepsilon'_2 > \varepsilon'_1$, где ε'_1 – диэлектрическая проницаемость вышележащего льда. При этом, согласно (Богородский и др., 1983), полученные оценки должны относиться не ко всему придонному слою, а лишь к его верхней части толщиной δh, для которой $\delta h/\lambda < 1$.

На леднике Лейг при $R_{R^*} = -35{,}6 \pm 5$ дБ и $\varepsilon'_1 = 3{,}13$ для плотности льда 904 кг/м^3, определенной по ледяному керну из скважины на вершине купола (Загороднов и др., 1990), оценка по формуле (2.21) дает для придонного слоя значения $\varepsilon'_2 = 3{,}25…3{,}52$, а содержание воды в нем по формуле Луэнга (2.30) составляет 0,63–1,98%.

2.5.3. Оценка по скорости распространения радиоволн

В диапазоне радиозондирования (1–1000 МГц) диэлектрическая проницаемость ε'_d холодного льда слабо связана с частотой зондирования *f*, содержанием кислотных примесей и температурой *t* льда и в основном зависит от его плотности ρ_d, а диэлектрическая проницаемость ε'_s теплого льда в основном зависит от содержания в нем воды (Мачерет, 2006; Dowdeswell, Evans, 2004).

Температурная зависимость диэлектрической проницаемости ε'_d холодного льда имеет вид (Mätzler, Wegmüller, 1987)

$$\varepsilon' = 3{,}1884 + 0{,}00091\, t, \tag{2.29}$$

для теплого плотного льда при $t = 0$ °C $\varepsilon' = 3{,}19 \pm 0{,}04$ (Фролов, Мачерет, 1998; Frolov, Macheret, 1999).

Зависимость ε'_d от плотности ρ_d холодного льда достаточно хорошо описывается формулой Луэнга (Looyenga, 1965) для двухкомпонентной (лед–воздух) диэлектрической смеси:

$$\varepsilon'_d = [\nu_i(\varepsilon'^{1/3}_i - 1) + 1]^3, \tag{2.30}$$

где $\nu_i = \rho_d/\rho_i$ – объемное содержание льда, $\varphi = 1 - \nu_i$ – пористость льда, ρ_i = 917 кг/м^3 – плотность плотного льда, а также формулой Г. Робина (Robin et al., 1969):

$$\sqrt{\varepsilon'_d} = (1 + 0{,}848\rho_d)^2. \tag{2.31}$$

Зависимость диэлектрической проницаемости ε'_s теплого льда от содержания *W* воды в нем также с достаточной точностью описывается формулой Луэнга

(Looyenga, 1965) для двухкомпонентной (лед–вода) смеси с включениями воды сферической формы:

$$\varepsilon'_s = [\varepsilon'^{1/3}_i + W(\varepsilon'^{1/3}_w - \varepsilon'^{1/3}_i)]^3, \quad (2.32)$$

где ε'_i и ε'_w – диэлектрическая проницаемость льда и воды ($\varepsilon'_w = 86$).

Для трехкомпонентной смеси льда с включениями воды и воздуха, согласно (Фролов, Мачерет, 1998; Macheret, Glazovsky, 2000),

$$\varepsilon'_s = [\varepsilon'^{1/3}_i (1 - P) + W\varepsilon'^{1/3}_w + P - W]^3, \quad (2.33)$$

где P – общая доля содержания воды и воздуха, или «общая» пористость теплого льда.

Для оценки процентного содержания воды W в теплом льду используют также формулу Парена (Paren, 1973)

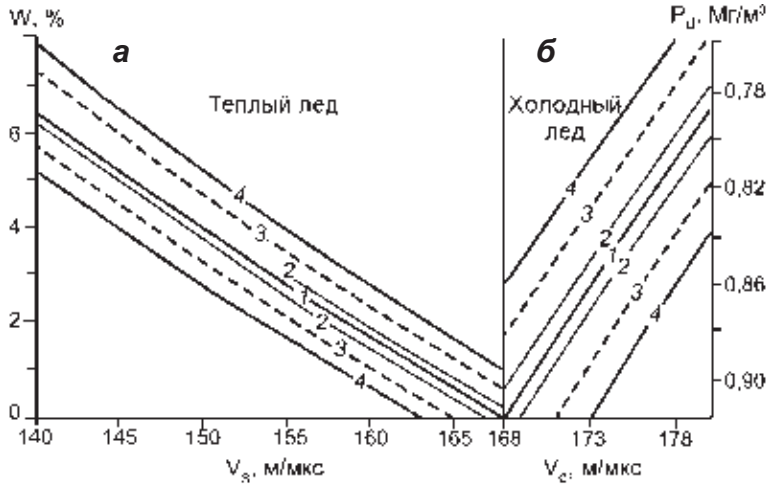
$$W = 300(\varepsilon'_s - \varepsilon'_d)/\varepsilon'_w, \quad (2.34)$$

а для оценки объемного содержания воды θ_w в трехфазной среде, состоящей из льда, воздуха и воды − формулу CRIM (Complex Refractive Index Method) (Greaves et al., 1996; Barret et al., 2007)

$$\theta_w = [\sqrt{\varepsilon'} - \sqrt{\varepsilon'_i} - \varphi(\sqrt{\varepsilon'_a} - \sqrt{\varepsilon'_i})]/(\sqrt{\varepsilon'_w} - \sqrt{\varepsilon'_a}), \quad (2.35)$$

где $\sqrt{\varepsilon'} = c/V$, V – измеренная скорость радиоволн в среде, c – скорость радиоволн в воздухе, ε'_i, ε'_a и ε'_w – диэлектрическая проницаемость плотного льда, воздуха и воды, φ – пористость. Для случая двухфазной среды ($\varphi = \theta_W$) уравнение (2.35) при $\varepsilon'_i = 3{,}2$, $\varepsilon'_a = 1$, $\varepsilon'_w = 86$ дает оценки содержания воды, сравнимые с оценками по уравнениям Луэнги (2.32) и Парена (2.34).

Для двуслойной модели ледника с толщиной слоев по 50 м каждый и скоростями распространения радиоволн 0,168 и 0,150 м/нс оценка по формуле Луэнга дает



▲ **Рис. 2.38.** Зависимость скорости распространения радиоволн V_s и V_d в теплом (*а*) и холодном (*б*) льду от объемного содержания воды W в теплом льду (*а*) и от плотности ρ_d холодного льда (*б*). Линии *2–4* показывают диапазон ошибок оценки W и ρ_d из-за ошибок измерения скоростей V_s и V_d, равных 1 м/мкс (*2*), ±2 м/мкс, ±3 м/мкс (*3*) и ±5 м/мкс (Macheret, Glazovsky, 2000)

большее содержание воды (3,9%), чем по формулам Парена и CRIM (2,8%) (Barrett et al., 2007).

Расчеты по формуле Луэнга (2.32) показывают, что при уменьшении средней плотности холодного льда ρ_d от 900 до 780 кг/м^3 скорость радиоволн V_d в сухом фирне и льду возрастает от 168 до 179 м/мкс, а скорость V_s во влажном фирне и льду при увеличении содержания воды (влажности) W от 0 до 6% уменьшается от 168 до 140 м/мкс (рис. 2.38).

Зависимость комплексной диэлектрической проницаемости ε_d и ε_s сухого и влажного снега и фактора потерь ε_s'' влажного снега от плотности ρ_d и объемного содержания воды W описывается эмпирическими уравнениями (Tiuri et al., 1984; Sihvola et al., 1986):

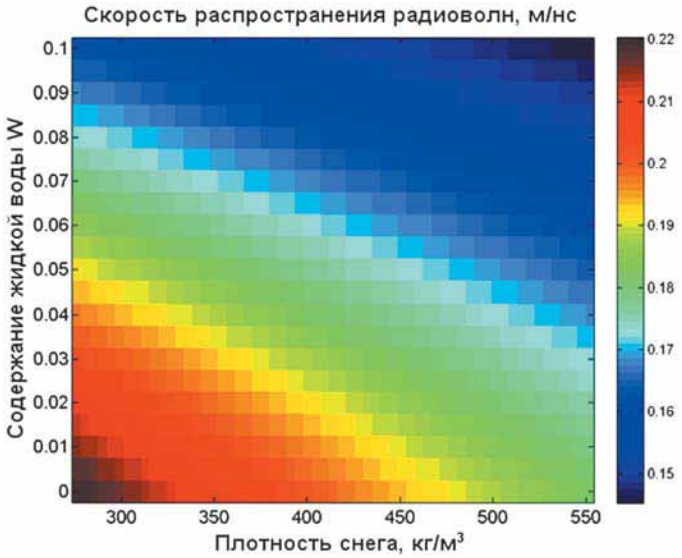
$$\varepsilon_d = (1 + 1{,}7\rho_d + 0{,}7\rho_d^2), \qquad (2.36a)$$

$$\varepsilon_s = (0{,}1W + 0{,}80W^2)\varepsilon_w + \varepsilon_d, \qquad (2.36б)$$

$$\varepsilon_s'' = (0{,}10W + 0{,}80W^2)\varepsilon''_w, \qquad (2.36в)$$

где ε''_w – фактор потерь воды. Зависимость скорости распространения радиоволн в сухом и влажном снеге от плотности и объемного содержания воды, вычисленная по формулам (2.36), приведена на рис. 2.39.

Было также показано (Taylor, 1965; Giordano, 2005), что скорость радиоволн зависит не только от содержания воды в теплом льду, но также от формы и преимущественной ориентации водных включений. Бóльшие скорости имеют место, когда включения вытянуты перпендикулярно направлению электромагнитного поля, а меньшие скорости – когда они расположены параллельно направлению поля. Это относится также и к скорости сейсмических волн в анизотропных средах (Taylor, 1965; Bakulin et al., 2000).



▲ **Рис. 2.39.** Зависимость скорости распространения радиоволн, м/нс (правая шкала) от плотности снега, кг/м^3 (нижняя шкала) и объемного содержания воды W (левая шкала) (Bradford et al., 2009)

Для сред с включениями эллипсоидальной формы, которые вытянуты в одном направлении перпендикулярно или параллельно оси симметрии включений, диэлектрическая проницаемость ε описывается соотношениями (Giordano, 2005)

$$\varepsilon_{\parallel} = [(1 - S)\varepsilon_1\varepsilon_2 + (S + 2)(\varepsilon_1\varepsilon_2 + \xi\varepsilon_2^2 - \xi\varepsilon_1\varepsilon_2)]/[(1 - S)(\varepsilon_2(1 - \xi) + (2 + S)\varepsilon_2)] \quad (2.37)$$

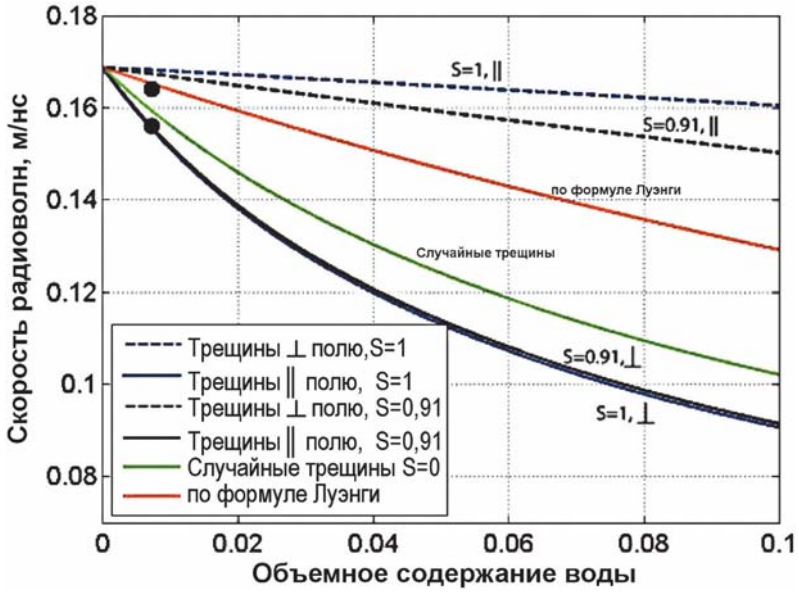
$$\varepsilon_{\perp} = [(1 + 2S)\varepsilon_1\varepsilon_2 + (2 - 2S)(\varepsilon_1\varepsilon_2 + \varepsilon_2^2 - \xi\varepsilon_1\varepsilon_2)]/[(1 + 2S)(\varepsilon_2(1 - \xi) + (2 + S)\varepsilon_2)], \quad (2.38)$$

где ε_1 и ε_2 – диэлектрическая проницаемость вмещающей среды (льда) и включений воды, ξ – объемная доля включений воды, S – фактор деполяризации, который характеризует, насколько упорядочена ориентация включений: если они вытянуты в одном направлении, то $S = 1$, если же распределены случайно, то $S = 0$. Если известна вероятность распределения трещин, то S можно определить, вычисляя интеграл

$$S = \int_0^{\pi} [(1{,}5\cos^2(\varphi) - ½)]\, f(\varphi)\, d\varphi, \quad (2.39)$$

где $f(\varphi)$ – плотность азимутальной вероятности трещин.

Оказывается, что скорости распространения радиоволн во льду очень чувствительны даже к малым количествам воды в трещинах, направление которых не упорядочено. При случайном распределении трещин азимутальной анизотропии скоростей не возникает, но с увеличением содержания воды скорости падают гораздо быстрее, чем это предсказывается формулой Луэнги (2.32) для изотропных смесей со случайным распределением сферических включений (рис. 2.40).



▲ **Рис. 2.40.** Скорости распространения радиоволн во льду с анизотропным и случайным распределением включений воды, рассчитанные по формулам (2.37)–(2.39) при разной преимущественной ориентации включений относительно направления электромагнитного поля и разных значениях фактора деполяризации *S*, а также по формуле Луэнги (2.32). Величина *S* = 0,91 вычислена на основе видеонаблюдений в скважинах на леднике Бенч (Bradford et al., 2013)

Таким образом, надо иметь в виду, что имеющиеся оценки содержания воды в ледниках сильно зависят от того, какая модель, описывающая водные включения, использовалась для расчетов. Несмотря на то что анизотропия и форма включений могут сильно влиять на скорость распространения радиоволн, недостаток натурных данных об их геометрии вынуждает использовать упрощенные решения. С учетом сказанного рассмотрим возможный диапазон скоростей радиоволн в разных ледниках.

На субполярных и теплых ледниках плотность и влажность снега и фирна меняются по глубине, причем характер изменений различен в областях абляции и аккумуляции, в разных зонах льдообразования, а также на разных высотах зон и в различные периоды времени, и наиболее изменчивым параметром является влажность. Можно ожидать, что на разных ледниках, различающихся по своему строению и режиму, а также в разных зонах одного и того же ледника средняя скорость радиоволн будет разной и ее изменения от места к месту могут носить случайный характер.

Чтобы оценить возможные пределы изменения скорости распространения радиоволн $V_л$ в ледниках разных типов, представим ледник в виде системы из N плоских слоев толщиной h_j, в каждом из которых средняя скорость равна V_j (j = 1, 2, …, N). Тогда средняя скорость радиоволн

$$V_л = \Sigma\, h_j/(h_j/V_j). \qquad (2.40)$$

Ледник в области аккумуляции представим состоящим из двух слоев (N = 2) – снежно-фирновой и ледяной толщ. Толщина $h = h_1 + h_2$ и мощность h_1 снежно-фирновой толщи субполярных и теплых ледников обычно не превышают соответственно 1000 и 30 м (в среднем h = 150–200 м на горных ледниках). Средняя плотность ρ и влажность W снежно-фирновой толщи лежат в пределах 600–800 кг/м^3 и 0–5%. Средняя плотность ледникового льда колеблется от 860 до 910 кг/м^3 и близка к 900 кг/м^3 (Шумский, 1955).

Возможные пределы изменения $V_л$ в областях абляции и аккумуляции «сухих» и «влажных» ледников толщиной более 50 м, оцененные по указанным выше формулам, приведены в табл. 2.1. Поскольку при h = 50 м максимальное значение h_1 = 30 м маловероятно, пределы изменения $V_л$, по-видимому, близки к указанным в табл. 2.1 при h >100 м. Отсюда следует, что наибольший диапазон изменения $V_л$ можно ожидать в области аккумуляции ледников и этот диапазон будет наиболее велик в фирновых областях «влажных» ледников. При этом значения $V_л$, оцененные для «влажных» ледников, должны заметно отличаться от значения 168 м/мкс, обычно используемого для вычисления толщины ледников.

Таблица 2.1

Возможный диапазон изменения средней скорости $V_л$ распространения радиоволн в областях абляции и аккумуляции субполярных и теплых ледников

Ледник	Пределы изменения $V_л$, м/мкс	
	область абляции	область аккумуляции (h_1 = 0 – 30 м, h >100 м)
«Сухой»	168,5–173,5	168,5–180,0
«Влажный»	137,5–162,5	116,2–162,5

Приведенные на рис. 2.38 зависимости скорости распространения радиоволн V_d и V_s в холодном и теплом льду могут быть использованы для оценки плотности ρ_d холодного льда и содержания W воды в теплом льду. Ошибки определения ρ_d и W составляют соответственно ±10 кг/м^3 и ±0,27%, если ошибки измерения скорости равны ±1 м/мкс. Ошибки возрастают в 2–3 раза, если ошибки измерения скорости возрастают до ±3–5 м/мкс. Фактические ошибки определения V_d и V_s по данным наклонного зондирования составляют соответственно ±2–6 м/мкс и ±3,5–8,5 м/мкс и зависят от многих факторов. Более подробно ошибки измерения скорости распространения радиоволн и содержания воды в ледниках рассмотрены в разделе 2.6.5.

2.5.4. Оценка по скорости распространения сейсмических волн

Для оценки содержания воды W в теплом льду могут быть использованы данные измерений скорости V_p распространения продольных сейсмических Р-волн (Benjumea et al., 2001, 2003; Navarro et al., 2005) и формула Ризниченко (1949):

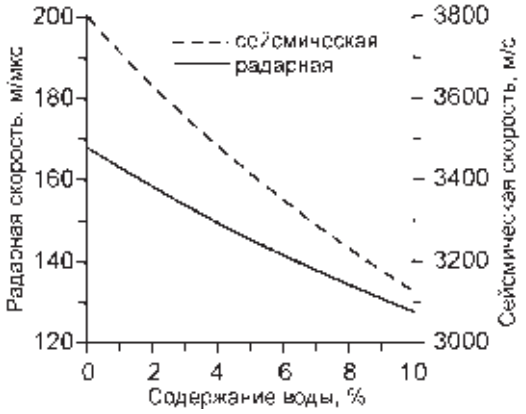
$$V_p = V_w[1 + (100 - W)/W]\{[1 + (100 - W)\rho_i/(W\rho_w)]\,[1 + (100 - W)\rho_w V_w^2/(W\rho_i V_i^2)]\}^{-1/2}, \quad (2.41)$$

где V_w и V_i – скорость распространения Р-волн в воде и во льду при температуре 0 °С. Зависимость V_p от W, построенная при V_w = 1500 м/с, V_i = 3800 м/с (Kohnen, 1974; Robin 1958), приведена на рис. 2.41.

Эта зависимость была применена для оценки содержания воды в теплом льду по данным сейсмических измерений скорости Р-волн на леднике Джонсонс на о. Ливингстон в Антарктиде (Benjumea et al., 2003; Navarro et al., 2005). Оказалось, что оценки содержания воды по сейсмическим и радиолокационным данным лучше всего согласуются между собой, если в формуле (2.41) использовать несколько иные значения: V_w = 1435 м/с, V_i = 3750 м/с, приведенные в работе (Hausmann et al., 2007). Эти значения использовались и в другой, более простой формуле для двухкомпонентной смеси:

$$1/V_p = (1–0{,}01W)/V_i + 0{,}01W/V_w, \quad (2.42)$$

которая служила для оценки содержания воды W по скорости V_p в леднике Фуркаде на о. Кинг-Джордж (Kim et al., 2010). Однако то различие в оценках содержания



◀ **Рис. 2.41.** Зависимость скорости распространения сейсмических Р-волн и радиоволн от содержания воды в теплом льду (Benjumea et al., 2003)

воды по сейсмическим и радиолокационным данным, которое обнаружили эти авторы, практически исчезает, если использовать формулу Резниченко (2.41) со скоростями V_w = 1435 м/с, V_i = 3750 м/с.

Скорость распространения Р-волн зависит также от преимущественной ориентации включений воды во льду. Для ее оценки может быть использована теория горизонтально-поперечной анизотропии (Bakulin et al., 2000). Скорость Р-волн в среде, где вертикальные дискообразные включения (трещины) находятся друг от друга ближе, чем длина сейсмической волны, описывается тремя параметрами: $\delta^{(v)}$, $e^{(v)}$ и $\gamma^{(v)}$. В этом случае скорость Р-волн с кинематической поправкой (v_{NMO}) представляет собой функцию азимута включений:

$$v_{NMO}^2(\beta) = v_0^2[1 + 2\,\delta^{(v)}]/[1 + 2\delta^{(v)} \sin^2\beta], \qquad (2.43)$$

где v_{NMO} – скорость в вертикальном направлении, β – азимут профиля ОГТ.

Р-волны распространяются быстрее всего в направлении, совпадающем с ориентацией включений, а медленнеее всего – по нормали к ним. Достаточно трех измерений скорости вдоль азимутов, расположенных под углом 45°, чтобы найти параметры эллипса, которые удовлетворяют уравнению (2.43), и оценить скорости v_0 и v_{90}:

$$\delta^{(v)} = (v_{90}^2 - v_0^2)/2v_0^2. \qquad (2.44)$$

Параметр $\delta^{(v)}$ не полностью определяет систему, но он связан с плотностью трещин (e) соотношением

$$e = -3\delta^{(v)}(3 - 2g)/32g, \qquad (2.45)$$

где плотность включений определяется их числом на единицу объема, а $g = (V_S/V_P)^2$. Объемная доля трещин задается как $\xi = eV_f$, где V_f – средний объем отдельной трещины. Таким образом, есть возможность оценить характерную длину трещин через $\delta^{(v)}$, объемную долю воды, ширину трещин и их возможную геометрию. Хотя, если трещины не вертикальны или есть не одна ось симметрии, требуются более сложные характеристики и другой их анализ (Mavko et al., 2009).

2.5.5. Оценка по данным электро- и сейсмозондирования

Для оценки содержания воды в подледниковых отложениях (и в теле каменных глетчеров) используют совместный анализ данных сейсмозондирования и электрозондирования на постоянном токе с использованием 4-компонентной модели. Модель предполагает, что обратная скорость Р-волн складывается из обратных скоростей в четырех средах (льду, воде, воздухе и породе) пропорционально их объемному содержанию. Кроме того, используется уравнение Арчи (Archie, 1942), описывающее взаимосвязь электрического сопротивления льда, пород, поровой воды, пористости и насыщения.

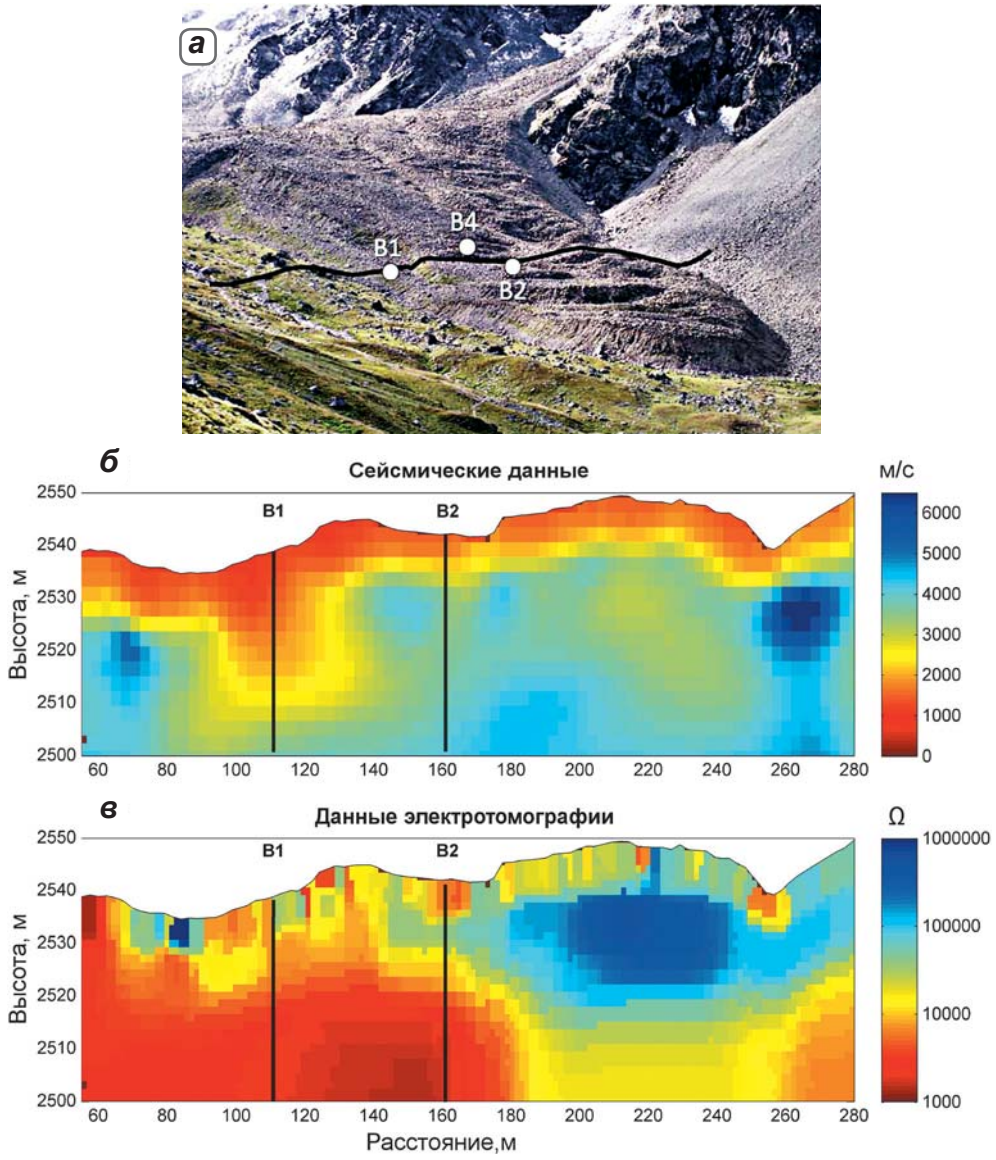
Примером таких исследований служат работы на каменных глетчерах Мюрагл и Мюртель в Швейцарских Альпах (Hauck et al., 2011). Положение профиля измерений и результаты исследований для одного из них показаны на рис. 2.42. Объемное содержание льда f_i, воздуха f_a и воды f_w оценивали по формулам для четырехкомпонентной среды (лед, воздух, вода, включения пород):

$$f_i = v_i v_a/(v_a - v_i)\{1/v - f_r/v_r - (1 - f_r)/v_a - [a\rho_w(1 - f_r)^n/\rho\,(1 - f_r)^m]^{1/n}(1/v_w - 1/v_a)\}, \quad (2.46a)$$

$$f_a = v_i v_a/(v_i - v_a)\{1/v - f_r/v_r - (1 - f_r)/v_i - [a\rho_w(1 - f_r)^n]/\rho(1 - f_r)^m]^{1/n}(1/v_w - 1/v_i)\}, \quad (2.46б)$$

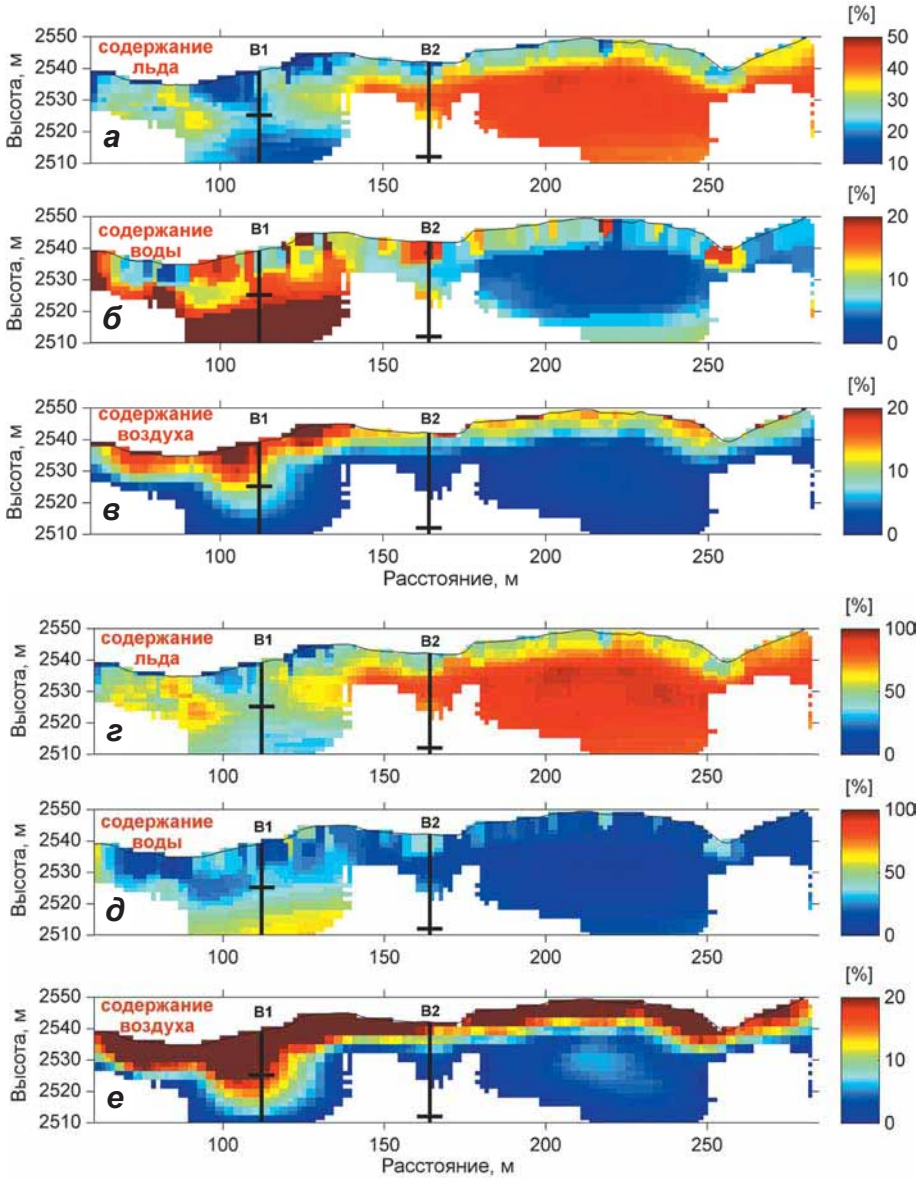
$$f_w = [a\rho_w(1 - f_r)^n/\rho(1 - f_r)^m]^{1/n}, \quad (2.46в)$$

где v_i, v_a, v_r и v_w – скорость сейсмических Р-волн во льду, воздухе, породах и воде, ρ и ρ_w – электрическое сопротивление среды и поровой воды, f_r – объемное содержание пород, m и n – эмпирические параметры (Archie, 1942).



▲ **Рис 2.42.** Профиль сейсмических и геоэлектрических измерений (черные линии) на каменном глетчере Мюрагл в Швейцарских Альпах (*а*). Белыми кружками показаны скважины, в которых измерялась температура льда и в керне определялось содержание пород во льду; скорость распространения Р-волн (м/с) по данным сейсмозондирования (*б*), электрическое сопротивление (Ом) по данным электрозондирования (*в*) (Hauck et al., 2011)

Оцененное по формулам (2.46) содержание льда, воды и воздуха для модели, где общий объем пор принят постоянным и равным 50% от общего объема каменного глетчера, показан на рис. 2.43. Опыт исследований показал удовлетворительное совпадение с данными бурения. Расчеты по методу четырех компонентов, выполненные как с фиксированной пористостью, так и с переменными ее значениями, дают сходные распределения в содержании водных и воздушных включений. Основное



▲ **Рис. 2.43.** Содержание льда, воды и воздуха в каменном глетчере Мюрагл, вычисленное по формулам (2.63)–(2.65): относительно его общего объема (*а*, *б*, *в*) и относительно общего объема пор (*г*, *д*, *е*). Скважины показаны вертикальными черными линиями, уровень воды в них – черными горизонтальными линиями (в областях, отмеченных белым цветом, решение обратной задачи дало неправдоподобные результаты) (Hauck et al., 2011)

ограничение метода заключается в настоящее время в том, что плохо различаются между собой ледяная и каменная составляющие.

2.6. Методы измерения скорости распространения радиоволн в ледниках

Чтобы определить скорости распространения радиоволн в ледниках, используют несколько методов (Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007): 1) сравнение данных радиозондирования и бурения, 2) радиолокационный каротаж скважин, 3) оценки по гиперболическим отражениям, 4) метод наклонного радиозондирования, который применяется в двух основных модификациях: при двухпозиционных измерениях с общей глубинной точкой (ОГТ) с разнесенными на разное расстояние передающей и приемной антеннами (Трепов, 1970; Jezek et al., 1978) и при мультиофсетных измерениях с непрерывно перемещаемыми передающими и приемными антеннами, разнесенными на разные фиксированные расстояния (Greaves et al., 1996; Bradford, Harper, 2005; Bradford et al., 2009). Методы (3) и (4) – дистанционные, не требующие бурения скважин, поэтому они рассмотрены более подробно.

2.6.1. Сравнение данных радиозондирования и бурения

Средняя скорость распространения радиоволн $V_л$ в леднике в приближении геометрической оптики определяется из простого соотношения:

$$V_л = 2h^*/t \cos \alpha = 2h^*/t_0, \quad (2.47)$$

где h^* – глубина скважины до ложа (по вертикали), α – угол наклона ложа, t – время запаздывания отраженного от ложа сигнала, измеренное у устья скважины, t_0 – наименьшее время запаздывания донного сигнала, измеренное в окрестности скважины. Для определения α и t_0 используются данные площадной съемки в окрестности скважины или как минимум данные измерений на двух взаимно перпендикулярных профилях, проходящих через устье скважины, но для упрощения измерений их делают просто вблизи скважин (Hart et al., 2011), полагая, что скважины вертикальные и ложе ледника имеет небольшой уклон вдоль профилей измерений.

2.6.2. Радиолокационный каротаж скважин

Радиолокационный каротаж скважин аналогичен вертикальному сейсмическому профилированию (ВСП) в сейсморазведке (Гурвич, 1975) и может применяться для изучения скоростного разреза ледников (Мачерет и др., 1984, 1985, 1992; Clarke, Bentley, 1994; Murray et al., 2000; King et al., 2008). Результаты измерений отображаются в виде зависимости приведенного времени

$$\tau' = \tau h/[h^2 + d^2]^{1/2} \quad (2.48)$$

и средней скорости распространения радиоволн в леднике

$$V_{ср} = h/\tau' = (h^2 + d^2)/\tau, \quad (2.49)$$

где τ – время прохождения сигналов от передающей антенны на поверхности ледника до приемной антенны (или искусственного отражателя – бурового снаряда в скважине), h – глубина их погружения по вертикали (с учетом возможного искривления скважины), d – расстояние передающей антенны от устья скважины.

Интервал глубин, соответствующий каждому прямолинейному отрезку на графике $\tau'(h)$, характеризуется примерно постоянным значением скорости и может рассматриваться как приблизительно однородный. Интервальная скорость в таком слое определяется как

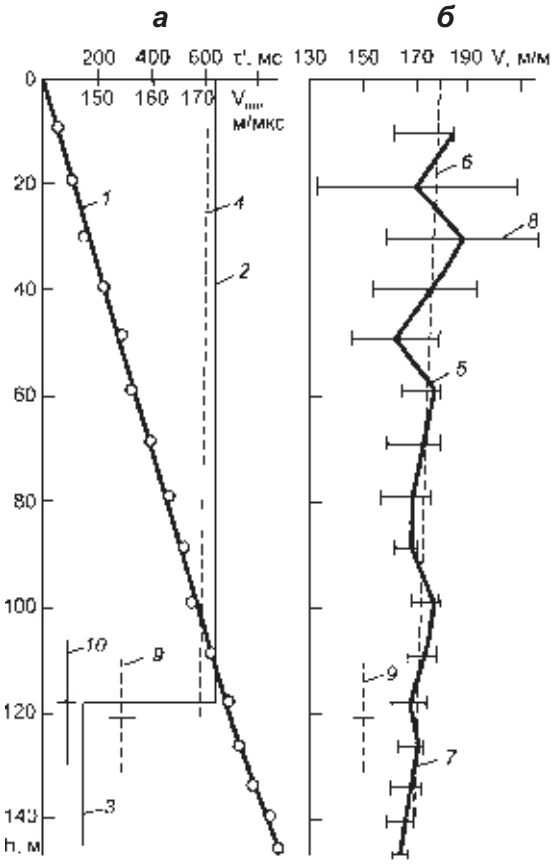
$$V_{\text{inti}} = \Delta h_i / \Delta \tau'_i, \tag{2.50}$$

где Δh_i – толщина i-го слоя, $\Delta \tau'_i$ – время пробега в этом слое. Если разрез ледника состоит из двух слоев с разными пластовыми скоростями V_{int1} и V_{int2}, то средняя скорость $V_{\text{ср2}}(h)$ в нижнем слое будет нелинейно меняться по мере увеличения толщины $h_2(z)$ нижнего слоя:

$$V_{\text{ср2}} = [h_1 + h_2(z)]/[h_1/V_{\text{int1}} + h_2(z)/V_{\text{int2}}], \tag{2.51}$$

где h_1 – толщина верхнего слоя.

Пример графика $\tau'(h)$ и соответствующих ему графиков интервальных скоростей V_{int} и изменения средней скорости $V_{\text{ср}}$ по глубине ледника, построенных по данным радиолокационного каротажа скважины на леднике Фритьоф (Шпицберген) на частоте 620 МГц, приведен на рис. 2.44. По данным каротажа, скорость V_{int2}

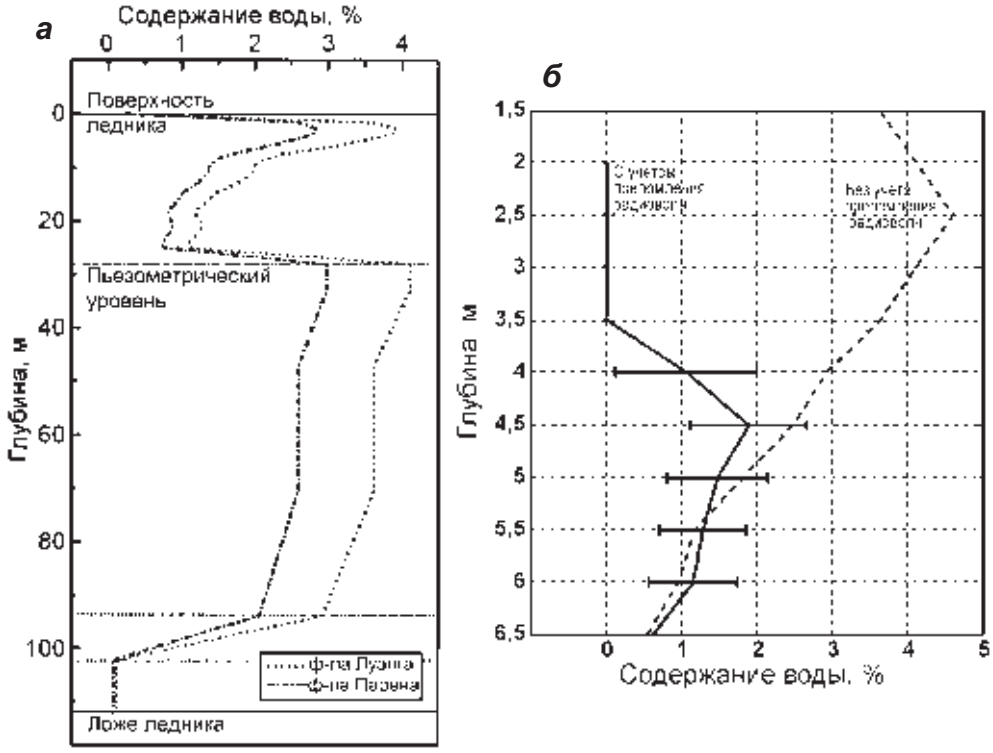


▶ **Рис. 2.44.** Измерение скорости распространения радиоволн методом радиолокационного каротажа скважины в политермическом леднике Фритьоф (Шпицберген). *а*) графики $\tau'(h)$ (1), $V_{\text{пл1}}$ и $V_{\text{пл2}}$ (*2, 3*), V_h (*4*) рассчитаны по данным о плотности и формуле Луэнга; *б*) график изменения средней скорости распространения радиоволн $V_{\text{ср}}$ по глубине ледника: *5* – по данным измерений, *6, 7* – аппроксимация графика 5 двумя отрезками прямых, *8* – результаты осреднения по двум сериям измерений, *9, 10* – соответственно глубины и погрешности определения внутренней отражающей границы и перегиба графика $\tau'(h)$ (Kotlyakov, Macheret, 2007)

в верхнем слое теплого льда на глубине 117–145 м составляет 147,7 м/мкс, а оцененное содержание воды в нем 4,125% (Kotlyakov, Macheret, 2007).

Похожие графики были получены при вертикальном каротаже скважин на леднике Цанфлерон в Швейцарии (Murray et al., 2000) и на теплом леднике Фальйокюдль в Исландии (Murray et al., 2000) (рис. 2.45). В последнем случае отмечена необходимость учета преломления радиоволн в самой верхней части толщи ледника (Gusmeroli et al., 2008). Как и в политермическом леднике Фритьоф, в теплом леднике Фальйокюдль найдено большое содержание воды (3−4%) в теплом льду (ниже пьезометрической поверхности).

На леднике Цанфлерон для измерения скорости распространения радиоволн выполнен также горизонтальный каротаж, когда приемник и передатчик располагались на одной и той же глубине в соседних скважинах, пробуренных на расстоянии 25 м друг от друга. На о. Девон в Канадской Арктике применялась другая, более точная модификация метода вертикального радиолокационного каротажа − радиоинтерференционный каротаж скважины (Robin, 1975). При этом передающей антенной на поверхности ледника излучались радиоволны фиксированной частоты и смешивались с сигналами от приемной антенны при ее погружении в скважину, что позволяло определить длину волны и скорость распространения радиоволн во льду как функцию глубины с высокой точностью.



▲ **Рис. 2.45.** Содержание воды в теплом леднике Фальйокюдль в Исландии по данным вертикального радиолокационного каротажа: *а*) профили содержания воды по всей толщине ледника, рассчитанные по формулам Луэнга и Парена; *б*) профили содержания воды в самой верхней толще ледника с поправкой на преломление радиоволн (сплошная линия) и без нее (прерывистая линия) (Murray et al., 2000; Gusmeroli et al., 2008)

2.6.3. Оценка по гиперболическим отражениям

Помимо отражений от ложа и внутренних границ, при аэро- и наземном радиозондировании ледников на разных частотах часто регистрируются гиперболические отражения от внутриледниковых и подледниковых отражателей. Такими отражателями могут быть включения воды, погребенные, придонные и донные трещины.

Наибольший интерес представляют отражения симметричной формы, так как по их форме методом годографов (Мачерет, 2000) или по характерным точкам (Moore et al., 1999) можно оценить средние скорости распространения радиоволн в объеме ледника по профилю зондирования с постоянным разносом антенн.

Для точечного отражателя двукратное время τ_L распространения отраженного сигнала при заданном расстоянии L между антенной и проекцией точечного или линейного отражателя на профиль радиолокационных измерений равно

$$\tau_L = (2/V)(L^2 + h^2)^{1/2}, \quad (2.52)$$

где V – средняя скорость распространения радиоволн в леднике, h – глубина точечного отражателя от поверхности ледника. Это уравнение справедливо для случая точечного отражателя, если он находится прямо под профилем измерений, расположенным на плоской поверхности ледника. В случае линейного отражателя он должен располагаться параллельно поверхности ледника и пересекать профиль зондирования под прямым углом. При $L = 0$, т.е. в вершине гиперболы,

$$\tau_{Lo} = 2V/h. \quad (2.53)$$

Как следует из уравнений (2.52) и (2.53), для определения скорости распространения радиоволн V в леднике по одной гиперболе необходимо знать время τ_{Lo} в вершине гиперболы и, как минимум, еще одно время τ_L на расстоянии L от нее:

$$V = (\tau_L^2 - \tau_{Lo}^2)^{1/2}/L. \quad (2.54)$$

Практически скорости по гиперболам определяют следующими способами: 1) по приведенному выше уравнению (2.54); 2) если измерялись несколько времен τ_{Li} на разных расстояниях L_i, то строят уравнение регрессии в координатах $Y_i = \tau_{Li}$ и $X_i = L_i^2$, из которого методом наименьших квадратов находят значения V и h со статистической оценкой их погрешности; 3) интерактивным подбором гипербол подходящей формы, используя геофизическое программное обеспечение, например пакет программ RadexPro; 4) интерактивно проводя миграцию радарной записи с разными скоростями V с целью достичь максимальной свертки гиперболы в точку, что достигается, если выбранная скорость равна средней скорости радиоволн во всей толще льда выше отражателя (Brafford, Harper, 2005).

Все вышесказанное относится к случаю, когда толща ледника выше отражателя однородна и радиоволны распространяются в ней прямолинейно. Если толща ледника выше отражателя неоднородна, то на ней происходит некоторое искривление пути распространения радиоволн и перечисленные выше способы дают уже не среднюю, а среднеквадратическую (V_{RMS}) скорость распространения радиоволн:

$$V_{RMS} = [\Sigma(V_{int,i}^2 t_i)/t_i]^{1/2}, \quad (2.55)$$

где $V_{int,i}$ – интервальная скорость, т.е. скорость перемещения фронта волны в i-м однородном слое, а t_i – время его перемещения в этом слое. Кроме того, если использовать гиперболические отражения для оценки скоростей распространения электромагнитных волн в леднике, необходимо иметь в виду ряд особенностей, связанных

с распространением радиоволн от отражателей разной геометрии и разного положения относительно профилей измерения. Эти особенности детально рассмотрены в работе (Мачерет, 2000). Ниже приведены основные уравнения, которые описывают время распространения радиоволн от линейного горизонтального и линейного наклонного отражателей.

Для горизонтального линейного отражателя, расположенного на глубине h под углом α по отношению к профилю измерений,

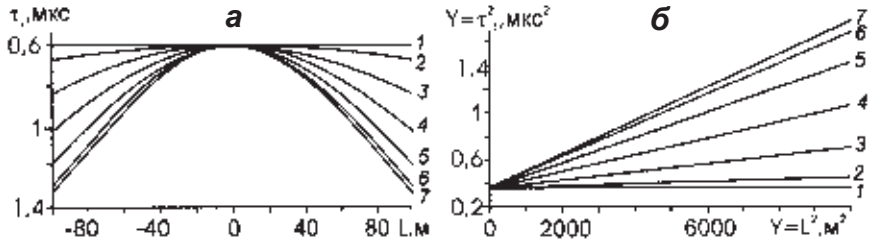
$$\tau_L = (2/V)[(L\sin\alpha)^2 + h^2]^{1/2}. \quad (2.56)$$

Для наклонного линейного отражателя, расположенного под углом β к горизонту,

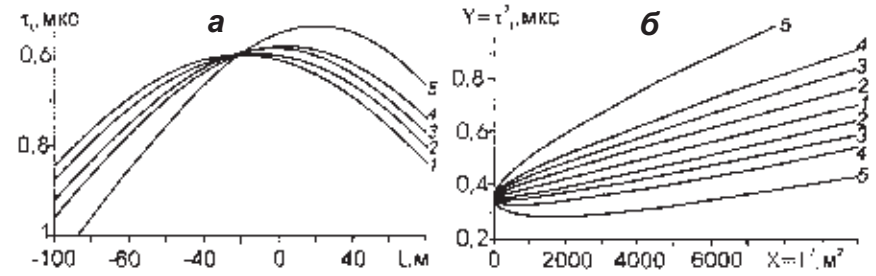
$$\tau_L = (2/V)[(L\sin\alpha)^2 + (h_o^* - L\cos\alpha\sin\beta)^2]^{1/2}, \quad (2.57)$$

где L – расстояние между точкой измерения и точкой пересечения профиля с проекцией отражателя на поверхность ледника (с учетом знака L), $h_o^* = h\cos\beta h_o^*$ – эхоглубина отражателя в этой точке.

Рассчитанные для этих случаев квадратические и линейные годографы приведены на рис. 2.46. В случае наклонных линейных отражателей регистрируются несимметричные гиперболы, которые мало пригодны для оценки скоростей радиоволн методом годографов (рис. 2.47).



▲ **Рис. 2.46.** Квадратические (*а*) и линейные (*б*) годографы отраженной волны от линейного горизонтального отражателя на глубине *h* во льду, рассчитанные по формуле (2.56) как функция расстояния *L* от точки перенесения профиля зондирования с проекцией отражателя на поверхность ледника (вершины гиперболы) для разных углов α между профилем измерений и отражателем (h = 50 м, *V* = 168 м/мкс): α = 0° (*1*), α = 15° (*2*), α = 30° (*3*), α = 45° (*4*), α = 60° (*5*), α = 75° (*6*), α = 90° (*7*) (Мачерет, 2000)

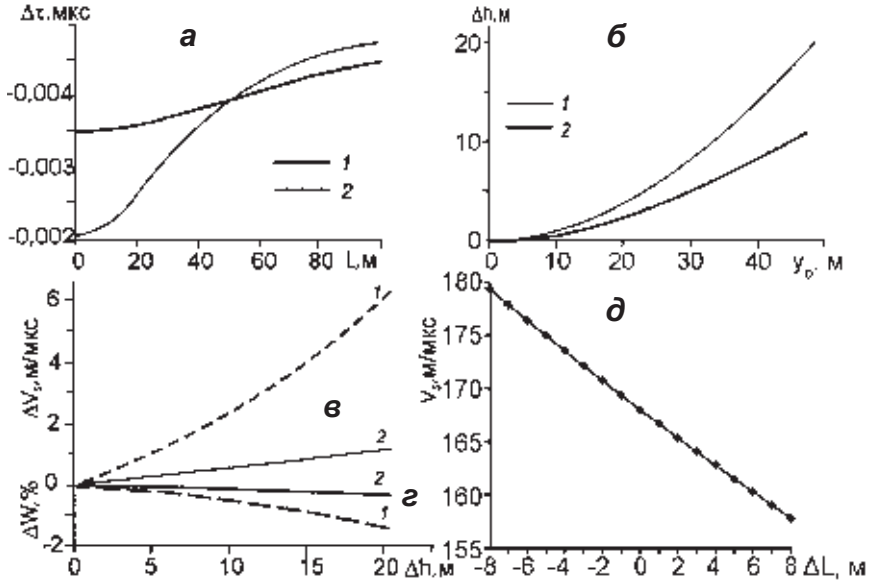


▲ **Рис. 2.47.** Квадратические (*а*) и линейные (*б*) годографы отраженной волны от наклонного линейного отражателя, рассчитанные по формуле (2.57) как функция расстояния *L* от точки перенесения профиля зондирования с проекцией отражателя на поверхность ледника (вершины гиперболы) для разных углов β наклона отражателя: (h_o = 50 м, *V* = 168 м/мкс, β = 0): β = 0° (*1*), β = 5° (*2*), β = 10° (*3*), β = 15° (*4*), β = 30° (*5*) (Мачерет, 2000)

Из уравнений (2.56) и (2.57) следует, что при измерениях по произвольно выбранному профилю определяется не истинная глубина точечного отражателя, а его минимальное удаление от этого профиля. Для того чтобы точно определить его глубину, необходимо как минимум провести измерения по дополнительному перпендикулярному профилю.

В случае если регистрируются симметричные гиперболы, то возникает вопрос – какой отражатель служит их источником. Точечный отражатель порождает такие гиперболы независимо от направления профиля зондирования. Линейный горизонтальный отражатель тоже формирует симметричные гиперболы, но крутизна их ветвей зависит от того, под каким углом профиль пересекает отражатель. Только перпендикулярное пересечение такого отражателя дает возможность напрямую оценить скорость радиоволн по форме гипербол. В ином случае необходимо дополнительно знать положение отражателя по отношению к профилю или его угол наклона β.

На рис. 2.48 показаны разные погрешности, которые могут возникнуть в оценках скорости радиоволн и содержания воды в леднике по гиперболическим отражениям от точечных отражателей.



▲ **Рис. 2.48.** Ошибки определения параметров ледника по гиперболическим отражениям: *а*) различие в двукратном времени распространения $\Delta\tau_L$ отраженной волны от точечного отражателя, находящегося на глубине h = 50 м (*1*) и 100 м (*2*) во льду для одно- и двухпозиционного зондирования (с совмещенными и разнесенными на 10 м антеннами); *б*) ошибки Δh определения глубины h точечного отражателя по линейным годографам $Y = f(X)$ отраженной волны от точечного отражателя во льду как функция расстояния y_o между проекцией отражателя на поверхность ледника и профилем измерений при глубине отражателя h = 50 м (*1*) и h = 100 м (*2*); *в, г*) ошибки определения скорости радиоволн ΔVs (в) и содержания воды ΔW (*г*) в теплом льду политермического ледника, которые возникают, если не учитывать удаление y_o точечного отражателя от профиля радиолокационных измерений, для следующих параметров ледника (см рис. 2.14): $h_д$ = 50 м, $V_д$ = 170 м/мкс, h = 100 м, V = 164,8 м (*1*); $h_д$ = 100 м, $V_д$ = 170 м/мкс, h = 200 м, V = 164,8 м/мкс (*2*); *д*) ошибки в оценке скорости радиоволн V из-за неточного определения смещения ΔL отражателя вдоль профиля радиозондирования. При расчетах принято, что точечный отражатель расположен на глубине h = 50 м непосредственно под профилем измерений, V = 168 м/мкс (Мачерет, 2000)

2.6.4. Наклонное радиозондирование

Среднюю скорость V распространения радиоволн в леднике также можно оценить, если измерять время τ отраженных сигналов от ложа и внутренних границ ледника, изменяя расстояние (офсет) L между приемной и передающей антеннами относительно фиксированной центральной точки. Такой метод предполагает, что сигналы отражаются от одного и того же места – общей глубинной точки (ОГТ). При этом расстояние L и шаг измерений ΔL выбираются таким образом, чтобы максимальное расстояние L было соизмеримо с толщиной ледника, а количество точек измерений $m = L/\Delta L$ было достаточно велико, чтобы обеспечить высокую корреляцию отражений.

Метод годографа для двухпозиционных ОГТ-измерений. В приближении геометрической оптики для простой двумерной модели однородного по глубине ледника с плоскими горизонтальными и наклонными границами раздела время запаздывания отраженных от ложа сигналов τ_B при ОГТ-измерениях двухпозиционным локатором определяется из соотношения (Гурвич, 1975)

$$\tau_B = 1/V\,[4h^2 + L^2\cos^2\varphi]^{1/2}, \tag{2.58}$$

где L – расстояние между передающей и приемной антеннами, τ_B – время запаздывания донного сигнала относительно начала зондирующего импульса, h – эхо-глубина ложа, φ – разность углов наклона поверхности и ложа (с учетом их знака), V – средняя скорость распространения радиоволн в леднике.

Уравнение (2.58), как и в случае гиперболических отражений, может быть преобразовано в линейную форму (Василенко и др., 1990; Macheret et al., 1993):

$$y = ax + b \tag{2.59}$$

путем возведения в квадрат и полагая, что

$$y = \tau^2,\ x = L^2,\ a = \cos^2\varphi/V^2,\ b = 4h^2/V^2. \tag{2.60}$$

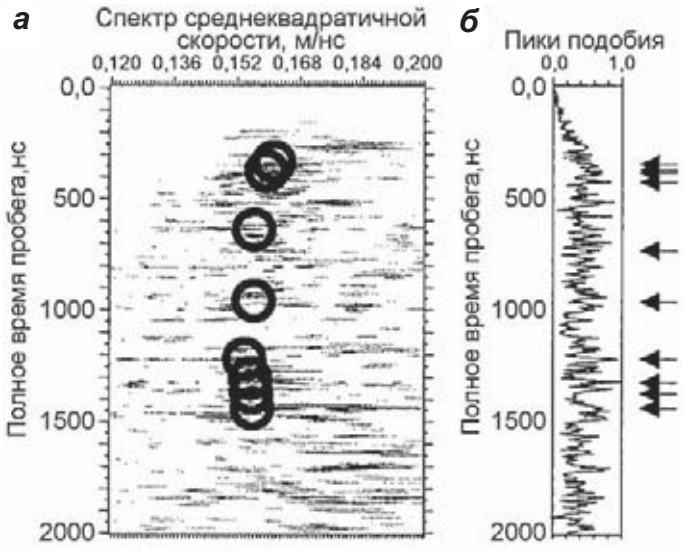
Из уравнения (2.57) методом наименьших квадратов определяются величины V и h:

$$V = (1/a)^{1/2}\cos\varphi, \tag{2.61}$$

$$h = 0{,}5\,(b/a)^{1/2}\cos\varphi. \tag{2.62}$$

Кроме сигналов R и B, при наклонном зондировании ледников могут регистрироваться также сигналы R_1 от внутренних отражающих границ в слое теплого льда с разным содержанием воды (Macheret et al., 1993). Скорость этих сигналов и их эхо-глубина находятся аналогичным путем.

Скоростной анализ данных двухпозиционных ОГТ-измерений методом подобия. Применение цифровых локаторов для регистрации данных наклонного радиозондирования позволяет определить скоростной разрез ледника, используя скоростной анализ методом подобия (Хаттон и др., 1989), в котором выполняется суммирование трасс при разных положениях передающего и приемного устройств. Этот метод (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005; Murray et al., 2000) не требует пикирования дальности радарных отражений и дальнейших вычислений по методу годографов и позволяет получить наглядные и легко интерпретируемые графики время запаздывания/скорость и сразу определить спектр скоростей и положение отражающих границ (рис. 2.49). Однако данный метод не позволяет, в отличие от метода



▶ **Рис. 2.49.** Пример применения скоростного анализа методом подобия данных ОГТ-измерений на теплом леднике Фаллйокюдль в Исландии: *а*) скоростной разрез, *б*) пики подобия (Murray et al., 2000)

годографов, оценивать ошибки определения скорости распространения радиоволн в ледниках. Подробнее этот вопрос рассмотрен ниже.

Полезным дополнением к оценкам содержания воды в ледниках по данным ОГТ-измерений могут быть также данные элетрозондирования: это показали результаты исследований грунтовых вод в песчаных отложениях (Turreson, 2006) и измерений на каменных глетчерах (Hauck et al., 2010).

Метод непрерывных многопозиционных измерений. Развитием метода двухпозиционных ОГТ-измерений для определения скоростей распространения радиоволн в ледниках стало применение непрерывных многопозиционных радиолокационных измерений (Bradford et al., 2009). Суть их состоит в том, что при зондировании по профилю используется не один приемник, а несколько, расположенных на разных фиксированных расстояниях от передатчика. В результате все отражения, формируемые в толще и на ложе ледника, одновременно регистрируются при нескольких разных расстояниях (офсетах) между передатчиком и приемниками.

На леднике Бенч для таких измерений использовали (Bradford et al., 2009) систему из одного передающего устройства (25 МГц) и трех многоканальных приемных устройств (рис. 2.50). Система транспортировалась по леднику со скоростью 5–10 км/ч. Положение передатчика и центрального приемника регистрировалось с помощью дифференциальных GPS-приемников с погрешностью 10 см. Всего по одному и тому же 3,5-км продольному профилю было сделано пять проездов с разными разносами между передатчиком и приемниками: 5–10–15 м, 20–25–30 м,

▲ **Рис. 2.50.** Многоканальные измерения на леднике Бенч на Аляске на частоте 25 МГц. Показана конфигурация системы с расстояниями между передатчиком и приемниками 5, 10 и 15 м (Bradford et al., 2009)

40–50–60 м, 70–80–90 м и 110–130–150 м. В результате через каждые 0,5 м получили наборы записей с разными разносами передающей и приемных антенн в диапазоне от 5 до 150 м. Это аналогично тому, как если бы по всему профилю с шагом 0,5 м сделали множество двухпозиционных ОГТ-измерений с указанными выше разносами антенн. Такой подход позволяет получить распределение скоростей радиоволн в толще ледника не в одной точке, а по всему профилю и во всем облучаемом объеме.

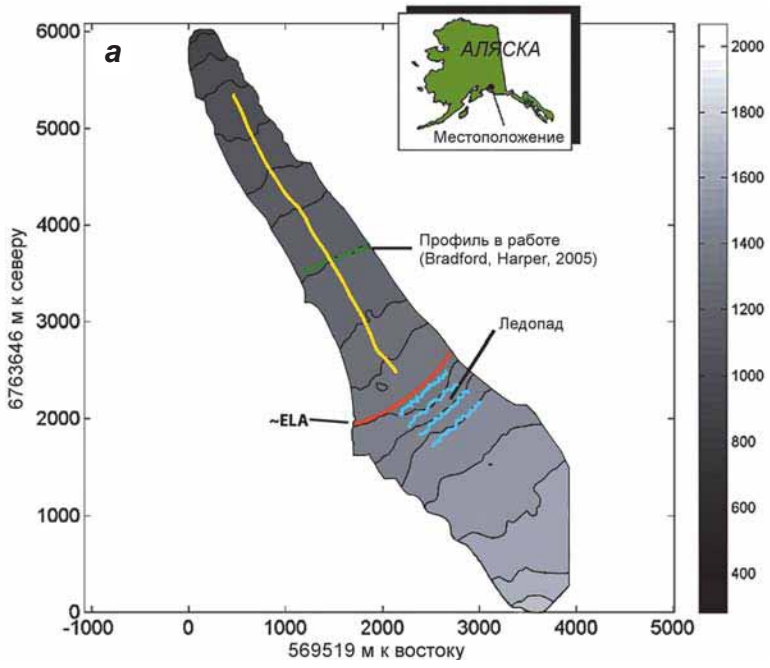
Интервальные скорости по данным радиозондирования и ОГТ-измерений. Для оценки распределения и содержания воды в толще ледника необходимо знать интервальные скорости $V_{\text{int,i}}$ распространения в нем радиоволн. Чтобы рассчитать такие интервальные скорости по данным о средних V или среднеквадратических скоростях $V_{\text{RMS}n}t_n$, полученных в результате анализа гиперболических отражений или ОГТ измерений, обычно используют формулу Дикса (Dix, 1955):

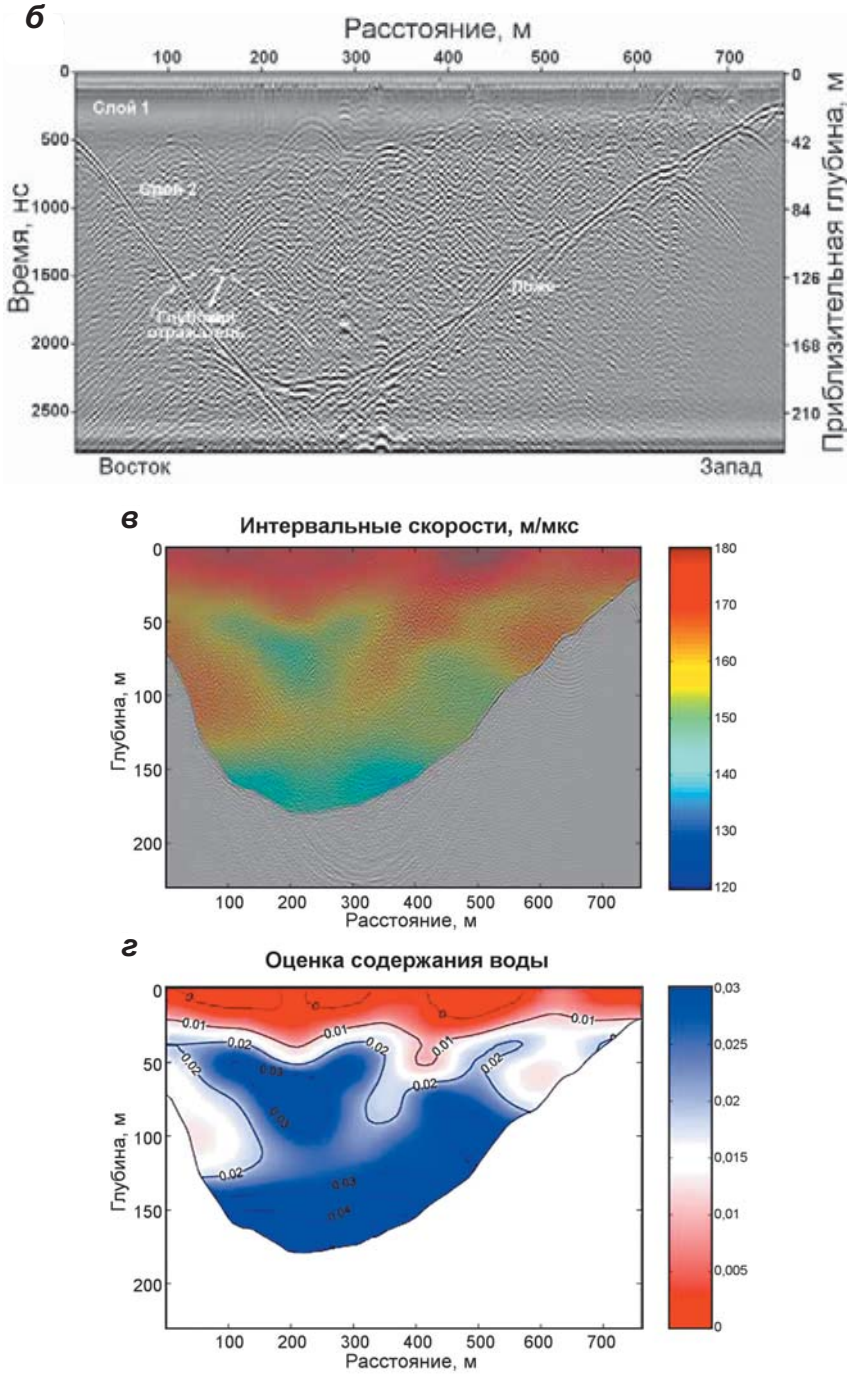
$$V_{\text{int,i}} = (V^2_{\text{RMSn}}\, t_{\text{n}} - V^2_{\text{RMS}\,n\text{-}1} t_{\,n\text{-}1})^{1/2}, \qquad (2.63)$$

где интервальная скорость рассчитывается между отражателями n и $n - 1$ с соответствующими временами отражения t. Эта формула справедлива для модели ледника, состоящего из плоскопараллельных слоев льда, что в реальных условиях наблюдается редко.

Расчеты по формуле Дикса очень чувствительны даже к небольшим ошибкам в определении среднеквадратических скоростей и могут из-за этого давать неустойчивые решения. Кроме того, формула Дикса предполагает, что боковые и вертикальные градиенты скорости малы. Тем не менее даже с учетом этих особенностей эта формула широко используется для оценки скоростей как в точке, так и по сечению ледника.

Так, на леднике Бенч (Bradford, Harper, 2005) по данным наземного радиозондирования на частоте 25 МГц вдоль поперечного профиля (рис. 2.51, *а*, *б*) методом миграции по 72 гиперболам были определены RMS-скорости, а по ним методом Дикса

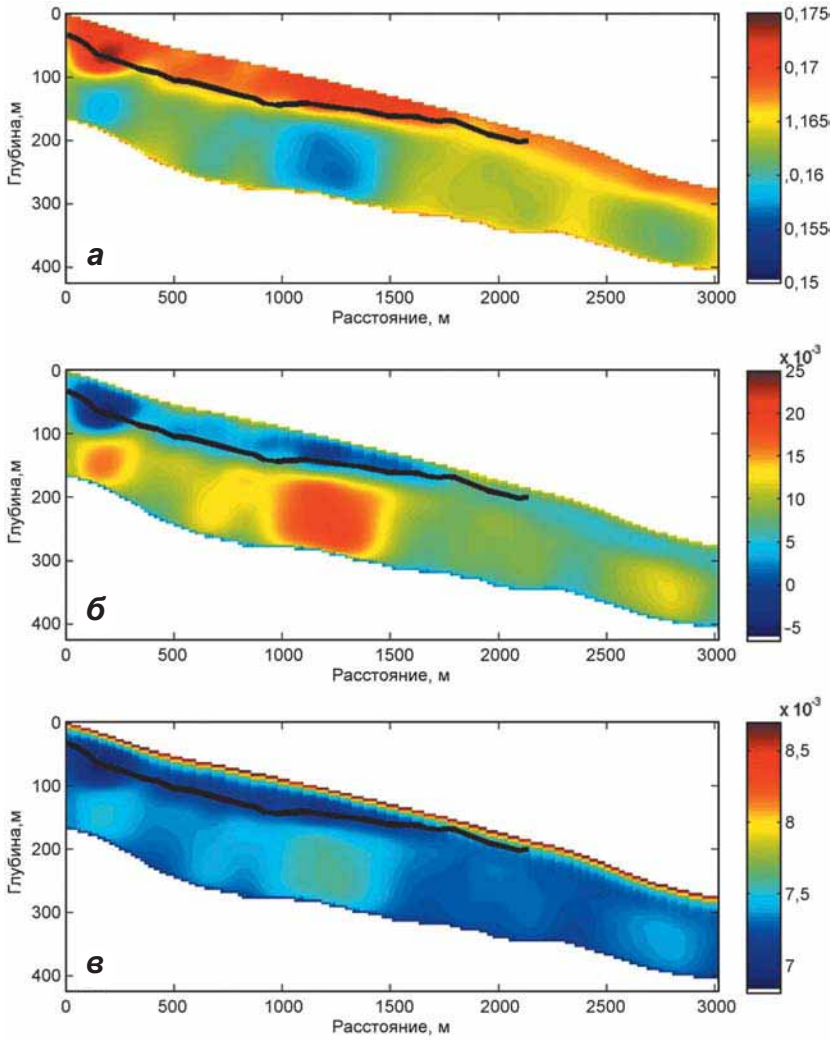




◄▲ **Рис. 2.51.** Результаты радиолокационных исследований на поперечном профиле ледника Бенч на Аляске: *а*) положение профиля зондирования; *б*) радарная запись вдоль этого профиля на частоте 25 МГц, на которой выделена одна из характерных гипербол; *в*) вычисленные интервальные скорости распространения радиоволн; *г*) оцененное содержание воды в толще ледника, рассчитанное по интервальным скоростям радиоволн и формуле CRIM (2.35) (Bradford, Harper, 2005)

рассчитаны локальные интервальные скорости между соседними гиперболами. Полученное поле интервальных скоростей было сглажено и интерполировано по всему сечению ледника (рис. 2.51, *в*) и использовано для оценки распределения содержания воды в толще ледника (рис. 2.51, *г*). С учетом недостатков метода Дикса было предложено (Bradford, Harper, 2005) использовать анализ скоростей радиоволн методом глубинной миграции до суммирования (pre-stack depth migration – PSDM). Но этот современный томографический метод по отраженным волнам можно применять только для анализа данных непрерывных многопозиционных измерений.

В результате обработки данных методом PSDM создается набор общих точек изображения (common image point – CIP) радарограмм по глубине, которым соответствуют характерные отражатели в толще и на ложе ледника. Если миграция



▲ **Рис. 2.52.** Результаты радиолокационных исследований на частоте 25 МГц вдоль продольного профиля ледника Бенч на Аляске (см. рис. 2.51, *а*): *а*) скоростная томографическая модель ледника по отраженным волнам; *б*) объемное содержание воды q_w в толще ледника, оцененное по формуле CRIM (2.35); *в*) неопределенность оценки q_w (Bradford et al., 2009)

радарограмм выполнена с использованием правильной модели распределения скоростей радиоволн в леднике, то положения общих точек изображения по глубине будут устойчивы независимо от выбираемого офсета. В ином случае точки будут заметно перемещаться вверх или вниз по глубине в зависимости от величины офсета и от ошибок скоростной модели, даже если эти ошибки невелики. Такие остаточные смещения (residual moveout – RMO), оцениваемые по всему изображению радиолокационного разреза, показывают, насколько достоверна скоростная модель. Оптимальную скоростную модель можно получить, если минимизировать остаточные смещения путем итеративного подбора локальных интервальных скоростей.

Этот подход был реализован на теплом леднике Бенч со сложной структурой распределения скоростей радиоволн и содержания воды (рис. 2.52). В верхней зоне (выше черной линии) скорости радиоволн выше и содержание воды в ней практически равно нулю, а в более глубоком рассеивающем слое, где скорости радиоволн резко уменьшаются, оно возрастает до 1,0–2,5%.

2.6.5. Ошибки определения скорости радиоволн и содержания воды в ледниках по данным двухпозиционных ОГТ-измерений

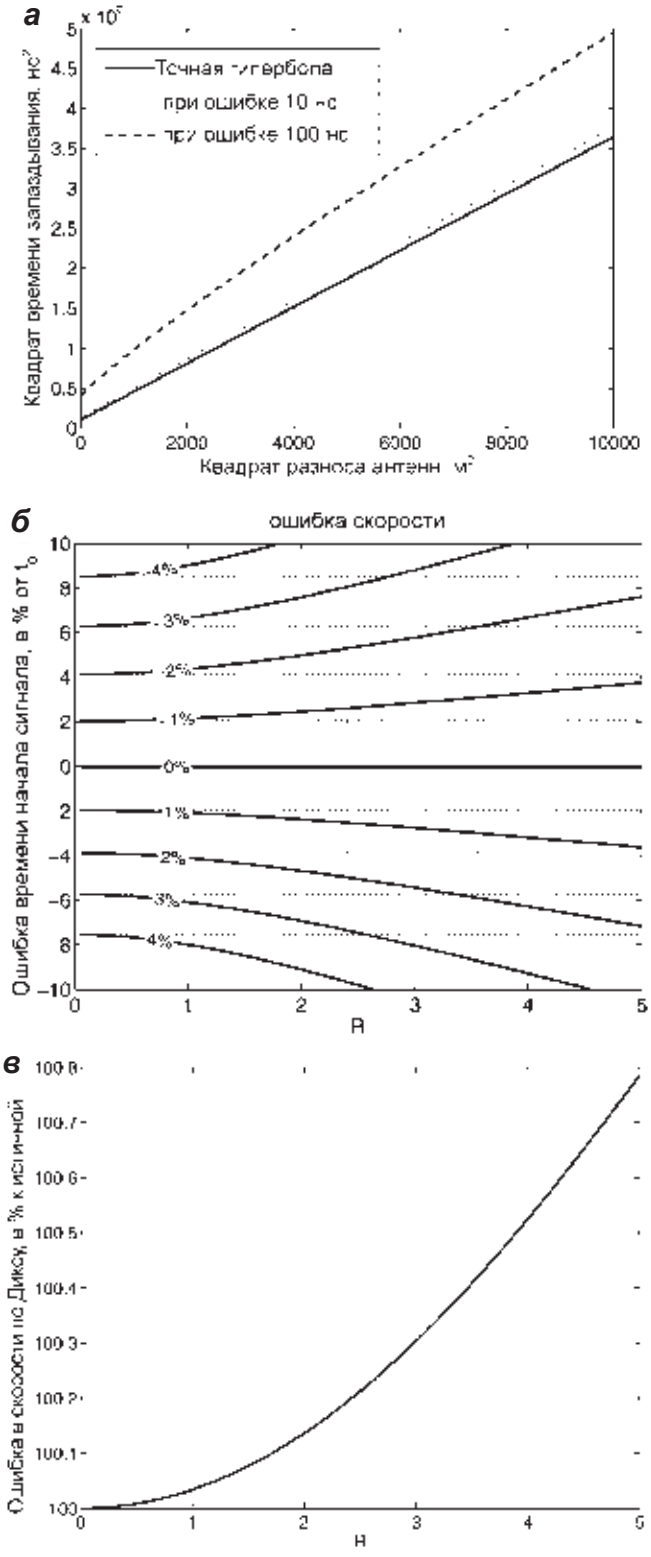
Детальный анализ этих ошибок дан в работе (Barrett et al., 2007), в которой в качестве их источников рассмотрены: 1) статические ошибки при определении времени запаздывания отраженных сигналов по радарным ОГТ-записям относительно начала зондирующих импульсов; 2) наклон отражающих границ; 3) эффект преломления радиоволн во льду; 4) ошибки измерения расстояния (офсета) между передающей и приемными антеннами и центральной точкой профиля ОГТ-измерений. Дополнительным источником ошибок (5) могут быть также изменения высоты поверхности ледника вдоль профилей ОГТ-измерений. Ошибки (1)–(3) рассмотрены для двухслойной модели ледника, состоящей из верхнего слоя холодного льда толщиной 50 м и нижнего слоя теплого льда толщиной 50 м со скоростями распространения радиоволн 0,168 и 0,150 м/нс; ошибки (4) – из сравнения данных измерений офсетов мерной лентой и DGPS-приемников вдоль профиля ОГТ.

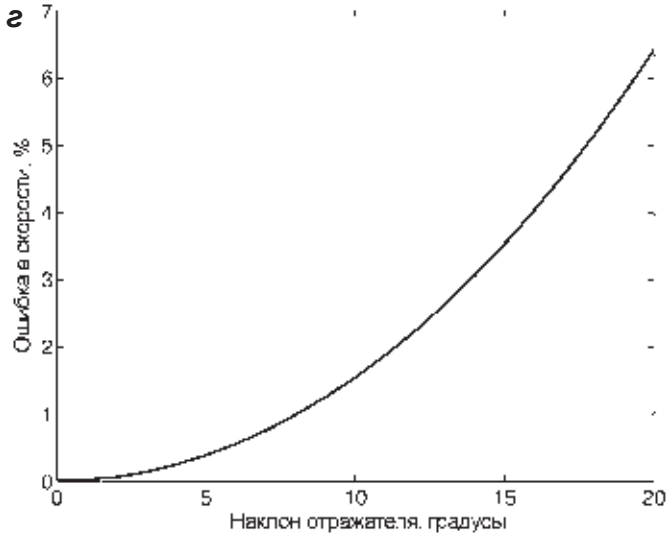
При количественной интерпретации данных двухпозиционных ОГТ-измерений предполагается, что отражения происходят от горизонтальной плоской границы отражателя и их времена запаздывания t удовлетворяют уравнению Дикса (Dix, 1955)

$$t^2 = t_o^2 + x^2/V^2, \qquad (2.64)$$

где t – двойное время пробега отраженной волны при офсете x, t_o – двойное время пробега при нулевом офсете, V – средняя квадратическая скорость. Для слоистой среды при небольшом отношении $R = L/h$ офсет-глубина отражателя уравнение (2.63) при всех офсетах дает скорости V, равные среднеквадратической скорости V_{RMS}, которая может быть оценена из линейного уравнения регрессии $t^2 – x^2$ вида (2.64).

Оценки возникающих при этом ошибок (1)–(3) приведены на рис. 2.53. Было найдено, что занижение расстояния между передатчиком и приемником на 2% приводит к завышению скорости на 2%. При максимальном офсете, изменяющемся от 10 до 500 м, ошибка в скорости не превышает 1%, если $R < 5$ (см. рис. 2.53, *б*). В случае наклонной отражающей границы оценки скорости будут завышены, но ошибка не превысит 1% при наклоне менее 8° (см. рис. 2.53, *г*).


а
x 10^5
Точная гипербола
при ошибке 10 нс
при ошибке 100 нс
Квадрат времени запаздывания, нс^2
Квадрат разноса антенн, м^2
б
ошибка скорости
Ошибка времени начала сигнала, в % от t_o
4%
3%
2%
1%
0%
1%
2%
3%
4%
R
в
Ошибка в скорости по Доплеру, в % к истинной
R



◄▲ **Рис. 2.53.** Ошибки, влияющие на определение скорости распространения радиоволн в ледниках по данным двухпозиционных ОГТ-измерений: *а*) форма квадратичного годографа $t^2 = f(x^2)$ при точном определении времени начала зондирующего импульса (толстая линия) и при статической ошибке 10 нс (пунктирная линия) и 100 нс (штриховая линия); *б*) ошибки в скорости (толстые линии), возникающие из-за неточного определения начала зондирующего импульса (в % по отношению ко времени t_0), в зависимости от отношения *R*; *в*) ошибка в скорости, вычисленной по уравнению Дикса (2.55) для модели ледника, состоящего из слоев холодного и теплого льда толщиной по 50 м по отношению к истинной скорости, вычисленной с учетом преломления на границе слоев для той же модели; *г*) ошибка в скорости за счет наклона отражающей границы (Barrett et al., 2007)

Ошибка в определении интервальной скорости V_{int} по формуле (2.55) зависит от четырех параметров, а именно от среднеквадратических скоростей и времен отражения на нижней и верхней границах каждого слоя. В каждом отдельном слое эти параметры имеют свой диапазон ошибок: $V_n \pm \sigma_{Vn}$ и $t_n \pm \sigma_{tn}$, $V_{n-1} \pm \sigma_{Vn-1}$ и $t_{n-1} \pm \sigma_{tn-1}$. В сумме это дает ошибку σ_{Vint} (Barrett et al., 2007):

$$\sigma_{Vint} = [V^4_{int}(\sigma^2_{tn} + \sigma^2_{tn-1}) + (2t_n V_n \sigma V_n)^2 + V_n{}^4 \sigma_{tn}{}^2 + (2t_{n-1} V_{n-1} \sigma_{Vn-1})^2 + \\ + V^4_{n-1} \sigma^2_{tn-1}]^{1/2} / [2V_{int}(t_n - t_{n-1})]. \quad (2.65)$$

Расчеты для вышеупомянутой двуслойной модели показали (Barrett et al., 2007), что ошибки во времени 3 нс и в среднеквадратических скоростях 0,1–0,2% приводят к оценке интервальной скорости с ошибкой 0,6%, если же они составляют 10 нс и 3,5%, то погрешность оценки может достигать 8,6%. Поэтому возникают и ошибки в оценках содержания воды по формулам Луэнга (2.32), Парена (2.34) и CRIM (2.35). Их можно определить по измеренной интервальной скорости и ее стандартной ошибке σ_V (Barret et al., 2007):

для формулы Луэнга

$$\sigma_L = (-2V_{int}{}^{-5/3} \sigma_V c^{2/4}) / [3(\varepsilon'_w{}^{1/3} - \varepsilon'_i{}^{1/3})], \quad (2.66)$$

для формулы Парена

$$\sigma_P = (6\sigma_V c^2) / (\varepsilon'_w V_{int}{}^3), \quad (2.67)$$

для формулы CRIM

$$\sigma_{CRIM} = (\sigma_V c)/[V_{int}^2(\sqrt{\varepsilon'_w} - \sqrt{\varepsilon'_i})], \quad (2.68)$$

где ε'_w и ε'_i – диэлектрическая проницаемость воды и льда, c – скорость радиоволн в вакууме.

Пример оценки ошибок содержания воды в слое теплого льда, возникающих из-за погрешностей определения интервальной скорости σ_{Vint}, приведен в табл. 2.2. Как следует из этой таблицы, содержание воды с ошибкой менее 5–7% можно оценить по всем трем формулам, если интервальная скорость определена с погрешностью менее 0,6%, что, как сказано выше, достигается, если измерять среднеквадратические скорости с точностью 0,1–0,2%, а время – с точностью 3 нс. Если же среднеквадратические скорости определены с точностью 2%, а время – с точностью 5 нс, то содержание воды можно оценить только с относительной ошибкой 50%, что сопоставимо с ошибками, возникающими при анализе данных непрерывных многопозиционных измерений (см. рис. 2.53, *в*).

Таблица 2.2

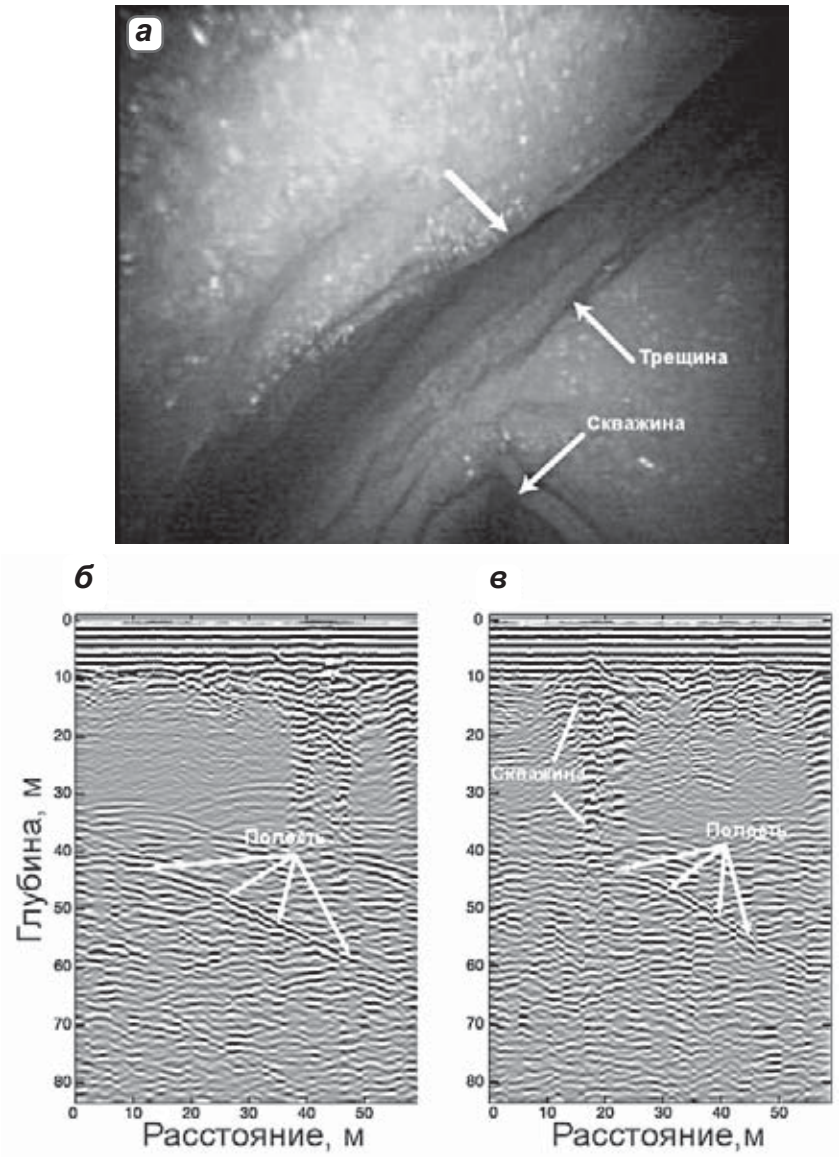
Ошибки оценки содержания воды *W* при одинаковой интервальной скорости радиоволн V_{int} 0,150 м/нс, но с разными ошибками σ_{Vint}
(Barrett et al., 2007)

Ошибка σ_{Vint}	Содержание воды с оценкой ошибки (%)		
	по формуле Луэнга (2.32)	по формуле Парена (2.34)	по формуле CRIM (2.35)
0,6%	3,9±0,2	2,8±0,2	2,8±0,2
4,9%	3,9±1,8	2,8±1,4	2,8±1,3
8,6%	3,9±2,9	2,8±2,4	2,8±2,3

2.7. Макроскопления воды в толще и у ложа ледников

Характерные размеры макроскоплений воды в ледниках соизмеримы с длиной радио- и сейсмических волн во льду (сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов), которым соответствуют частоты 1–1000 МГц и около 100 Гц.

К внутриледниковым макроскоплениям воды относятся заполненные водой каверны, полости, каналы, поверхностные и придонные трещины, а также проходы, по которым может течь вода в зонах дробления льда (Fountain et al., 2005). Например, в 79% из 48 скважин, пробуренных до ложа политермического ледника Стур в Швеции, видеокамерой было обнаружено 80 внутриледниковых каверн шириной от 0,3 до 20 см (Fountain et al., 2005). Почти половина из них имели сложную геометрию и были гидравлически изолированы или плохо связаны между собой – на это указывает отсутствие резкого понижения уровня воды в соседних скважинах, когда бур пересекал проходы между ними (1), и низкие скорости течения воды в этих проходах (от 0,5 до 4 см/с), измеренные по перемещению красителей перед



▲ **Рис. 2.54.** Видеоизображение зоны дробления льда шириной 4 см в одной из скважин, пробуренных в политермическом леднике Стур (Швеция) (*а*); отражения от внутриледниковой каверны на глубине около 40–50 м по данным радиозондирования на частоте 50 МГц: до бурения скважины горячей водой (*б*), после пересечения каверны скважиной на глубине 38 м в зоне дробления льда (*в*) (Fountain et al., 2005)

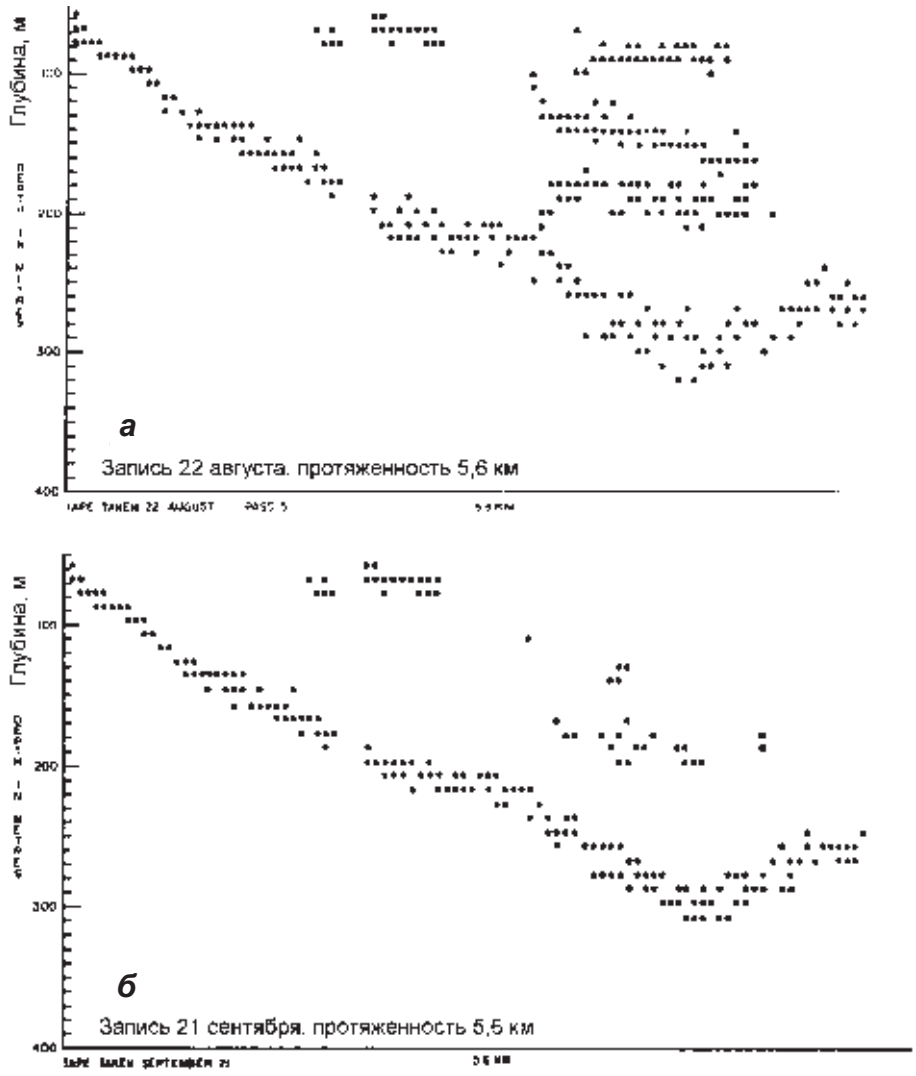
видеокамерой (2). Большинство каверн (80%) были обнаружены в субвертикальных зонах дробления льда, наклоненных под углом около 70° (рис. 2.54, *а*).

Для дистанционного обнаружения внутриледниковых каверн выполнены радиолокационные измерения по сети профилей на частотах 50 и 100 МГц. Вблизи одной скважин, до начала ее бурения, на глубине около 40–50 м были получены отражения протяженностью около 20 м (рис. 2.54, *б*, *в*). Их глубина оказалась близкой к

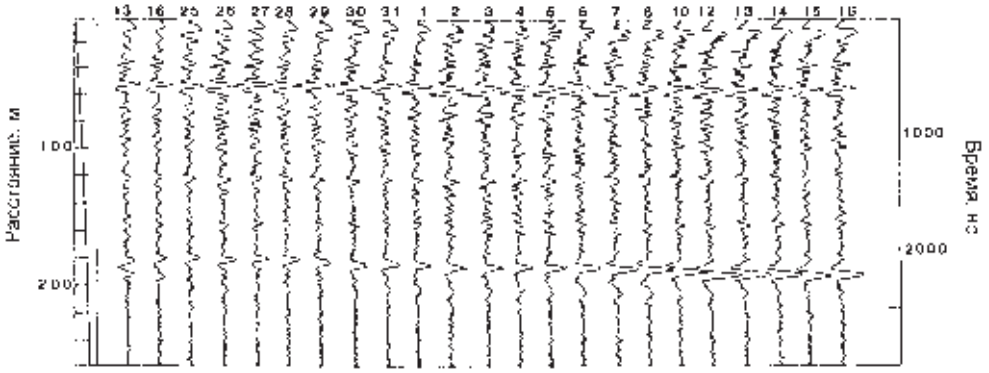
глубине (38 м), на которой скважина пересекла зону дробления льда шириной 4 см, которая была зарегистрирована видеокамерой.

2.7.1. Изменения количества и положения

Отражения от внутриледниковых включений воды в теплых ледниках были получены при проведении повторных радиолокационных измерений в период с 22 августа по 21 сентября 1972 г. на леднике Атабаска по одному и тому же профилю на частоте 620 МГц с применением антенн с узкой (5,2°) диаграммой направленности (Goodman, 1973, 1975). Наибольшие изменения в картине внутренних отражений



▲ **Рис. 2.55.** Изменения картины внутренних отражений в теплом леднике Атабаска по данным наземного радиозондирования на частоте 620 МГц, полученные 22 августа 1972 г. (*а*) и через один месяц (*б*) (Goodman, 1975)



▲ **Рис. 2.56.** Изменение амплитуды и фазы отраженных сигналов от внутриледниковых скоплений воды на дальностях около 700, 1400 и 2200 нс при зондировании ледника Вариегейтед на Аляске в период с 13 мая по 16 июня 1983 г. на частоте 8 МГц (Jacobel, Anderson, 1987)

получены вблизи обширной зоны трещин (рис. 2.55), где вода с поверхности могла проникать в толщу ледника.

Позже повторные более частые (три раза в сутки) измерения проводились на леднике Вариегейтед на Аляске в период с 3 по 19 июля 1982 г. с применением широкополосного моноимпульсного локатора в диапазоне до 100 МГц с пиковой частотой 3 МГц (Jacobel, Raymond, 1984). Частотный спектр внутренних отражений показал максимумы в диапазоне частот 12–30 МГц, отвечающем метровому размеру внутриледниковых отражателей. Временные вариации амплитуды и частоты отраженных сигналов совпадали с изменениями скорости ледника, давлением воды на ложе и скоростью поверхностного таяния. Эти изменения в картине радарных отражений были интерпретированы как результат перераспределения воды во внутриледниковых каналах и кавернах, гидрологически связанных с ложем на участке ниже по течению ледника от места измерений.

Во время подвижки ледника Вариегейтед в 1983 г. данные о положении и размере водных полостей были получены путем анализа фазовых и амплитудных характеристик отраженных сигналов на дальностях 700, 1400 и 2200 нс, которые наблюдались с 13 мая по 16 июня 1983 г. при зондировании на частотах 4 и 8 МГц (рис. 2.56) (Jacobel, Anderson, 1987).

В первом приближении каждую заполненную водой полость можно рассматривать как слой воды во льду. Для такой упрощенной модели была получена зависимость коэффициента отражения и фазы от отношения толщины слоя d к длине волны λ в воде. Анализ отраженных сигналов показал, что им могут соответствовать полости, толщина которых менялась во времени от 0,4 до 1,6 м.

2.7.2. Оценка размеров по мощности отражений

Для оценки общего количества N и площади σ поперечного сечения внутриледниковых отражателей могут быть использованы данные измерений мощности отражений (Walford, Kennett, 1986). Если N одинаковых по размеру отражателей случайно распределены в единице объема ледника, то их среднее количество на единицу

расстояния r составит $2\pi Nr^2$. Тогда мощность отражения от единичного отражателя P_r можно оценить из соотношения

$$P_r = [P_t(t - 2r/V)\sigma AG]/(4\pi r^2)^2, \quad (2.69)$$

где P_t – излученная мощность как функция времени t, σ – поперечное радарное сечение единичного отражателя, A – эффективная площадь приемной антенны, G – усиление передающей антенны, V – скорость распространения радиоволн в леднике.

Отсюда по измеренной мощности P_r можно оценить величину $N\sigma$. Такие измерения были проведены на леднике Стур в Швеции: $N\sigma = 0{,}05$ м$^{-1}$ для частоты 65 МГц и $N\sigma = 3 \cdot 10^{-4}$ м$^{-1}$для частоты 6 МГц (Walford, Kennett, 1986). Полученные данные указывают на то, что величина $N\sigma$ зависит от частоты локатора и соответственно от ширины диаграммы направленности антенн и облучаемого объема ледника. Для оценки σ нужно знать величину N.

Другой способ был применен для оценки размеров дренажных каналов, обнаруженных в теплом леднике Блэк-Репидз на Аляске по данным аэрорадиозондирования на частотах 1,4 ГГц и 100 МГц на глубинах до 50–150 м (Arcone, Yankielum, 2000) (рис. 2.57). В этом случае определялось отношение $\beta_{rg} = (P_{rt}/P_t)/(P_{rs}/P_t)$ мощности отражений от внутренних отражателей P_{rt}, поверхности ледника P_{rs} к излученной мощности P_t, используя уравнение радиолокации

$$\beta_{rg} = (\phi\sigma\tau_{asi}^2 e^{-4\gamma H})/[\pi\rho_{asi}^2(H + h)^2], \quad (2.70)$$

где ϕ – фактор фокусировки за счет преломления радиоволн в снеге и льду, σ – радарное поперечное сечение внутриледникового отражателя, $\tau_{asi}^2 = (\tau_{as}\tau_{sa}\tau_{si}\tau_{is})^2$ – общая мощность отражений при прохождении границ разделов воздух–снег и снег–лед, τ_{as},τ_{sa},τ_{si} и τ_{is} – амплитудные коэффициенты прохождения этих границ, $\rho_{asi}^2 = \rho_{as}^2 + (\tau_{as}\tau_{sa}\rho_{si})^2$ – общая мощность отражения от разделов воздух–снег и снег–лед при нормальном падении волн, ρ_{as} и ρ_{si} – амплитудные коэффициенты отражения на границах воздух–снег и снег–лед, H – высота полета, h – глубина внутриледникового отражателя, γ – ослабление электромагнитной энергии во льду.

Для плоского отражающего объекта с низкой проводимостью, площадь которого S сравнима с длиной волны локатора во льду λ_i, поперечное радарное сечение σ можно оценить из соотношения (Skolnik, 1980)

$$\sigma = 4\pi S^2 n_i^2/\lambda_o^2, \quad (2.71)$$

где n_i – показатель преломления льда, λ_o – длина волны локатора в воздухе.

Для верхней поверхности уравнение (2.71) принимает вид (Arcone, Yankielum, 2000)

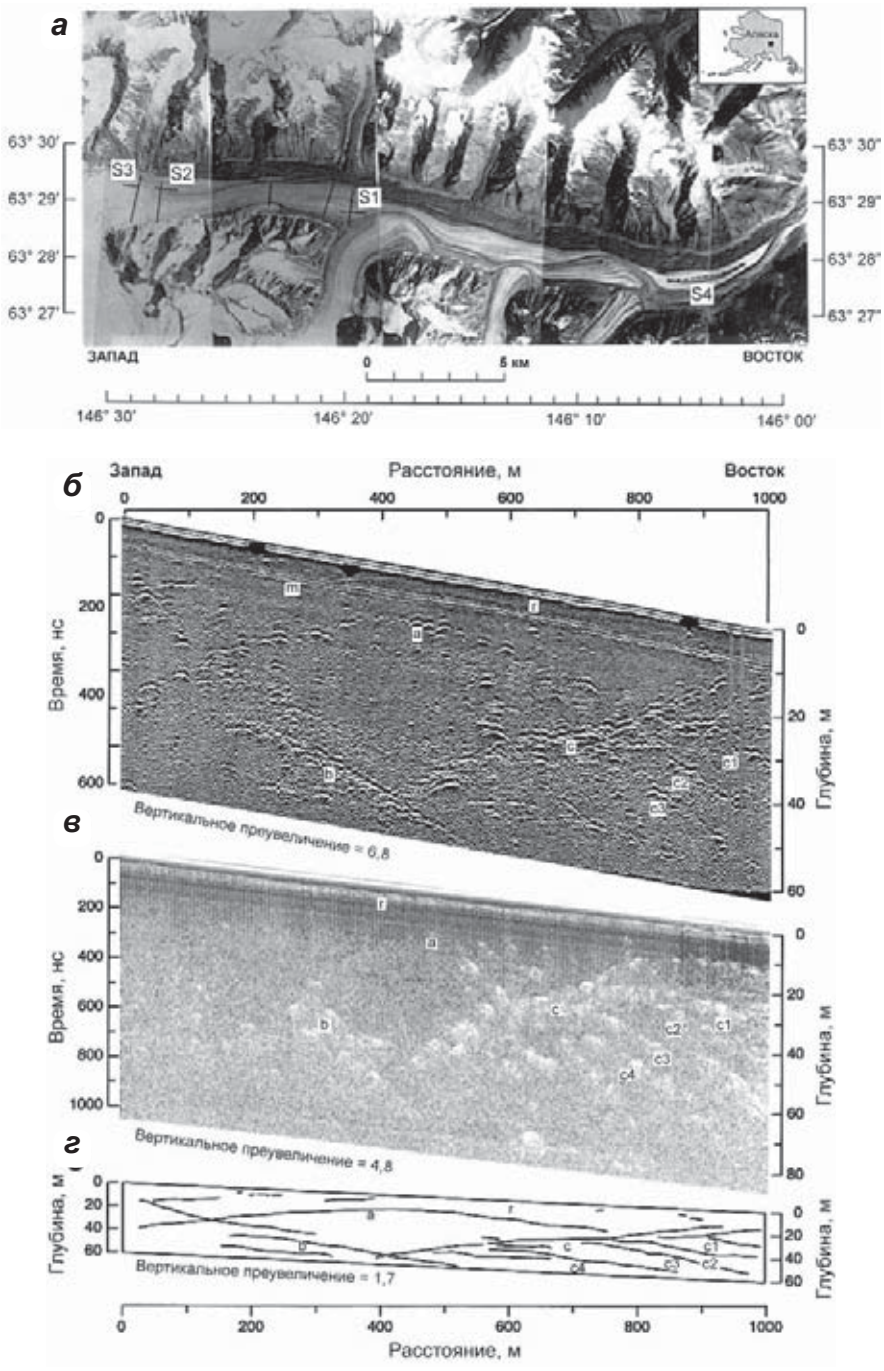
$$\sigma = 4\pi\rho_{ia} S^2 n_i^2/\lambda_o^2, \quad (2.72)$$

где ρ_{ia} – коэффициент отражения на границе лед–воздух.

Из уравнений (2.68) и (2.70) можно оценить радарную площадь поперечного сечения S внутриледникового отражателя (Arcone, Yankielum, 2000):

$$S = [\lambda_o(H + h)e^{2\gamma h}(\beta_{rg}\rho_{asi}^2/\rho_{ia}^2)^{1/2}]/(2n_i\tau_{asi}\sqrt{\phi}). \quad (2.73)$$

При $\lambda_o = 0{,}2$ м (на частоте 1,4 ГГц), $H = 6$ м, $\tau_{asi} = 0{,}96$, $\rho_{asi}^2/\rho_{ia}^2 = 0{,}51$ для двух отражателей на глубинах $h_1 = 46$ м и $h_2 = 41$ м ($\phi_1 = 2{,}7$, $\phi_2 = 2{,}6$) минимальные и максимальные величины β_{rg} равны 0,17 и 0,50, что дает площади отражателей $S_1 = 0{,}57e^{2\gamma h}$; $S_2 = 0{,}91e^{2\gamma h}$. При зондировании льда с температурой −1 °С на частоте 1,4 ГГц



▲ **Рис. 2.57.** Профили радиозондирования на теплом леднике Блек-Репидз на Аляске на частоте 100 MHz (*а*); внутриледниковые каналы по данным аэрорадиозондирования на частотах 1,4 ГГц (*б*) и 100 МГц (*в*), r – отражение от поверхности, m – переотражение между поверхностью и вертолетом, a, b, c – протяженные внутренние горизонты, c1–c4 – отдельные горизонты вблизи поверхности; *г*) глубинный разрез по данным измерений на частоте 1,4 ГГц (Arcone, Yankielum, 2000)

величина γ составляет 0,008 (tg δ = 0,0003), где $\gamma = \pi n_i \mathrm{tg}\delta/\lambda_o$ при $\mathrm{tg}\delta << 1$. При такой величине γ площади радарного сечения внутриледниковых отражателей составляют S_1 = 1,19 м^2, S_2 = 1,79 м^2, а сами отражатели, вероятно, служат внутриледниковыми каналами.

Данные низкочастотного 5 МГц радиозондирования по нескольким профилям, проходящим под разными углами к направлению течения льда, также были использованы для оценки состояния системы внутриледниковых каналов на теплом леднике Фаллйокюдль в Исландии (Matsuoka et al., 2007). Для анализа применена модель рассеяния от бесконечно длинного цилиндра (Bohren, Huffman, 1983), параллельного поверхности ледника. Поперечное сечение обратного рассеяния σ такого цилиндра является функцией диэлектрической проницаемости (воздуха или воды), его диаметра *a* и угла θ между осью цилиндра и радарным профилем (плоскостью поляризации).

Измеренные вариации мощности рассеяния $\mathrm{IRP}_{(z)}$ в зависимости от азимута радарного профиля описываются соотношением

$$|\delta\sigma| = |\sigma\,(a, \theta)/\sigma(a,0)|, \qquad (2.74)$$

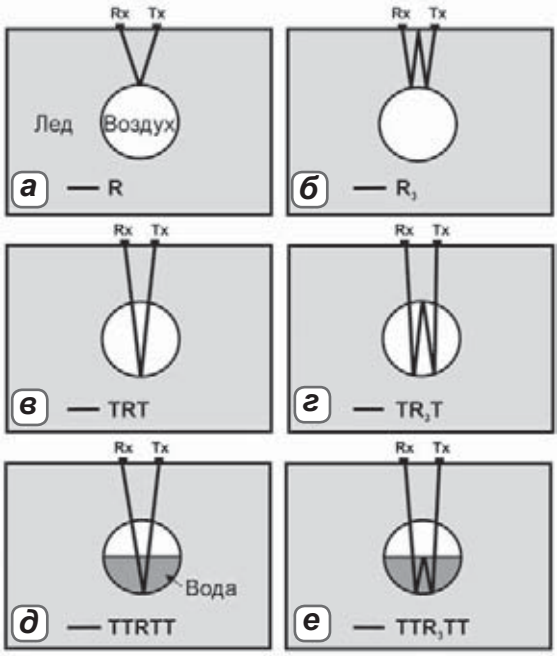
где |δσ| – азимутальный диапазон σ, нормализованного по величине θ, когда плоскость поляризации параллельна цилиндру (θ = 0).

◀ **Рис. 2.58.** Сечение обратного рассеяния от заполненного воздухом и водой канала цилиндрической формы как функция диаметра канала и угла между его осью и профилем зондирования (Matsuoka et al., 2007)

Для углов θ от 70° до 90° рис. 2.58 показывает диапазоны $|\delta\sigma_{(air)}|$ и $|\delta\sigma_{(water)}|$ при заполненном воздухом и водой цилиндре. В случае заполнения воздухом цилиндра диаметром менее 10 м $|\delta\sigma_{(air)}|$ составляет менее 10 дБ, тогда как для заполненного водой цилиндра диаметром 4,8 м и менее $|\delta\sigma_{(water)}|$ превышает 20 дБ при θ = 80°. Эти особенности позволяют выявить систему внутриледниковых каналов в теплых ледниках и оценить ее размеры даже при измерениях с низкочастотными локаторами с небольшим разрешением по дальности.

2.7.3. Оценка заполненности и размеров по гиперболическим отражениям

Гораздо сложнее определить степень заполненности каналов водой и их геометрию, включая ширину и форму канала. Для этого, как минимум, необходимо использовать локатор с высоким разрешением по дальности, чтобы получить отражения от верхней и нижней стенок канала, а также от границы раздела вода–лед. При



▶ **Рис. 2.59.** Пути распространения радиоволн через внутриледниковый канал круглого сечения: *а, б*) однократное (*R*) и двукратное (R_2) отражение от крыши воздушного канала; *в, г*) однократное (TRT) и двукратное (TR_3T) отражение от дна канала, заполненного воздухом; *д*) отражение (TTRT) от дна канала, частично заполненного водой; *е*) двукратное отражение (TTR_3TT) от поверхности воды и дна канала, частично заполненного воздухом и водой (Stuart et al., 2003)

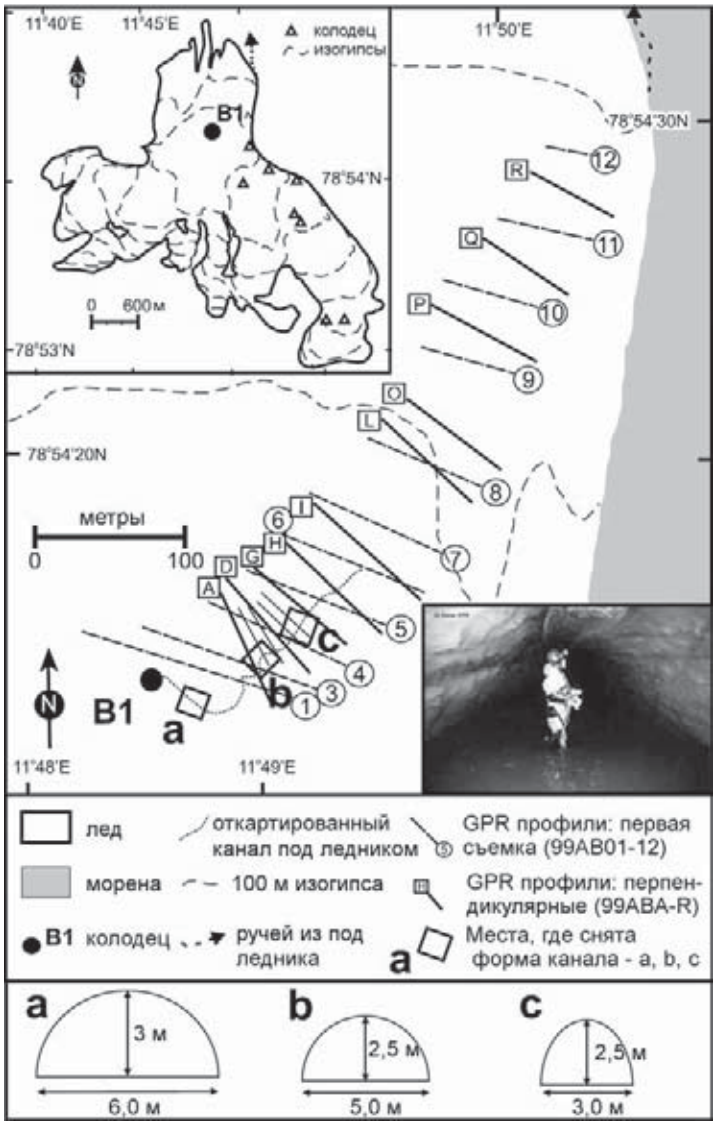
этом необходимо учитывать возможность кратных переотражений между этой границей и верхней и нижней стенками канала (рис. 2.59).

Однократные и двукратные отражения от свода канала R и TTR_3TT позволяют по скорости распространения радиоволн во льду определить, на какой глубине отражение находится в леднике. Если канал пустой, то фаза отраженных сигналов R и R3 будет такой же, что и у зондирующего импульса, а если канал полностью заполнен водой, то полярность отражения изменится на противоположную.

Однократные и двукратные отражения от дна канала TRT и TR3T меняют полярность, если канал пустой, и не меняют в полностью или частично заполненном водой (TTRTT) канале. Высоту канала и степень его заполненности водой определяют по разности времен отраженных сигналов с учетом их полярности, используя характерные скорости распространения радиоволн во льду, воздухе и воде. Вертикальное разрешение метода зависит от частоты зондирования. Так, при частоте 100 МГц оно составляет 0,7 м для воздушного канала и 0,07 м для канала с водой. В целом с учетом других погрешностей точность определения глубины воды в каналах этим методом на частоте 100 МГц оценивают величиной ±0,5 м (Stuart et al., 2003).

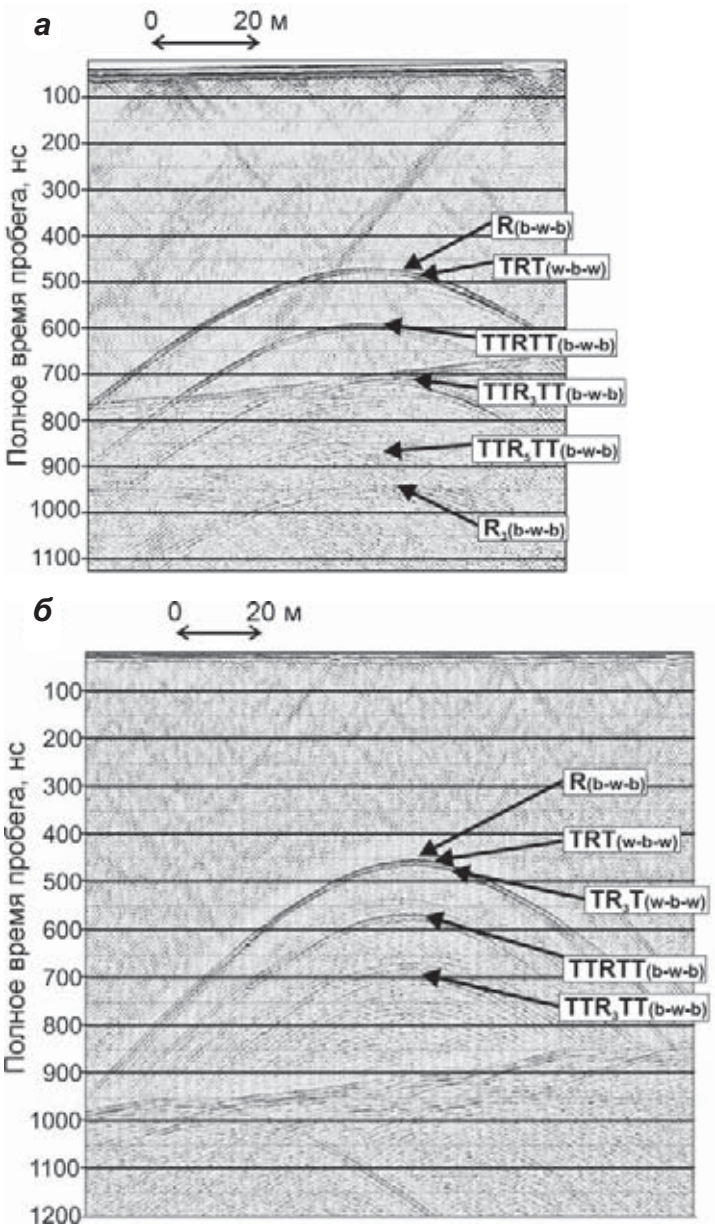
Для того чтобы правильно оценить ширину каналов по их гиперболическим отражениям, необходимо, чтобы каналы пересекались радиолокационными профилями под прямым углом (1) и скорость при миграции радарных записей была максимально близка к реальной скорости (2). Тогда миграция позволяет свернуть гиперболическое отражение от канала в цель, ширина которой должна соответствовать ширине канала. Горизонтальное разрешение метода составляет примерно половину длины волны во льду (при 100 МГц около 0,75 м). Кроме того, не менее важно, с каким шагом выполняются радарные измерения. Оценки показали, что при зондировании с шагом 0,5 м общие погрешности определения ширины цилиндрических каналов достигают ±1,0 м (Stuart et al., 2003).

Близкие к ожидаемым (см. рис. 2.59) радарные записи были получены летом 1999 г. на преимущественно холодном леднике Восточный Бреггер (Шпицберген). Там использовали 100 МГц локатор *PulseEKKO* с высоким разрешением (0,24 м в воздухе) и выполнили измерения по сети профилей (рис. 2.60, *a*). Профили пересекали внутриледниковый канал длиной около 900 м, берущий начало из почти вертикального ледникового колодца глубиной около 45 м. Пример полученных записей и их интерпретация приведены на рис. 2.61 и 2.62. Результаты исследований показали, что канал имел ширину около 1,5–3,5 м и высоту около 2–5 м, проходил суб-

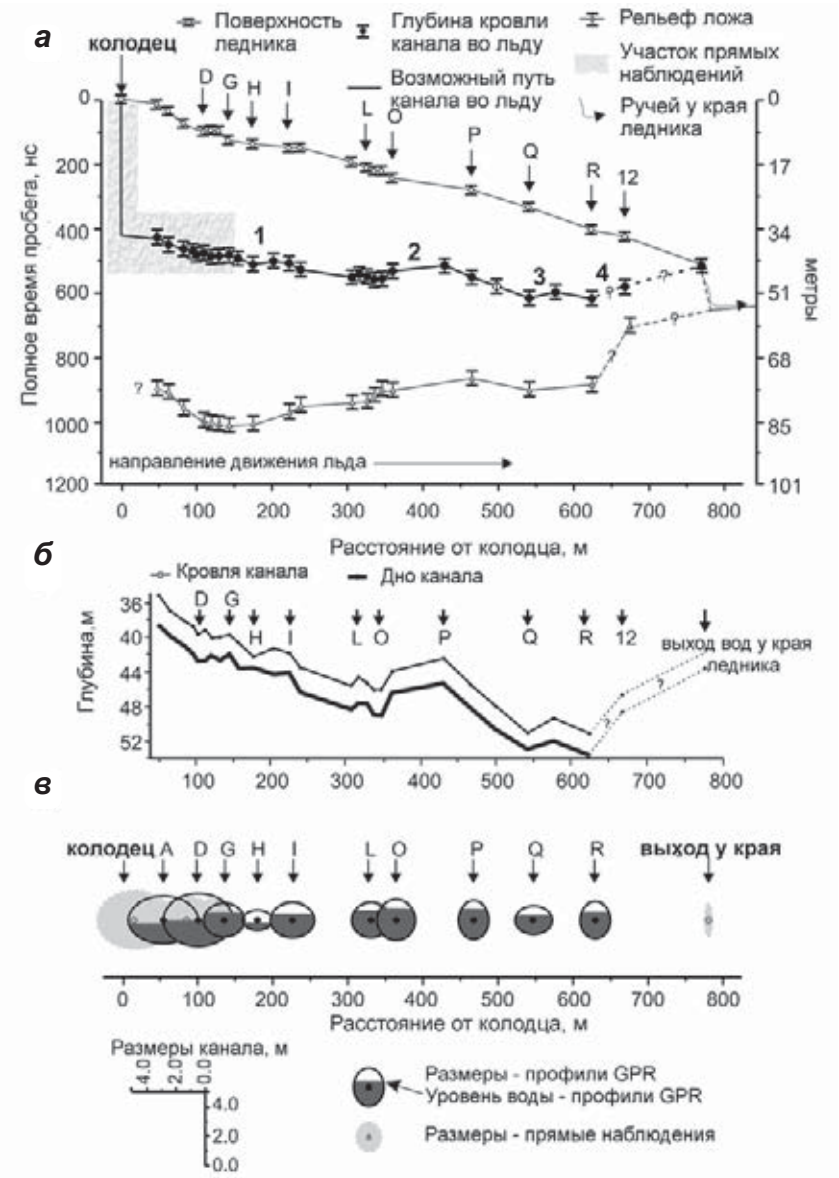


▲ **Рис. 2.60.** Профили радиолокационных измерений на леднике Восточный Брёггер, положение ледникового колодца B1 и подледникового канала a, b, c; на врезке вверху показана поверхность ледника с изогипсами через 50 м, на фотоврезке – вид канала в 1998 г.; внизу показана геометрия этого канала на участках a, b и c (Stuart et al., 2003)

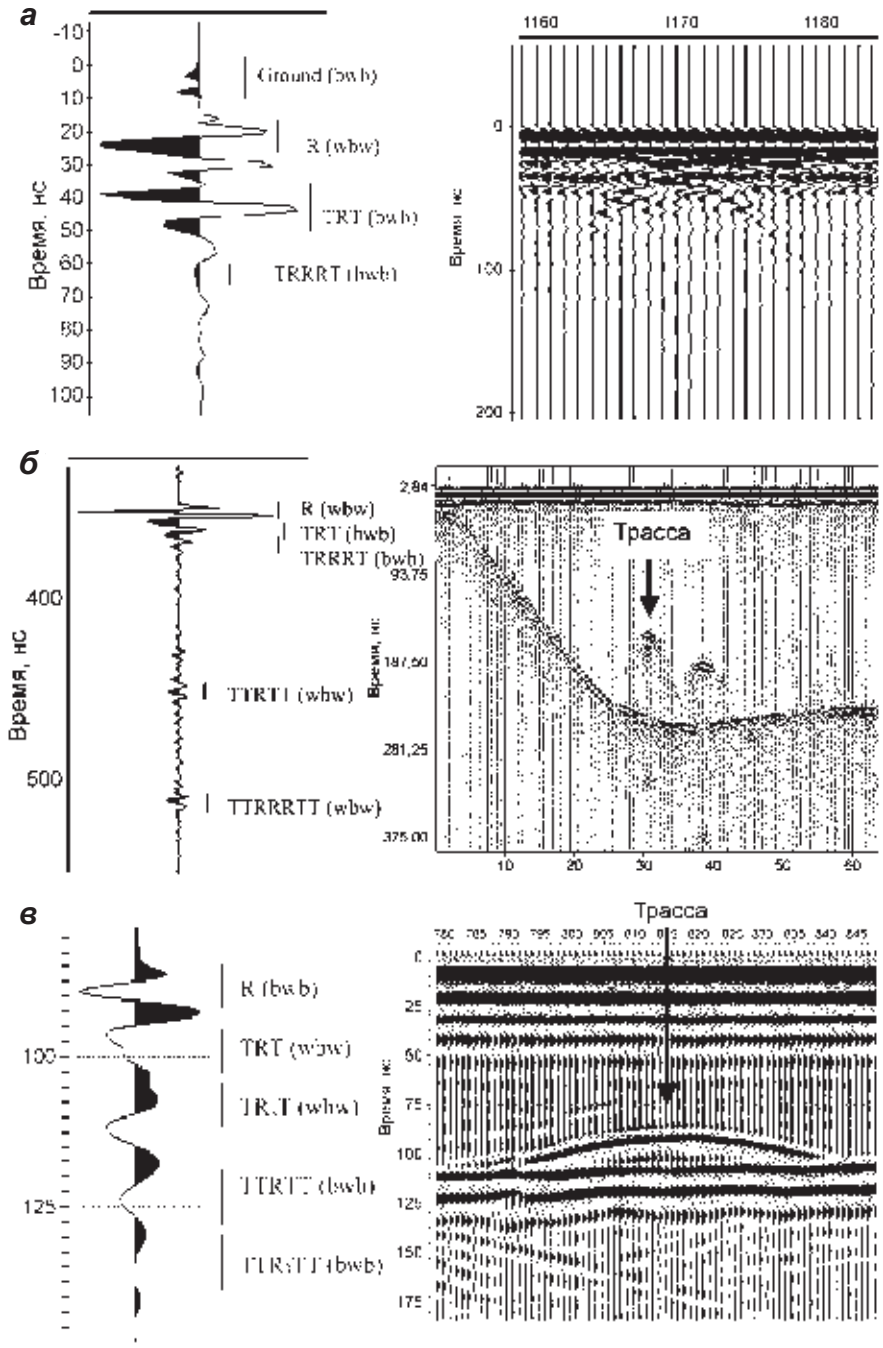
горизонтально (с уклоном менее 2°), на глубине 35–50 м и в течение лета на 14–90% заполнялся водой. Выполненные исследования выявили, что с помощью радиолокации можно детально картировать гидрологию внутриледниковых каналов и дистанционно наблюдать за дневными и сезонными вариациями течения воды в них.



▲ **Рис. 2.61.** Гиперболические отражения от внутриледникового канала в леднике Брёггер Восточный по данным наземного радиозондирования на частоте 100 МГц на профилях L (*а*) и D (*б*). Буквенные обозначения такие же, как на рис. 2.59; в скобках буквами w и b обозначены отрицательные и положительные амплитуды отражений на радарных записях (Stuart et al., 2003)



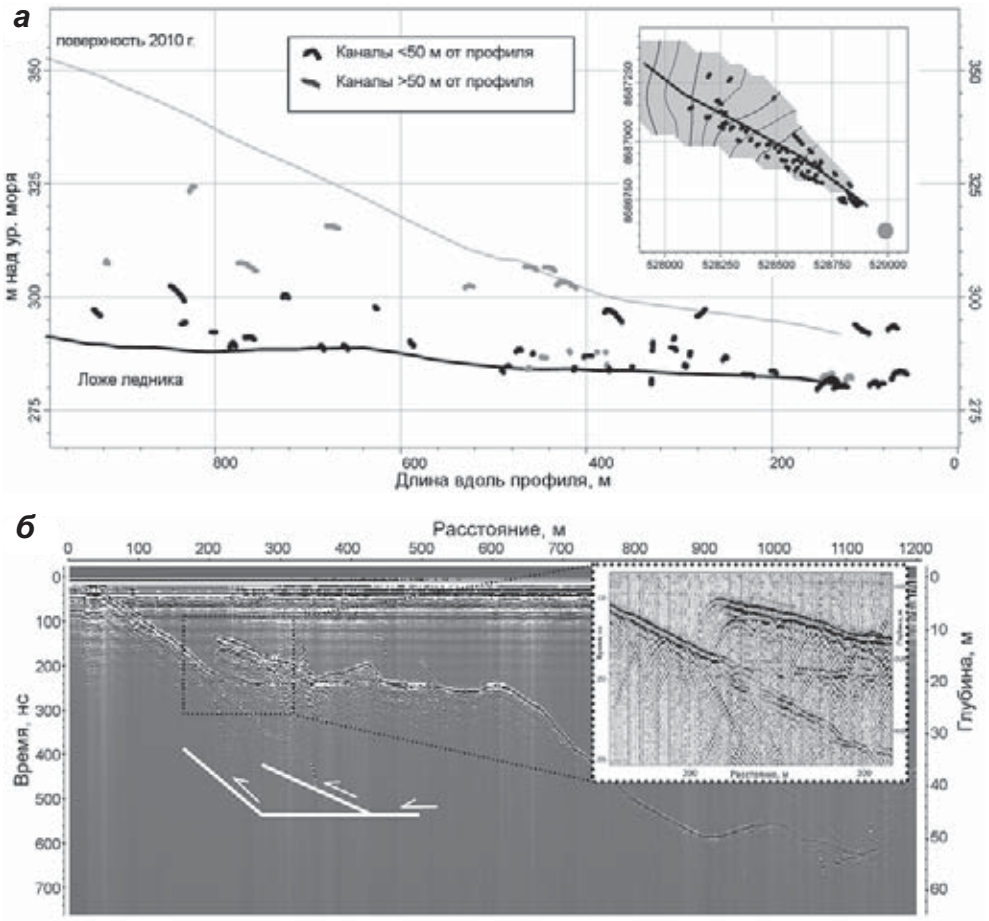
▲ **Рис. 2.62.** Изменение глубины внутриледникового канала на леднике Восточный Брёггер с расстоянием от ледникового колодца B1 по данным радарных измерений вдоль профилей D, G, H и т.д., проходящих перпендикулярно каналу (*а*). Точки 1, 2, 3 и 4 обозначают восходящие участки канала; высота канала по радарным данным вдоль профилей D, G, H и т.д. (*б*); размеры канала и содержание воды в нем, вычисленные по немигрированнным радарным записям вдоль тех же профилей (*в*). Для сравнения показаны также размеры канала по прямым наблюдениям. Ошибки определения вертикальных и горизонтальных размеров каналов ±0, 5 м и ±1,0 м; *г*) схема строения гидрологической системы ледника: *1*) наледниковые водные потоки в глубоко врезанных каналах и поверхностных ручьях шириной несколько дециметров, *2*) некоторые поверхностные водотоки, перехватываемые ледниковыми колодцами, *3*) крупные субгоризонтальные внутриледниковые каналы, диаметром до 6 м, не доходящие до ложа ледника, *4*) многолетние скопления воды внутри канала, *5*) канал, который может разветвляться внутри ледника и под слоем мерзлоты у его края (Stuat et al., 2003)



▲ **Рис. 2.63.** Отражения от внутриледниковых и подледниковых каналов на леднике Телл по данным радиозондирования на частоте 100 МГц: канал на глубине 2–4 м, заполненный снегом (*а*); внутриледниковый канал диаметром 2,3 м, на 2/3 заполненный водой (*б*); подледниковый канал высотой около 2 м с 0,5 м воды вблизи языка ледника (*в*). Кривизна гиперболы для случая (*а*) соответствует скорости радиоволн 22 нс/м, характерной для снега. Обозначения отражений от верхней и нижней стенок каналов те же, что и на рис. 2.59 и 2.61 (Bælum, Benn, 2010)

Тем же методом, используя данные радиолокации на частотах 50 и 100 МГц, были определены размеры и степень заполненности водой внутриледниковых и подледниковых каналов в нижней части ледника Телл на Шпицбергене (Bælum, Benn, 2010). Но в отличие от работ на леднике Восточный Бреггер, где был прослежен один канал по серии поперечных профилей, на леднике Телл определялись положение и геометрия многих каналов в местах из пересечения профилями зондирования. Кроме того, удалось по скоростям распространения радиоволн определить, что некоторые приповерхностные каналы в период наблюдений были заполнены снегом (рис. 2.63).

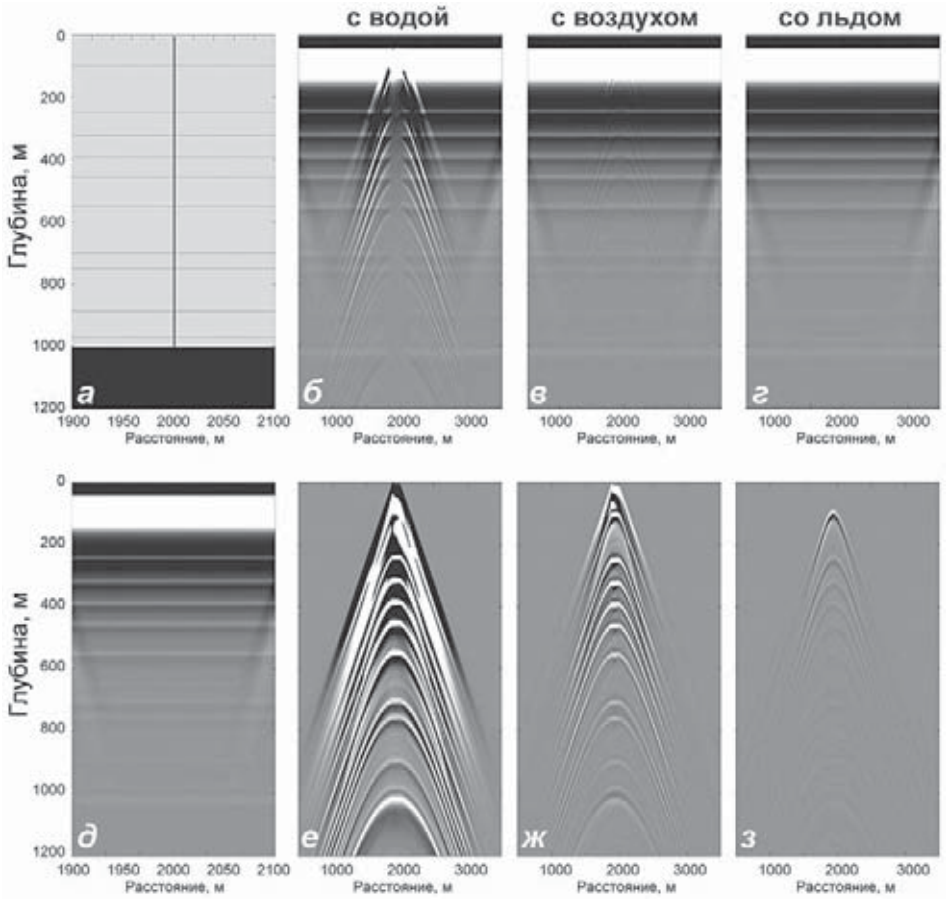
Исследования на леднике Телл показали, что вода может накапливаться в течение зимних месяцев в двух или более узких каналах в самой нижней части ледника, на расстоянии 400–500 м от его конца языка (рис. 2.64), и постепенно вытекать оттуда и питать приледниковую наледь.



▲ **Рис. 2.64.** Внутриледниковые и подледниковые каналы в нижней части ледника Телл на Шпицбергене, идентифицированные по данным радиозондирования на частоте 100 МГц на расстоянии <50 м и >50 м от профилей измерений; положение профилей и каналов показано на врезке (*а*). Строение ледника Телл по данным радиозондирования на частоте 100 МГц вдоль продольного профиля (*б*). Получены также отражения от надвиговых дислокаций или слоя мореносодержащего льда (Bælum, Benn, 2010)

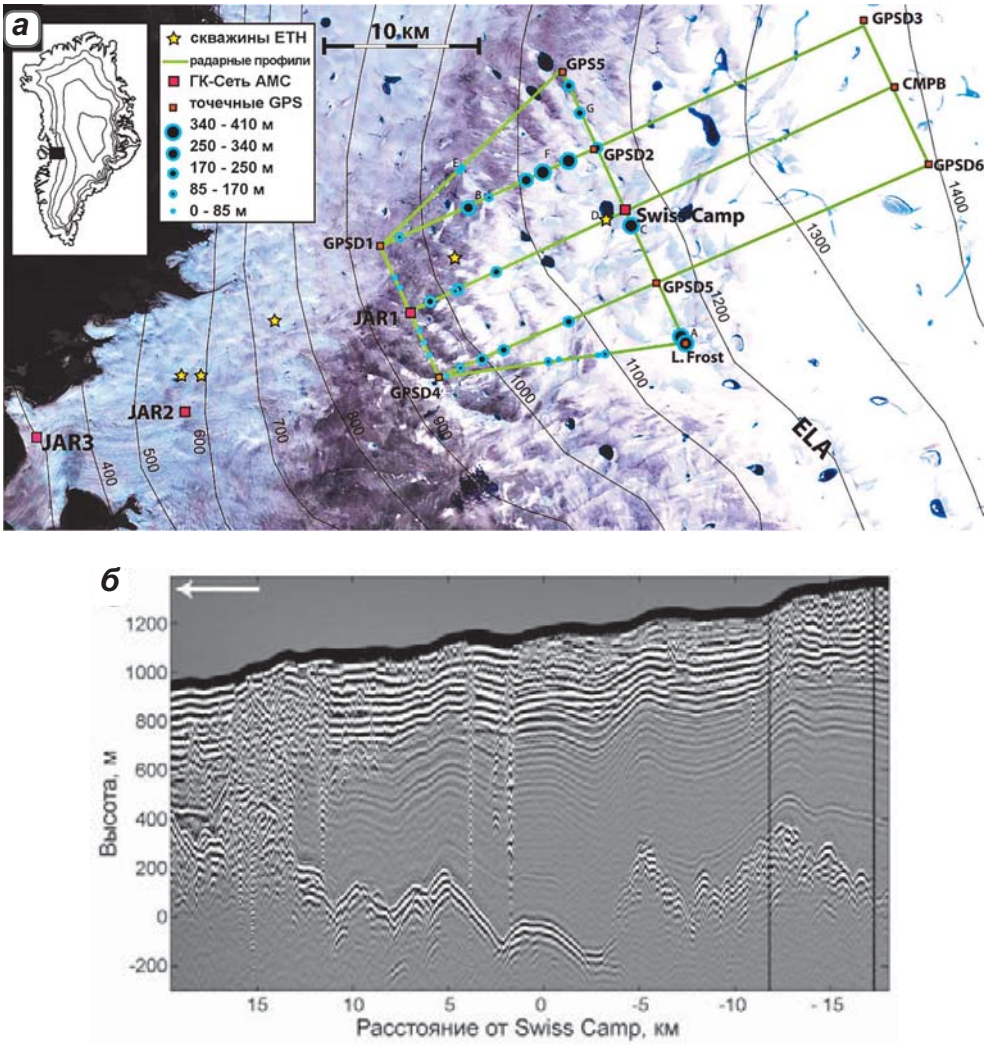
2.7.4. Оценка заполненности по вертикальным сериям гиперболических отражений

Ледниковые колодцы служат основными путями проникновения талых вод с поверхности в толщу ледников. Они регистрируются на радиолокационных записях в виде серии вертикальных цепочек гиперболических отражений (VSH), проникающих через всю толщу ледника, от его поверхности вплоть до ложа. Для их интерпретации было выполнено моделирование картины радиолокационных отражений от ледникового колодца (Catania et al., 2008) с помощью двумерной электромагнитной волновой модели GprMax2D (Giannopoulos, 2005). Ледниковый колодец аппроксимировался вертикальным прямоугольником шириной от 2 до 30 м и длиной от 300 до 1000 м, который проникает в ледник, в котором есть девять горизонтальных отражающих слоев толщиной 2 м (рис. 2.65, *а*). Пример модельных результатов дифракционных отражений от такого вертикального канала, заполненного водой, воздухом и льдом, и от внутренних слоев приведен на рис. 2.65, *б–з*.



▲ **Рис. 2.65.** Геометрия слоистой среды вблизи колодца (*а*); модельные отражения от среды с колодцем, заполненным водой (*б*), воздухом (*в*), льдом (*г*); модельное отражение от среды без колодца (*д*); те же отражения от колодца с водой (*е*), воздухом (*ж*), льдом (*з*), но за вычетом отражений от внутренних слоев (Catania et al., 2008)

Моделирование дифракционных отражений от вертикальных каналов разной ширины показало, что по характеру гиперболических отражений можно судить о том, каким материалом – водой, воздухом или льдом – заполнены ледниковые колодцы. Сами множественные гиперболы возникают в точках пересечения колодцев с границами внутренних слоев, а также в местах резкого изменения ширины колодца. Обнаружено, что амплитуда гиперболических отражений увеличивается с ростом ширины колодца. Близким оказался и эффект изменения формы канала неправильной прямоугольной формы с разной высотой элементов. Модельные оценки также пока-



▲ **Рис. 2.66.** Наземные радиолокационные измерения весной 2006 г. (зеленые линии) на частоте 1 МГц в районе станции Swiss Camp на западе Гренландии (*а*); изогипсы (черные линии) проведены по данным (Bamber et al., 2001), расстояние от профиля до колодцев показано кружками разных размеров, красными квадратами – метеостанции, звездочками – скважины; радарный профиль через станцию Swiss Camp (x = 0) от JAR1 (слева) до CMPB (справа) (*б*) (Catania et al., 2008)

зывают, что для сужающегося канала амплитуда гипербол уменьшается по глубине. Оказалось, что колодцы большой глубины, но не проникающие до ложа, создают серии вертикальных гипербол на всю толщину ледника подобно сквозным колодцам. Разница состоит в том, что у них амплитуды гипербол сильнее затухают с глубиной.

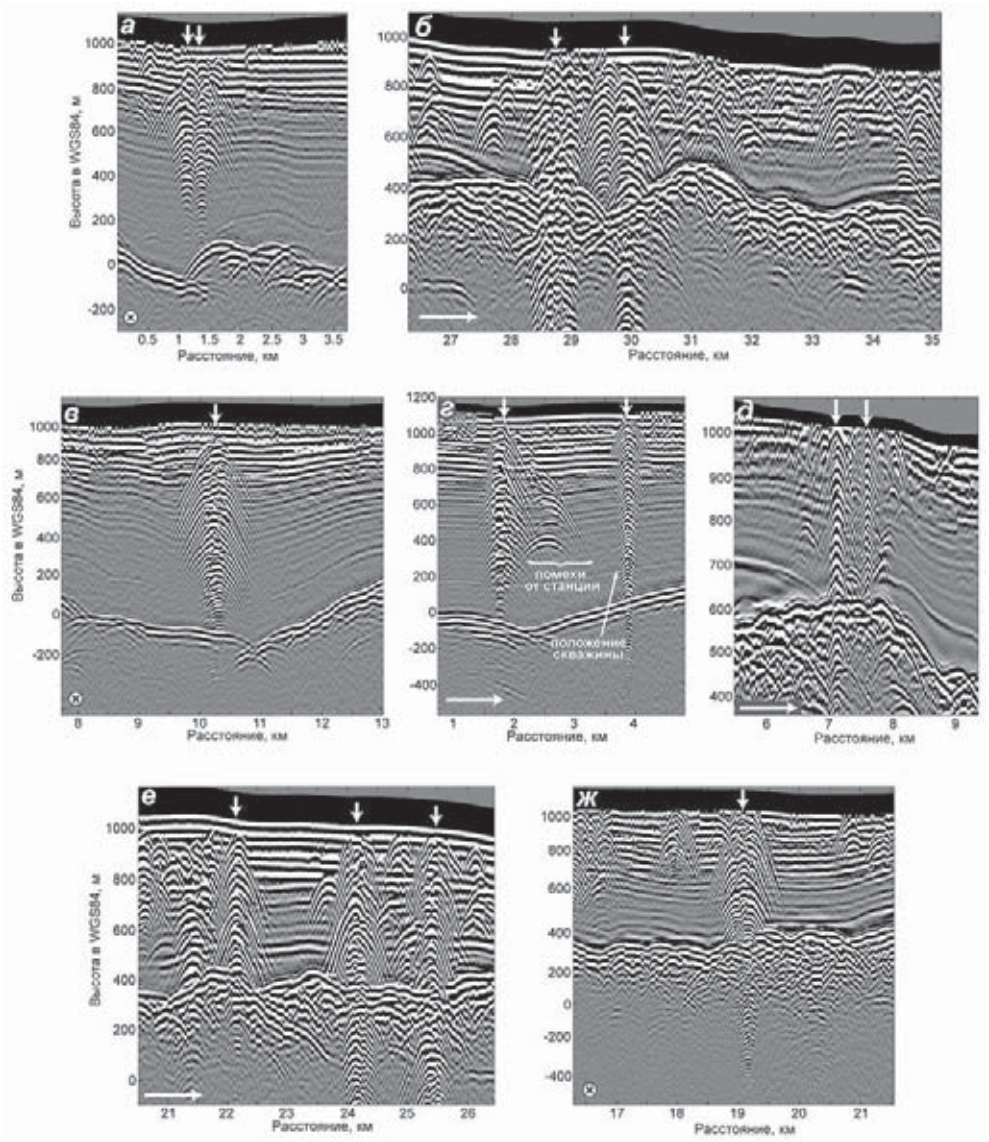
Если перейти от модельных расчетов к реальным измерениям, то такие исследования положения колодцев, их глубины и степени заполнения воздухом или водой проводились в районе станции Swiss Camp на западе Гренландии. Они были выполнены с помощью наземных радиолокационных измерений по сети профилей на частоте 1 МГц (Catania et al., 2008), вдоль которых были зарегистрированы вертикальные серии гиперболических отражений (VSH – vertically stacked hyperbolae), проникающие от поверхности до ложа ледникового покрова (рис. 2.66).

Другие характерные примеры серий вертикальных гиперболических отражений (VSH) приведены на рис. 2.67. Сравнение полученных данных с модельными результатами позволило установить следующие закономерности. Во-первых, VSH могут быть связаны с отдельными вертикальными каналами с ровными стенками, которые пересекают внутренние слои (см. рис. 2.67, *б*), а также с каналами с изменяющейся формой (рис. 2.67, *а–в*). В последнем случае на каждом изломе канала будет возникать очередная гипербола. Более яркие гиперболы скорее всего связаны с каналами, частично заполненными водой или воздухом. Сложные и асимметричные гиперболы возникают от каналов сложной формы, у которых ширина и ориентировка меняются с глубиной, и соединяющихся с другими каналами (см. рис. 2.67, *б, д*). Иное объяснение сложных гиперболических отражений состоит в том, что радар фиксирует серию отдельных вертикальных трещин, которые могут соответствовать первой стадии развития ледникового колодца. Со временем вода, попадающая в трещины, расширит их, сгладит стенки, и они сольются в один главный колодец.

Во-вторых, уменьшение амплитуды гипербол с глубиной (рис. 2.67, *а*, *в*) объясняется рядом причин. Канал может не проникать на всю толщину ледника, а быть просто глубокой трещиной, и гиперболы в нижней толще льда представляют собой кратные отражения. Иное объяснение (которое не было воспроизведено при моделировании) состоит в том, что колодец может менять направление с глубиной, из-за чего меняется количество энергии, отраженной в сторону локатора. Кроме того, канал на некоторой глубине может быть заполнен льдом вследствие повторного замерзания воды или смыкания стенок под давлением, или же он может сужаться с глубиной.

В-третьих, у некоторых серий VSH наблюдаются сильные гиперболические отражения ниже ложа (рис. 2.67, *б*). Такие отражения могут возникать от глубоких каналов, которые изменяют свое направление в придонных слоях ледника или на самом ложе. Или же это результат кратных отражений, которые более вероятны при большом диэлектрическом контрасте, т.е. в случае, когда канал заполнен водой.

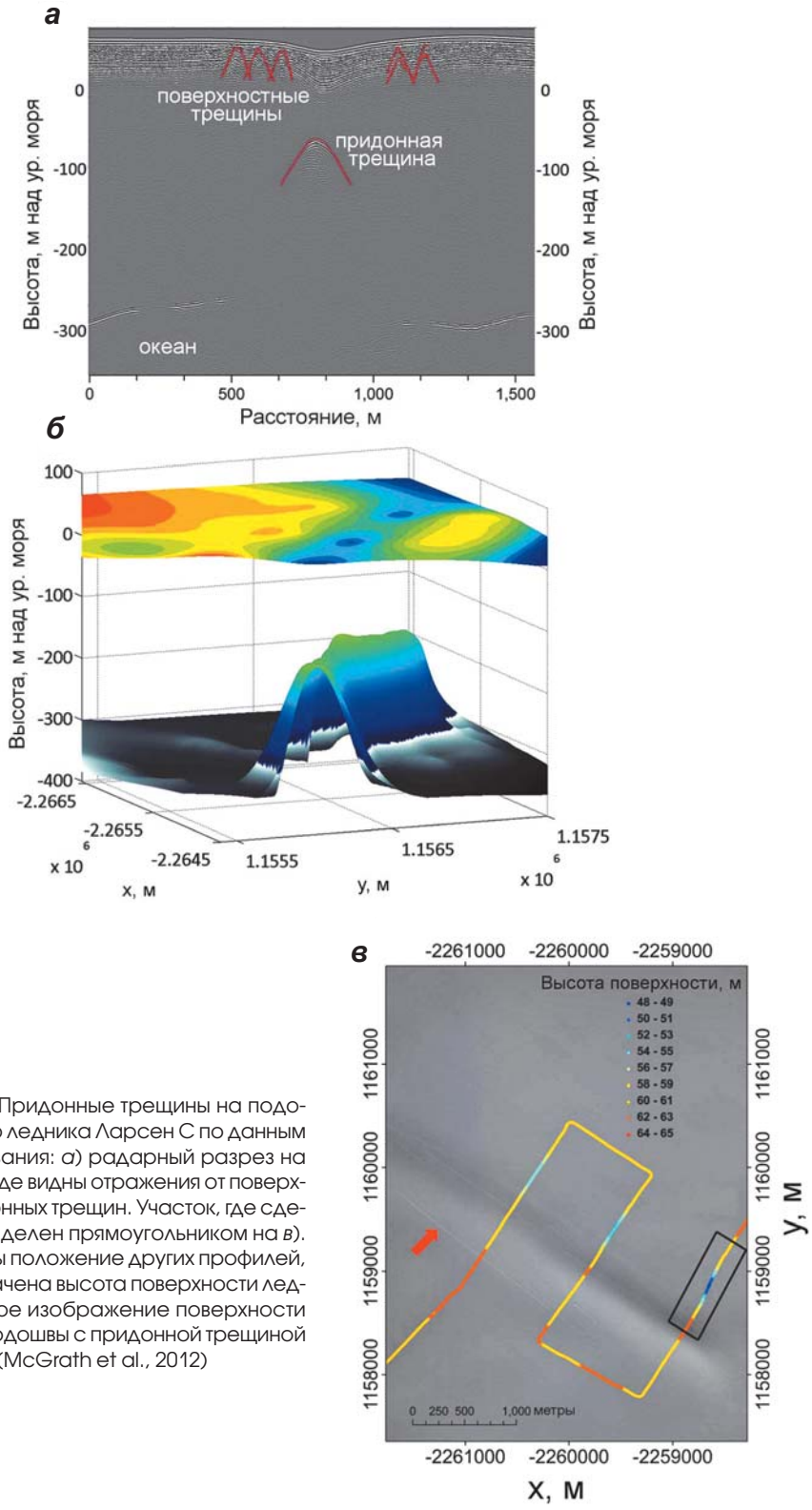
В-четвертых, некоторые серии VSH обнаруживаются в местах, где внутренние слои прогибаются вниз и частично срезаются ложем (рис. 2.67, *б*, *е*), что служит характерным признаком локального донного таяния (Buchardt, Dahl-Jensen, 2007). Такие серии с очевидностью соответствуют ледниковым колодцам, связывающим поверхность с подледниковой системой стока. В случае, показанном на рис. 2.67, *е*, область прогибания внутренних слоев возле серии VSH невелика и, очевидно, связана с незначительным таянием на ложе, тогда как в другом случае такая область распространяется на 7,5 км от серии VSH (см. рис. 2.67, *б*), что может служить признаком обширного таяния на ложе вследствие поступления талых вод с поверхности по колодцу.



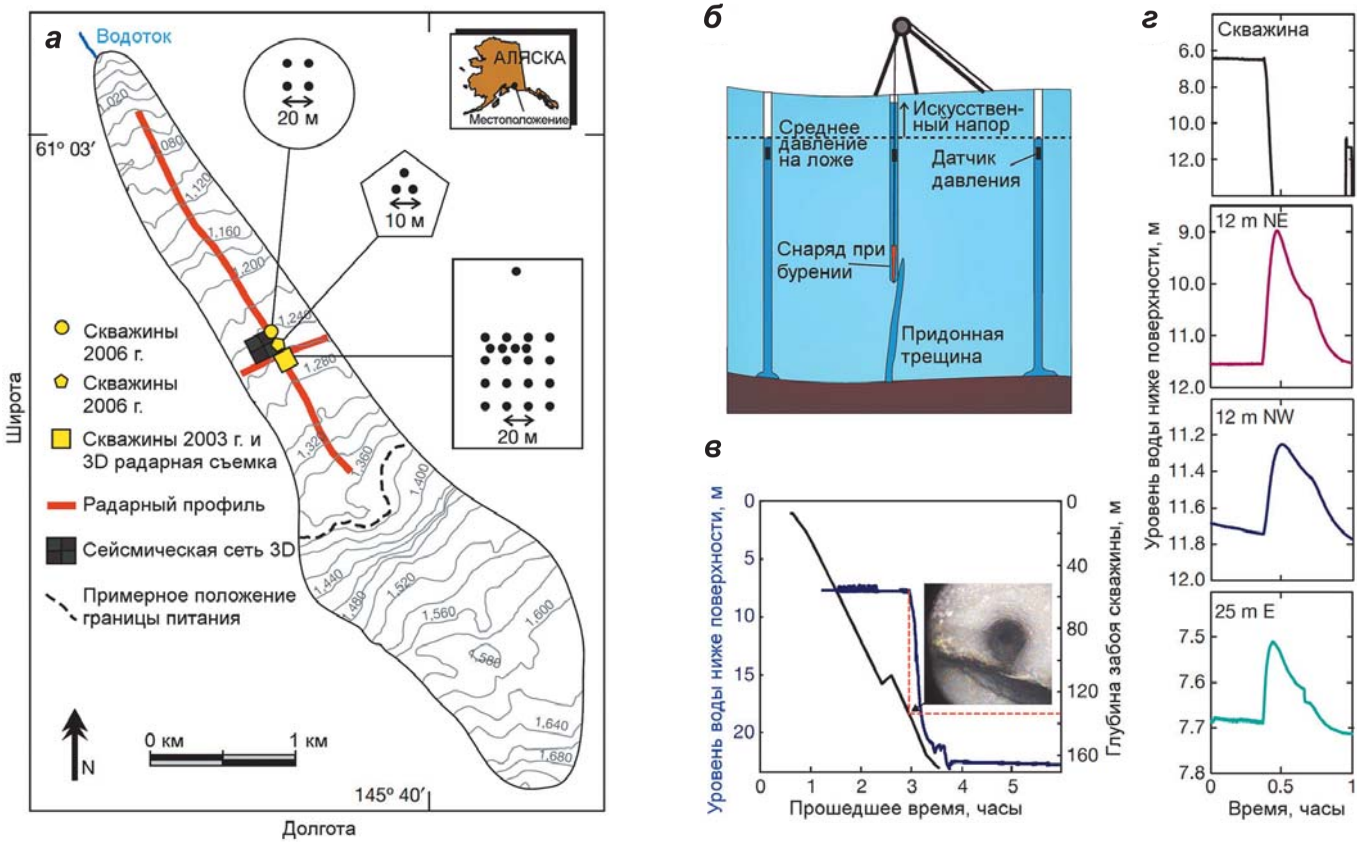
▲ **Рис. 2.67.** Вертикальные серии гиперболических отражений (отмечены сверху стрелками, направление течения льда показано стрелкой внизу (*а–г, д–ж*); *г*) отражения-помехи от пробуренной в 1990 г. скважины глубиной 600 м с установленной в ней термокосой для измерения температуры льда (Catania et al., 2008)

2.7.5. Распределение придонных трещин по данным радио- и сейсмозондирования

В последнее время появляется все больше данных о том, что на подошве наземных и плавучих ледников может встречаться большое число придонных трещин, которые играют важную роль как в динамике ледников, так и в функционировании их гидрологических систем (Harper et al., 2010; McGrath et al., 2012). При исследовании



▲ ◀ **Рис 2.68.** Придонные трещины на подошве шельфового ледника Ларсен С по данным радиозондирования: *а*) радарный разрез на частоте 25 МГц, где видны отражения от поверхностных и придонных трещин. Участок, где сделан профиль, выделен прямоугольником на *в*). Там же показаны положение других профилей, а цветом обозначена высота поверхности ледника. Трехмерное изображение поверхности ледника и его подошвы с придонной трещиной показано на *б*) (McGrath et al., 2012)



▲ **Рис. 2.69.** Положение скважин на леднике Бенч на Аляске и участков сейсмических, радиолокационных и DGPS измерений (*а*); измерение уровня и давления воды в скважине, пересекшей придонную трещину, и в соседней скважине (*б*); падение уровня воды в скважине, пересекшей придонную трещину на глубине 133 м (в 32 м выше ложа) (*в*); график проходки скважины – черная линия, уровень воды в скважине – голубая линия; уровни воды в четырех скважинах (*г*): когда одна из скважин достигла трещины на глубине 106 м, уровень воды в ней упал более чем на 10 м, а в трех соседних скважинах на расстоянии до 25 м он одновременно поднялся (Harper et al., 2010)

трещин на подошве шельфовых ледников в первую очередь важно установить, где они находятся, каковы их размеры и насколько глубоко они проникают в толщу льда, так как, соединяясь с поверхностными трещинами, они служат путями сброса талых вод и образуют ослабленные зоны, ведущие к разрушению ледника.

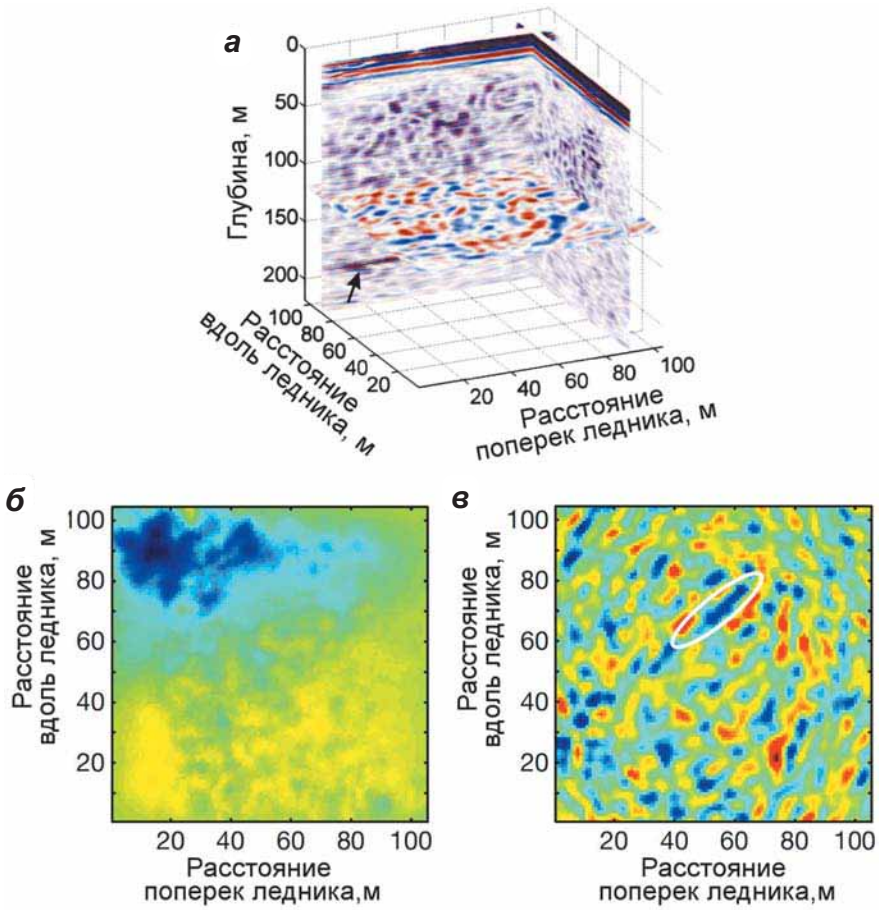
Эти придонные трещины обнаруживаются при радиолокационных измерениях. Например, по данным радиозондирования на частотах 25 МГц и 50 МГц, они проникают в в шельфовый ледник Ларсен С на расстояние 100–230 м от подошвы или до 2/3 толщины льда, а их ширина составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров. На рис. 2.68 видно, что придонная трещина прослеживается и в рельефе поверхности шельфового ледника и выражена в виде линейной депресии, которая по краям обрамлена зонами поверхностных трещин, что дает возможность диагностировать эти нарушения по данным космических съемок (Luckman et al., 2011; McGrath et al., 2012).

Для исследований придонных трещин на горных ледниках, кроме прямых наблюдений в скважинах с помощью видеосъемок и измерения давления воды, используют сейсмо- и радиозондирование. Эти методы позволяют определить глубину проникновения трещин в основание ледника, их ориентировку, ширину и заполненность водой. Так, в области абляции теплого ледника Бенч на Аляске весной 2003 и 2006 гг. был выполнен комплекс исследований (Harper et al., 2010), включавший видеосъемки и измерения уровня воды в серии скважин до ложа, сейсмические и радиолокационные и DGPS измерения вблизи них (рис. 2.69).

Радиолокационные исследования включали многопозиционное радарное профилирование на частоте 25 МГц для оценки содержания воды в толще ледника описанным выше методом. Также на частоте 50 МГц была проведена радарная съемка с шагом 0,5 м по 53 параллельным профилям на расстоянии 2 м друг от друга, проходившим вдоль линий тока ледника. Это позволило выполнить трехмерную миграцию и определить интенсивность внутриледниковых отражений в объеме ледника и построить срезы на разных глубинах (рис. 2.70). Обнаружено, что яркие линейновытянутые отражатели сосредоточены в нижних 40 метрах ледника, а не в верхней его толще. Они были интерпретированы как придонные трещины, заполненные водой, что было подтверждено прямыми наблюдениями в скважинах.

Сейсмические измерения были выполнены на участке 300×300 м по оси ледника с помощью 214-канальной системы и ударного возбуждения волн. В результате этих измерений была, в частности, обнаружена 3,2% анизотропия скоростей отраженных продольных волн под углом 30° к направлению течения льда. Она практически совпала по направлению с анизотропией скорости распространения отраженных радиоволн 39°, установленной по данным многоазимутальных радарных измерений на этом участке при частоте 25 МГц. Этот феномен объясняется преимущественной ориентировкой субвертикальных придонных трещин, заполненных водой. Общее объемное содержание воды в полостях в придонном слое льда толщиной 40 м, которое оценили с помощью многопозиционного радарного зондирования, составляет около 1%. Сходная величина 0,3% была получена при оценке объема придонных трещин, связанных с гидрологической системой на ложе, по данным бурения и изменений уровня воды в скважинах (Harper et al., 2010). Такие запасы воды в трещинах соответствуют слою воды на ложе толщиной как минимум 10 см.

Были выполнены дополнительные эксперименты и анализ данных для определения анизотропии сейсмических и электромагнитных скоростей в леднике Бенч,



▲ **Рис. 2.70.** Трехмерное отображение амплитуды радарных отражений в толще ледника Бенч на Аляске по данным радиозондирования на частоте 50 МГц (теплые тона – положительные значения, холодные – отрицательные): три ортогональных сечения блока льда объемом $1{,}93 \cdot 10^6$ м^3 (*а*), стрелкой показано отражение от ложа на глубине около 175 м; горизонтальный срез на глубине 16 м, где практически отсутствуют сильные отражающие объекты (*б*), горизонтальный срез на глубине 137 м (примерно в 38 м от ложа) с многочисленными отражателями, некоторые из них протягиваются на десятки метров (например, участок, выделенный эллипсом) (*в*) (Harper et al., 2010)

которая связана с системой трещин (Bradford et al., 2013). В частности, были выполнены мультиофсетные радарные измерения по пяти радиальным лучам под углами −4°, 26°, 52°, 76° и 90° относительно к направлению движения ледника. Результаты показали, что скорости распространения радиоволн в леднике меняются почти на 5% (от 164 до 156 м/мкс) в зависимости от азимута. Подобные различия обнаруживаются и в скоростях Р-волн (от 3765 до 3630 м/с). Ориентировка трещин в леднике (30–45° к направлению его движения), оцененная по данным сейсмо- и радиозондирования, совпадает с данными наблюдений в скважинах. По новым расчетам, учитывающим анизотропию трещин, общее объемное содержание воды составляет 0,73±0,11% (Bradford et al., 2013).

В целом на основании этих исследований были сделаны выводы, что при оценке содержания воды в ледниках по скорости радиоволн необходимо определять степень ани-зотропии их распространения (1); при отсутствии информации о геометрии водных включений целесообразно предполагать, что вода сосредоточивается по плоскостям трещиноватости, и использовать формулы (2.37)–(2.39) для оценки ее содержания (2); если анизотропии скоростей нет (или нет таких данных), то тем не менее целесообразно использовать указанные формулы (3). Оценку по формуле Луэнги можно использовать как максимальную при отсутствии каких-либо сведений о геометрии водных включений.

2.7.6. Метод ПМР для обнаружения крупных скоплений воды

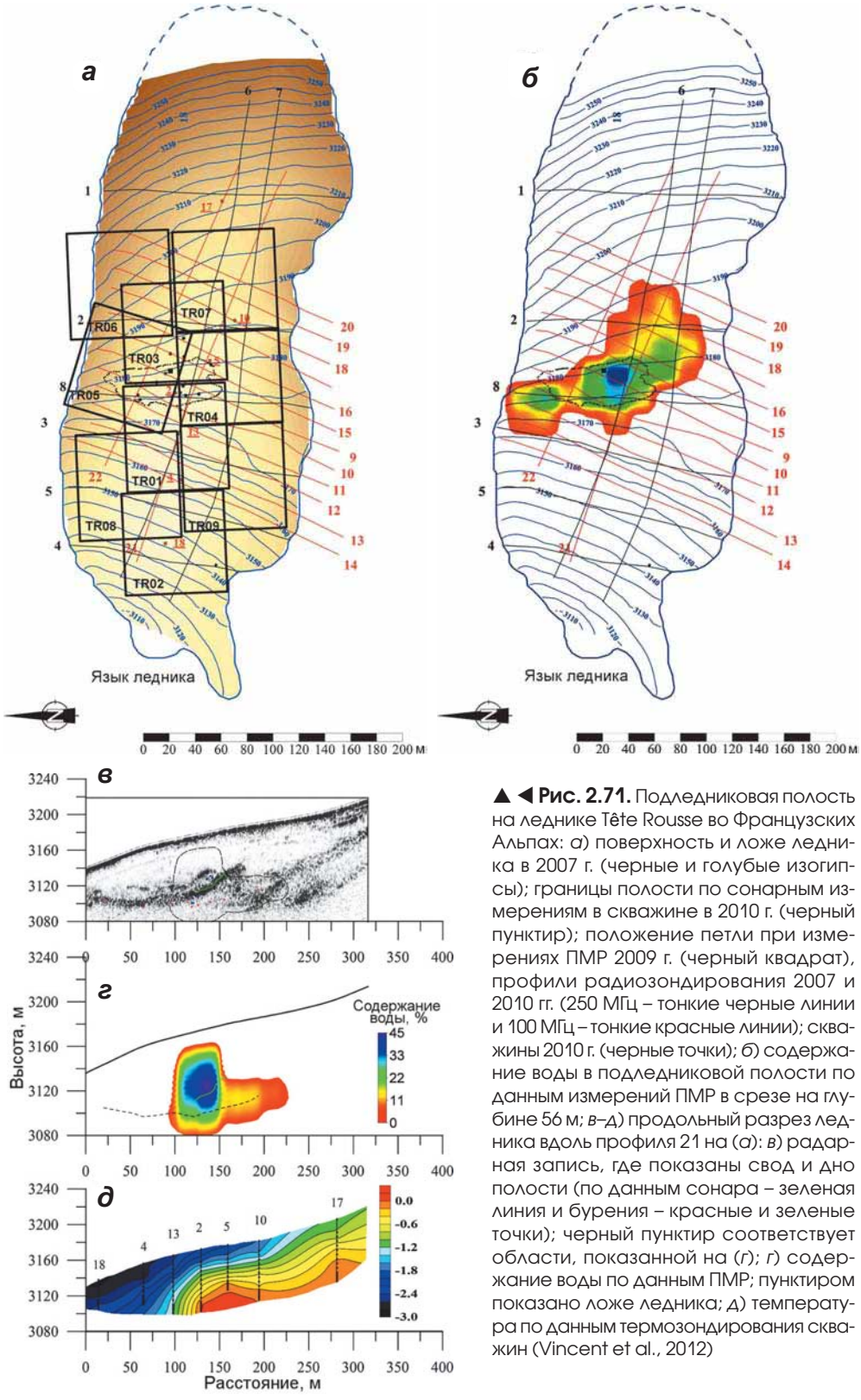
Для обнаружения и оценки объема крупных внутри- и подледниковых полостей может быть применен метод протонного магнитного резонанса (ПМР). Метод основывается на явлении ядерного магнитного резонанса в магнитном поле Земли. В этом методе регистрируется сигнал магнитного резонанса от протонов воды в поле Земли. Такой резонанс происходит при частоте внешнего переменного поля порядка 2 кГц. Уникальность метода состоит в том, что наличие или отсутствие резонансного сигнала однозначно свидетельствует о наличии или отсутствии свободной или поровой воды в толще (Шушаков, Легченко, 1994).

При полевых измерениях внешнее магнитное поле возбуждается на поверхности среды петлей размером от 20 до 100 м, от ее размеров и проводимости среды зависит глубина зондирования – от 40 до 120 м (Legchenko et al., 2011, 2013). Для возбуждения поля используется косиносинусоидальный импульс тока с частотой, равной ларморовской частоте протонов в геомагнитном поле (которая равна примерно 2000 Гц и меняется с широтой местности).

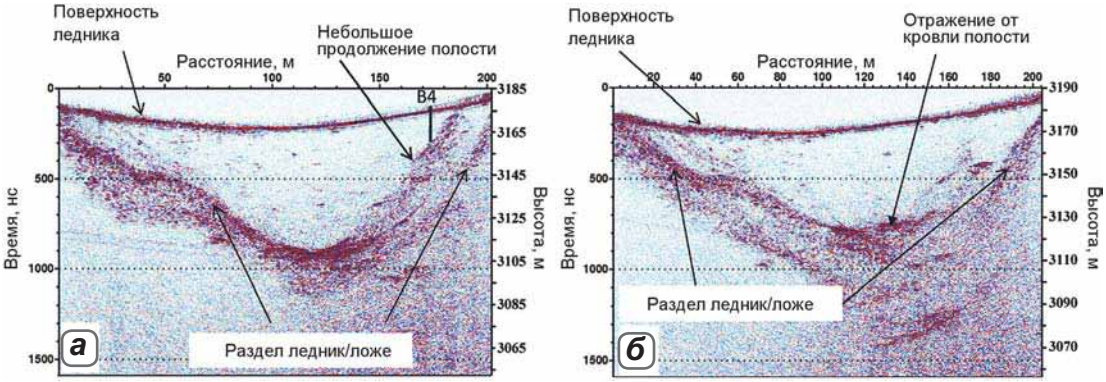
Импульс вызывает прецессию спина намагниченности протонов воды в магнитном поле Земли, что создает переменное магнитное поле, которое может быть обнаружено той же петлей после прекращения импульса тока. Время релаксации таких сигналов составляет более 40 мкс (сигналы, генерируемые холодным льдом, гораздо короче и не регистрируются на поверхности методом ПМР) (Legchenko et al., 2011).

Такой метод был применен в 2009 г. для обнаружения и оценки объема подледниковой полости на леднике Tête Rousse во Французских Альпах (Vincent et al., 2012), где прежде уже были катастрофические прорывы подледниковых вод. На леднике для возбуждения внешнего поля выкладывалась квадратная петля размером 80×80 м, которую с перекрытием перемещали по поверхности в районе подледниковой полости, положение которой было оконтурено по данным радиолокации (рис. 2.71, *а*, *б*). Продолжительность каждого измерения составляла около 6 ч, еще один час требовался для установки петли на леднике и еще 15 мин – для компьютерной обработки данных. Ошибка измерений напряжения в петле составляла 7,7 нВ при максимальной величине сигнала 156 нВ.

Распределение воды внутри ледника получено путем трехмерной инверсии экспериментальных данных (Legchenko et al., 2011), с использованием метода регуляризации Тихонова, который обеспечивает гладкое и стабильное решение (рис. 2.71, *в*, *г*). Сравнение полученных данных ПМР с данными радиозондирования, бурения, термозондирования скважин и измерений сонаром в скважине показано на рис. 2.71, *в–д*.



▲ ◀ **Рис. 2.71.** Подледниковая полость на леднике Tête Rousse во Французских Альпах: *а*) поверхность и ложе ледника в 2007 г. (черные и голубые изогипсы); границы полости по сонарным измерениям в скважине в 2010 г. (черный пунктир); положение петли при измерениях ПМР 2009 г. (черный квадрат), профили радиозондирования 2007 и 2010 гг. (250 МГц – тонкие черные линии и 100 МГц – тонкие красные линии); скважины 2010 г. (черные точки); *б*) содержание воды в подледниковой полости по данным измерений ПМР в срезе на глубине 56 м; *в*–*д*) продольный разрез ледника вдоль профиля 21 на (*а*): *в*) радарная запись, где показаны свод и дно полости (по данным сонара – зеленая линия и бурения – красные и зеленые точки); черный пунктир соответствует области, показанной на (*г*); *г*) содержание воды по данным ПМР; пунктиром показано ложе ледника; *д*) температура по данным термозондирования скважин (Vincent et al., 2012)

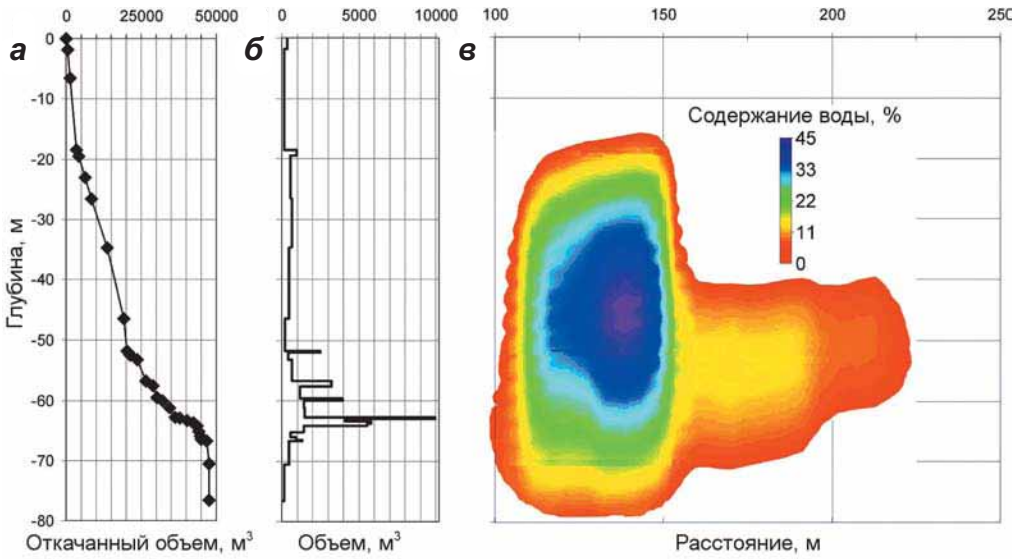


▲ **Рис. 2.72.** Данные радиозондирования на частоте 100 МГц, показывающие отражения от поверхности и ложа ледника Tête Rousse на профиле 10 (*а*), а также от свода подледниковой полости на профиле 9 (*б*). Положение профилей показано на рис. 2.71, *а* (Vincent et al., 2012)

Данные по 20 скважинам глубиной 34–76 м, пробуренным горячей водой в 2010 г., были использованы для определения точного положения границ подледниковой полости, семь скважин – для мониторинга температуры льда в июле–сентябре и две – для измерения уровня воды в скважинах, а данные радиозондирования на частоте 100 МГц – для оценки положения и геометрии свода полостей (рис. 2.72). Из-за большого ослабления радиоволн в заполненной воде полости отражения от ее дна не регистрировались. При этом геометрия свода полости согласуется данными сонарных измерений. Таким образом, все данные указывали на существование крупного скопления воды размером около 50×40 м на глубине 30–70 м (см. рис. 2.71, *г*, *д*). Результаты термозондирования скважин показали, что язык ледника находится в холодном состоянии, что и объясняет возможность накопления воды на участке ложа выше холодной области.

Размеры скопления воды и ее максимальное содержание по данным измерений ПМР в сравнении с данными измерений уровня воды в подледниковой полости показаны на рис. 2.73. Содержание воды по данным ПМР составляет около 45%, что существенно отличается от 100%, которые действительно были в подледниковом резервуаре. Это расхождение объясняется малым пространственным разрешением метода ПМР. Согласно оценкам (Legchenko et al., 2011), чувствительность и разрешение метода ПМР зависят от размера ячеек сетки модели и возрастают, если использовать данные измерений по трем перекрывающимся петлям. Тем не менее метод ПМР показал, что в 2009 г. в подледниковой полости было 55 000±10 000 м^3 воды, что гораздо лучше согласуется с прямыми измерениями при ее откачке в 2010 г. (см. рис. 2.73, *а*), чем другие оценки по данным бурения, видеосъемки в скважинах и радиозондирования.

В последующие годы с помощью ПМР выполнялся мониторинг состояния полости, а летом из нее откачивалась вода. Анализ этих данных показал, что объем самой полости сократился, вероятно, вследствие деформации льда: в 2011 г. он стал на 65% меньше, а в 2012 г. – на 73% меньше, чем был в 2010 г. Оценены скорости заполнения водой полости в летнее (120–180 м^3/день) и зимнее время (20–25 м^3/день). В 2012 г. методом ПМР удалось обнаружить вторую полость, меньшую по размерам, чем центральная, и расположенную выше по леднику. Благодаря ей и шел приток воды зимой в нижнюю полость. Но прямой связи полостей по каналу



▲ **Рис. 2.73.** Кумулятивная кривая объема воды (м^3), откачанной из ледника Tête Rousse, как функция уровня воды в подледниковой полости (*а*); объем воды, откачанной с разных интервалов глубин (*б*); поперечное сечение содержания воды по данным измерений методом ПМР (вдоль радарного поперечного профиля 21) (*в*) (Vincent et al., 2012)

не предполагается; вероятно, зимой вода перетекала в рыхлых породах ложа или по системе трещин в теле ледника (Legchenko et al., 2013).

2.8. Условия на нижней границе ледников

Для оценки условий на нижней границе ледников и физических характеристик подстилающего субстрата используют в основном данные радиозондирования импульсными и моноимпульсными локаторами и данные сейсмозондирования методом отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн. Для оценки баланса массы на нижней поверхности шельфовых ледников применяли также данные электрозондирования на постоянном токе (Shabtaie, Bentley, 1979).

Особым объектом исследований являются крупные скопления воды на ложе – подледниковые озера в Антарктиде. Для их обнаружения и изучения гидрологического режима оказывается возможным использовать данные радиозондирования, сейсмозондирования и космических съемок (см. раздел 2.9).

Интерпретация данных радиозондирования зависит от типа локаторов, их динамического диапазона и способа регистрации радиолокационных отражений. При применении импульсных локаторов и дискретной аналоговой и цифровой регистрации измеряют мощность отраженных от ложа сигналов и по ней, зная характеристики локатора, вычисляют коэффициент отражения ложа по мощности (PRC – power reflection coefficient) или интенсивность отражений относительно границ с хорошо известными отражающими свойствами (лед, морская или пресная вода), используя уравнение радиолокации.

При применении моноимпульсных локаторов измеряют амплитуду и мощность отражений от ложа (BRP – bed reflection power) и в ряде случаев определяют также их фазу. При использовании когерентных локаторов исследуют также интенсивность, форму и характер флуктуаций (фединг) отраженных сигналов. Полезную информацию об условиях на ложе ледников дают отражения от внутренних слоев, регистрируемые этими локаторами. Эти отражения используют для оценки скорости донного таяния у линии налегания ледников, ее положения и пространственно-временных изменений в прошлом.

По данным сейсмозондирования определяют скорость распространения сейсмических волн в подстилающих лед отложениях, толщину этих отложений и исследуют амплитудные и фазовые характеристики сейсмических отражений, по которым оценивают упругие и физические свойства подледникового субстрата.

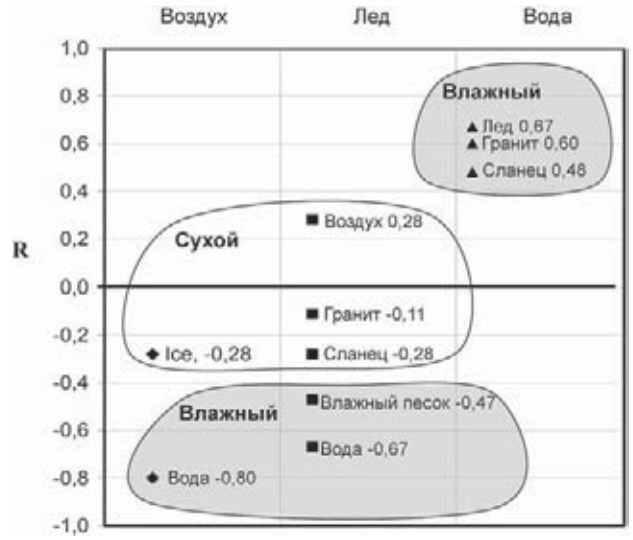
2.8.1. Зависимость отражающих характеристик ложа от его свойств

Отражения от плоских гладких границ раздела. Амплитудный коэффициент отражения r от границ раздела между двумя полубесконечными средами с плоскими гладкими поверхностями определяется соотношением (Bælum, Benn, 2010)

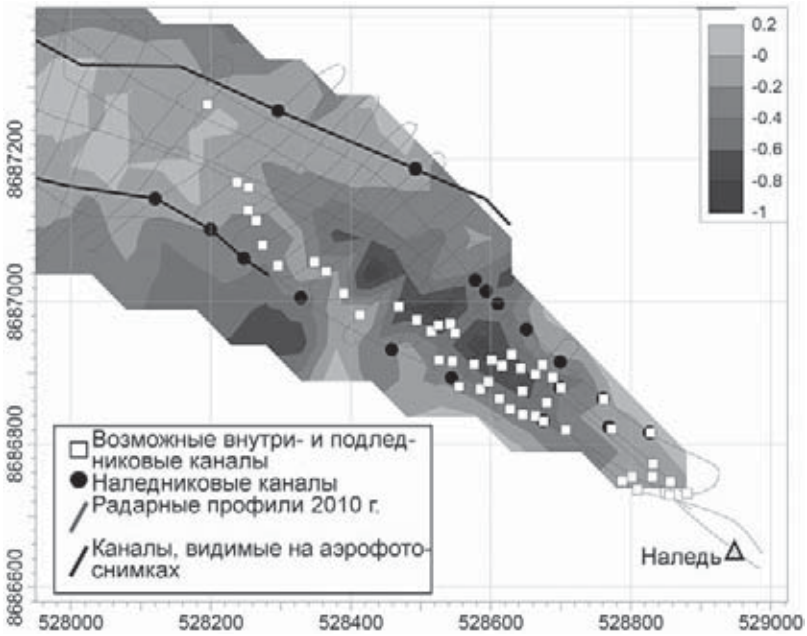
$$r = [(\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2})]/[(\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2})], \qquad (2.75)$$

где ε_1 и ε_2 – комплексная диэлектрическая проницаемость среды выше и ниже отражающей границы (см. уравнения (2.22)–(2.23)).

Если относительная диэлектрическая проницаемость $\varepsilon'_1 > \varepsilon'_2$, то величина r положительна, если $\varepsilon'_1 < \varepsilon'_2$, то величина r отрицательна. Последнее имеет место, когда среда 1 – вода ($\varepsilon'_w = 86$), а среда 2 – лед ($\varepsilon'_i = 3{,}2$) или породы ложа ($\varepsilon'_r = 5–10$). Следовательно, когда определяется фаза отраженного сигнала, то по знаку и коэффициенту отражения r можно оценить влажные или сухие условия на ложе ледника (рис. 2.74). Таким способом оценены, например, условия на ложе ледника Телл



▶ **Рис. 2.74.** Относительный коэффициент отражения r от разных границ (Bælum, Benn, 2010)



▲ **Рис. 2.75.** Относительный коэффициент *r* отражения от ложа ледника Телл на Шпицбергене по данным радиозондирования 2010 г. с применением моноимпульсного локатора с центральной частотой 50 МГц. В областях с $r < -0{,}5$ предполагается присутствие воды на границе лед–подстилающие породы (Bælum, Benn, 2010)

на Шпицбергене по данным радиозондирования 2010 г. с применением 50 МГц моноимпульсного локатора (рис. 2.75).

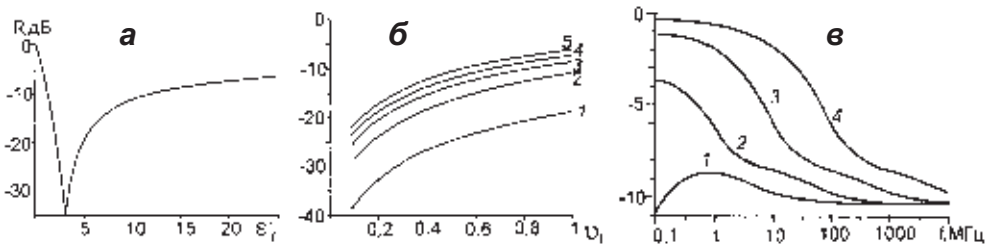
Коэффициент отражения по мощности R от границы раздела лед − породы ложа вычисляется как

$$R = 20 \lg |r| = 20 \lg [(\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2})]/[(\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2})]. \qquad (2.76)$$

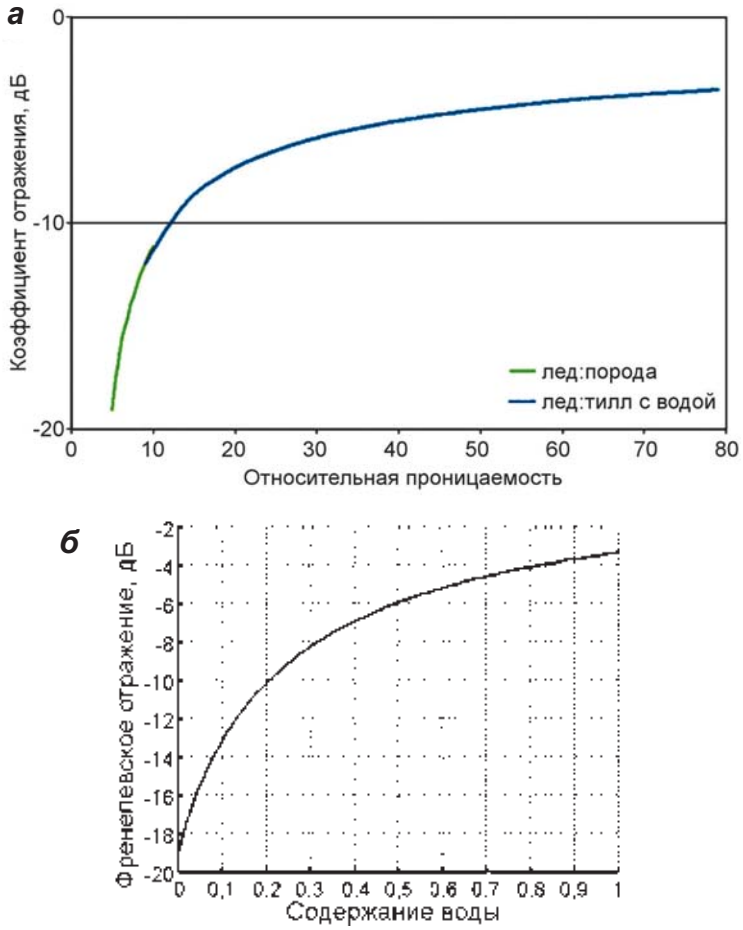
Используя это уравнение, по величине R можно оценить отражающие свойства нижней поверхности ледников.

Отражения от подстилающих пород разного состава и термического состояния. Из данных лабораторных исследований и теоретических оценок известно (Богородский и др., 1983; Мачерет, 2006), что комплексная диэлектрическая проницаемость ε льда и подстилающих пород зависит от их относительной диэлектрической проницаемости ε′ и проводимости σ. При этом ε′ льда в диапазоне радиозондирования (1−1000 МГц) очень слабо зависит от температуры и частоты, тогда как σ льда сильно зависит от частоты, температуры и содержания кислотных примесей. Соответственно и коэффициент отражения R от границ этих сред зависит от этих параметров (Богородский и др., 1983; Bamber, 1987a).

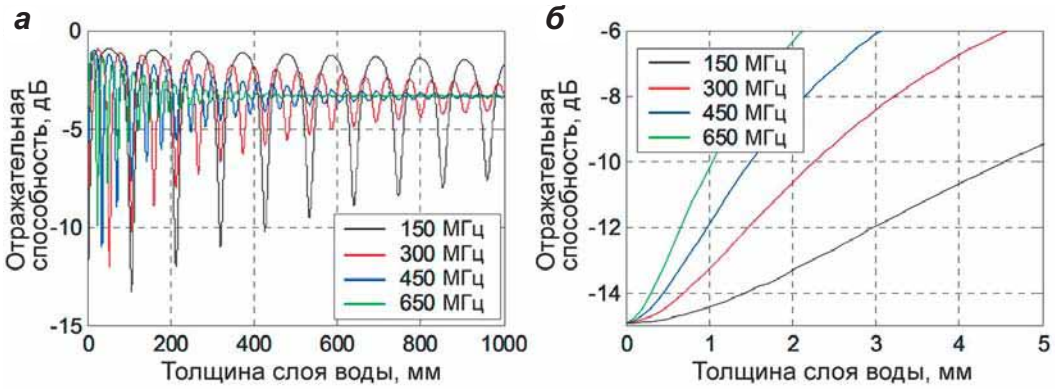
Возможные диапазоны изменения коэффициента отражения R от гладкого ложа ледников в зависимости от относительной диэлектрической проницаемости ε′ и состава пород ложа и частоты зондирования приведены на рис. 2.76 и 2.77. Из этих рисунков следует, что коэффициент отражения R от разных пород может изменяться в диапазоне около 30 дБ, что затрудняет оценку физической природы отражающей границы по величине R, даже если она определена с небольшими ошибками.



▲ **Рис. 2.76.** Коэффициент отражения *R* от ложа в зависимости от диэлектрической проницаемости ε'_r пород ложа (*а*); объемного содержания льда v_i в горных породах, где $v_r = 1 - v_i$, при разных проницаемостях пород (*1*) $\varepsilon'_r = 5$, (*2*) $\varepsilon'_r = 10$; (*3*) $\varepsilon'_r = 15$, (*4*) $\varepsilon'_r = 20$, (*5*) $\varepsilon'_r = 25$ (*б*); частоты зондирования *f* и разной проводимости воды (*1*) $\sigma_w = 2{,}5 \cdot 10^{-3}$ См/м, (*2*) $\sigma_w = 2{,}5 \cdot 10^{-2}$ См/м, (*3*) $\sigma_w = 2{,}5 \cdot 10^{-1}$ См/м, (*4*) 2,5 См/м (*в*) (Мачерет, 2006)



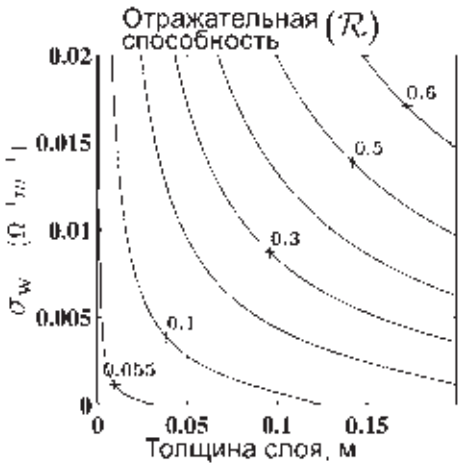
▲ **Рис. 2.77.** Зависимость коэффициента отражения *R* от относительной диэлектрической проницаемости для границы лед–порода (зеленая линия) и лед–тилл с водой (синяя линия) (*а*) (Oswald, Gogineni, 2008); зависимость интенсивности отражений от ложа в зависимости от его влажности (*б*) (Matsuoka, 2011)



▲ **Рис. 2.78.** Зависимость интенсивности отражений (коэффициента отражения *R*) от слоя воды толщиной от 0 до 1 м (*а*) и 0 до 5 мм (*б*) на ложе ледника на частотах 150, 300, 450 и 650 МГц (Paden, 2003)

Если по геологическим данным известен преобладающий тип пород под ледником, то появляется возможность использовать коэффициент отражения для оценки характера и свойств подледникового субстрата (Мачерет, Василенко, 1988; Bamber, 1989; Bamber, Dowdeswell, 1990).

Отражения от слоя воды на ложе. Теоретические оценки с использованием трехслойной модели лед–вода–породы ложа (Бреховских, 1957; Финкельштейн и др., 1977) показали, что коэффициент отражения *R* от слоя воды на ложе зависит от его толщины, относительной диэлектрической проницаемости и проводимости этих сред. Соответствующие зависимости для частот 35 и 440 МГц приведены в работах (Лучининов и др., 1974), для частот 150, 300, 450 и 650 МГц – в работе (Paden, 2003) (рис. 2.78), для частоты 5 МГц – в работе (Gades, 1998) (рис. 2.79). Расчеты показали (Paden, 2003), что при увеличении толщины слоя воды на ложе от нескольких миллиметров до нескольких метров интенсивность отражений при измерениях на частотах 150−650 МГц возрастает на несколько децибел с периодом порядка длины волны локатора во льду (см. рис. 2.78).



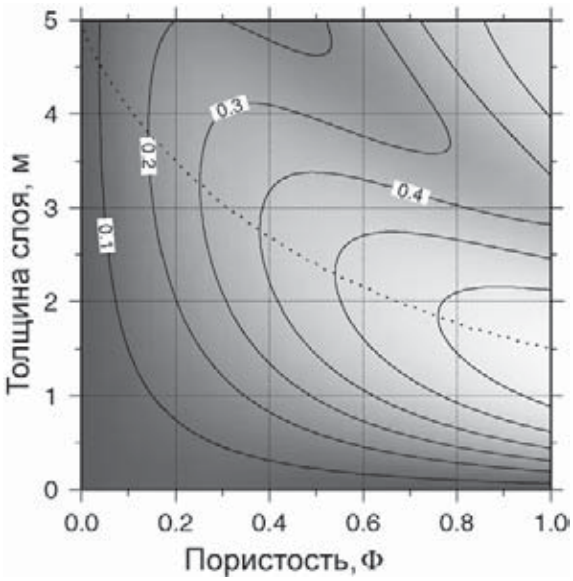
◀ **Рис. 2.79.** Зависимость интенсивности отражений *R* от толщины слоя воды на ложе (м) и проводимости воды σ_w для частоты 5 МГц (Gades, 1998)

Увеличение толщины слоя воды на ложе от 0 до 3 мм приводит к увеличению интенсивности отражений на 2,5 дБ на частоте 150 МГц, на 6,5 дБ на частоте 300 МГц и на 8,5 дБ на частоте 450 МГц. Таким образом, для обнаружения тонкого слоя воды на ложе можно использовать высокочастотную аппаратуру. При этом, однако, следует иметь в виду, что возможность обнаружения отражений от ложа будет заметно ограничена глубиной зондирования локатора из-за более высоких потерь на поглощение в толще льда, поскольку при увеличении частоты от 10 до 700 МГц удельное поглощение во льду возрастает от 1,1 до 5 дБ/км (Мачерет и др., 1980; Goodman, 1975).

Для более низкой частоты 5 МГц зависимость интенсивности отражений R от слоя воды у ложа толщиной до 1 м и проводимости σ_w воды (См/м), полученная в работе (Gades, 1998) с использованием трехслойной модели лед–вода–породы ложа (Born, Wolf, 1986), приведена на рис. 2.79. На этой частоте увеличение толщины слоя воды от 0 до 0,2 м при проводимости воды 0,005 См/м повышает интенсивность отражений от 0,055 до 0,35 (от −25 дБ до −9 дБ), т.е. на 16 дБ, а увеличение проводимости воды от 0,005 до 0,015 См/м при постоянной толщине слоя воды 0,2 м повышает интенсивность отражений еще на 10 дБ (Gades et al., 2000). При этом изменение интенсивности отражений от ложа может быть обусловлено как изменением проводимости, так и изменением толщины слоя воды на ложе, что также затрудняет оценку условий на ложе ледников.

Отражения от придонного слоя водосодержащего льда. Для оценки интенсивности отражения R от придонного слоя водосодержащего льда толщиной h с переменной пористостью Ф (или содержанием воды во льду), лежащего на непроницаемых породах ложа, была использована трехслойная модель (Born, Wolf, 1986; Pattyn et al., 2003), в которой относительная диэлектрическая проницаемость ε' этих сред принята равной 3,17; 88 и 9. Зависимость R от h и Ф при длине волны $\lambda_o = 60$ м (частота $f = 5$ МГц) приведена на рис. 2.80.

Отражения от морской воды, солоноватого льда и тилла. Для оценки интенсивности отражений от ложа на участках профилей, пересекающих зону

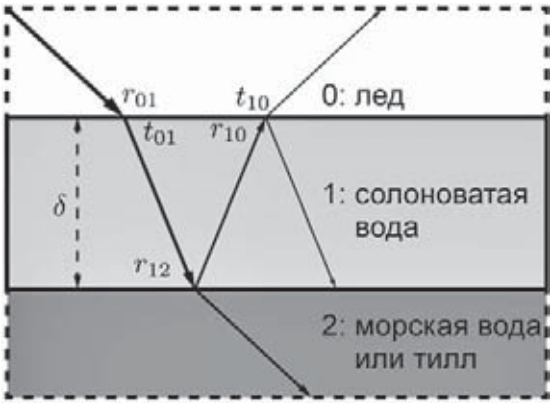


▶ **Рис. 2.80.** Интенсивность отражений R от придонного слоя водосодержащего льда как функция его пористости Φ (содержания воды W во льду) и толщины этого слоя h, м. Точечная линия показывает максимумы интенсивности отражения R_{max} (Pattyn et al., 2003)

налегания шельфового ледника, использована трехслойная модель раздела лед–солоноватая вода–морская вода (или тилл), которая учитывает двукратное отражение и ослабление в слое солоноватой воды (рис. 2.81). Для такой модели, применимой и к отражениям от придонного слоя воды (см. рис. 2.78 и 2.79), интенсивность R отражения от морской воды или тилла определяется соотношением (Born, Wolf, 1986):

$$R = 20 \lg |r_{01} + t_{01} r_{12}\, t_{01} \exp(-2ik_1\delta)/[(1 - r_{12}r_{10}) \exp(-2ik_1\delta)]|, \qquad (2.77)$$

где r и t – комплексные амплитудные коэффициенты отражения и прохождения каждой границы раздела, k_1 и δ – константа распространения и толщина промежуточного слоя 1; индексы для r и t обозначают границы сред, через которые проходит падающая и отраженная волна.



◀ **Рис. 2.81.** Трехслойная модель отражения от границы раздела лед–солоноватая вода–морская вода/тилл в зоне налегания шельфового ледника. Показаны пути и время t_{10} и t_{01} распространения радиоволн во льду (среда 0), в солоноватом слое воды (среда 1) и в морской воде или тилле (среда 2) (McGregor et al., 2011)

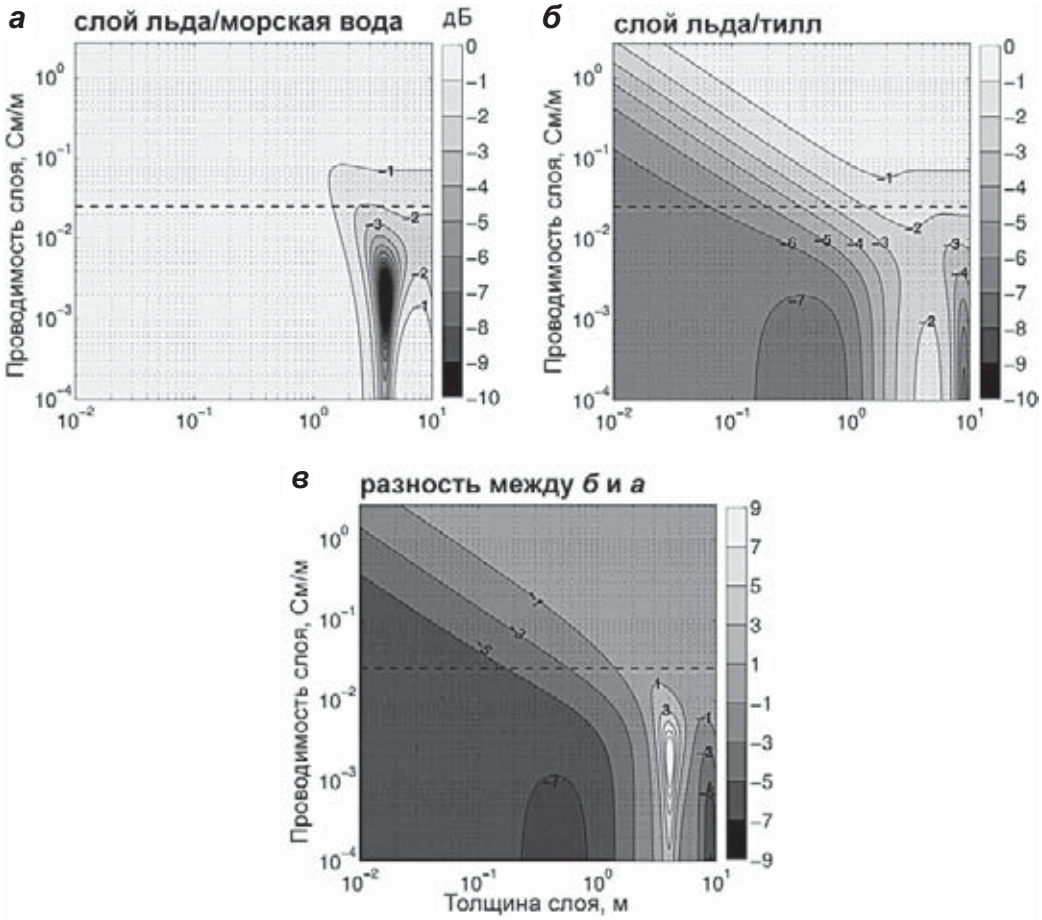
Для расчетов принято, что толщина слоев изменяется от 0,01 до 10 м, т.е. меньше толщины их скин-слоя на частоте 2 МГц (36 м для ледникового льда и 0,2 м для морской воды), проводимость ледникового льда 10^{-1} м, солоноватой воды 10^{-1} См/м, морской воды 2,7 См/м. Результаты расчетов приведены на рис. 2.82.

Отражения от шероховатого ложа. Предыдущие оценки сделаны в предположении, что ложе ледника гладкое, т.е. не учитывалась его шероховатость ρ, которая экспоненциально уменьшает интенсивность отражения от ложа (Peters et al., 2005; McGregor et al., 2011):

$$\rho = \exp[(-g^2)I_0^2(g^2/2)], \qquad (2.78)$$

где $g = 4\nu/\lambda$, I_0 – модифицированная функция Бесселя нулевого порядка, $\nu = \sigma_z^2$ – среднее квадратическое отклонение высот от гладкой поверхности, λ – длина волны локатора во льду.

По оценкам (Neal, 1979), уменьшение средней мощности рассеяния $<P>$ от шероховатого ложа по сравнению с идеально гладким зеркально отражающим ложем при зондировании на частоте 60 МГц с высоты 1200 м может достигать 15 дБ, возрастая при увеличении вертикальной высоты неровностей ложа и уменьшаясь при увеличении их длины. Для более шероховатых и менее шероховатых границ это различие может достигать 7 дБ, что также может быть использовано для идентификации границ раздела лед–породы и лед–вода (Oswald, Robin, 1973).



▲ **Рис. 2.82.** Коэффициент отражения, дБ (изолинии и черно-белая шкала) от границы раздела лед–морская вода (*а*) и лед–тилл (*б*) как функция толщины слоя, м (нижняя шкала) и проводимости, См/м (левая шкала); *в*) разность между (*б*) и (*а*). Горизонтальная пунктирная линия – проводимость воды под ледяным потоком B по данным (Engelhardt et al., 1990) (McGregor et al., 2011)

2.8.2. Интенсивность отражения от ложа и поглощение во льду

Для определения коэффициента отражения по мощности от ложа R_b может быть использовано уравнение радиолокации (2.25), представленное в виде (Bentley et al., 1998; Novick et al., 1994)

$$P_r = (P_{tx} + P_{rx} + P_{tgv}) - (R_g + R_t + T_a + S_v + S_b) + R_b, \qquad (2.79)$$

где P_r – принятая мощность, P_{tx} – излученная мощность, P_{rx} – усиление приемника до калибровки радарной системы, P_{tgv} – усиление системы после ее калибровки, R_g – геометрические потери за счет расхождения фронта волны, R_t – потери за счет поглощения во льду, T_a – потери при прохождении границы воздух–лед, S_v –

потери за счет рассеяния во льду, S_b – потери за счет рассеяния на шероховатостях ложа, R_b – коэффициент отражения от ложа и все величины выражены в децибелах.

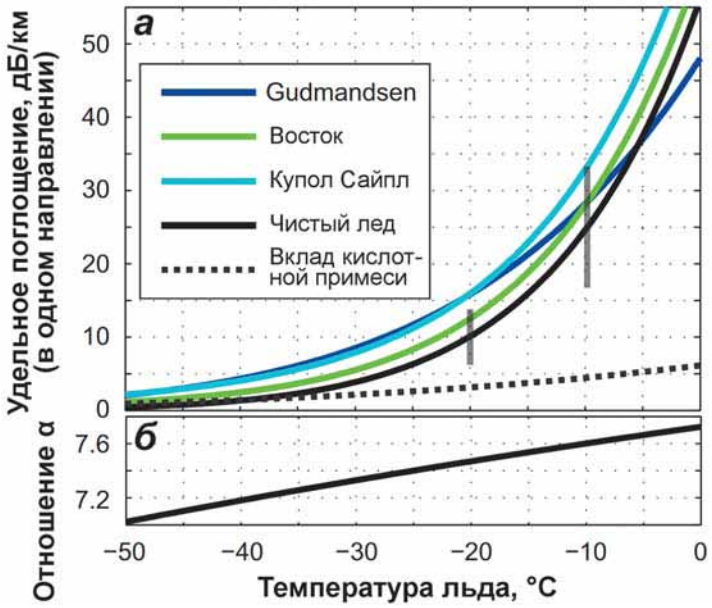
Геометрические потери R_g определяются по формуле

$$R_g = 20 \log [8\pi(H + h/n_i)]/\lambda G, \quad (2.80)$$

где H – высота антенн над поверхностью ледника, h – толщина льда, n_i – показатель преломления льда, λ – длина волны локатора в воздухе, G – коэффициент усиления антенн.

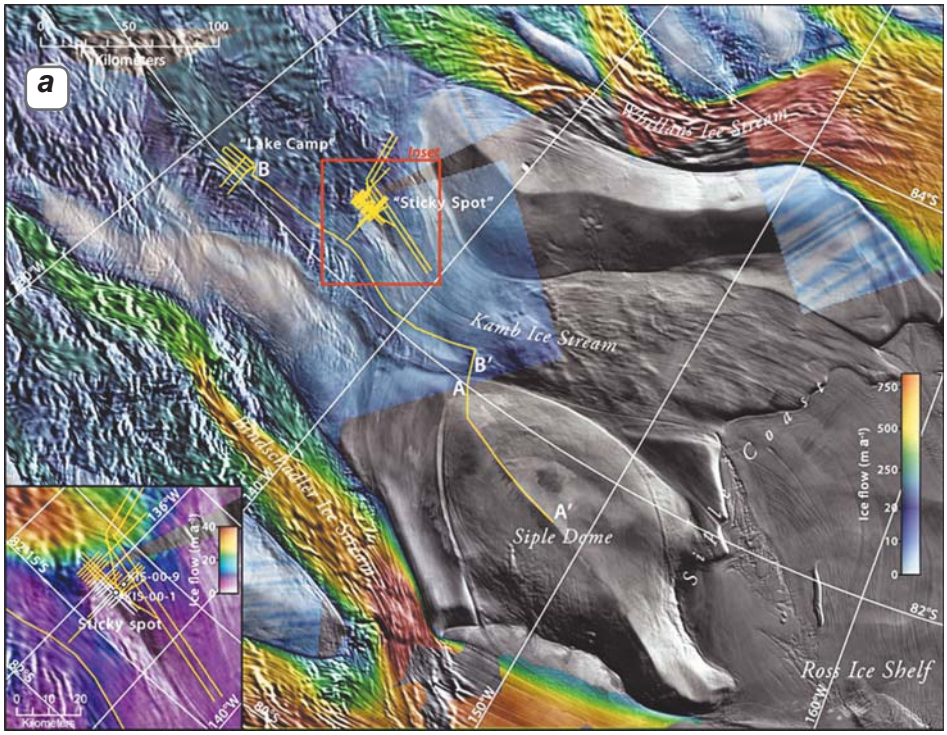
Когда параметры локатора, особенно коэффициент G, неизвестны или известны плохо, то определяют относительную интенсивность отражений от ложа. Ее оценивают относительно отражений от любой поверхности, для которой коэффициент отражения может быть оценен с достаточно большой точностью. При аэрозондировании таким отражателем может служить спокойная поверхность моря, при наземных измерениях – подледниковое озеро.

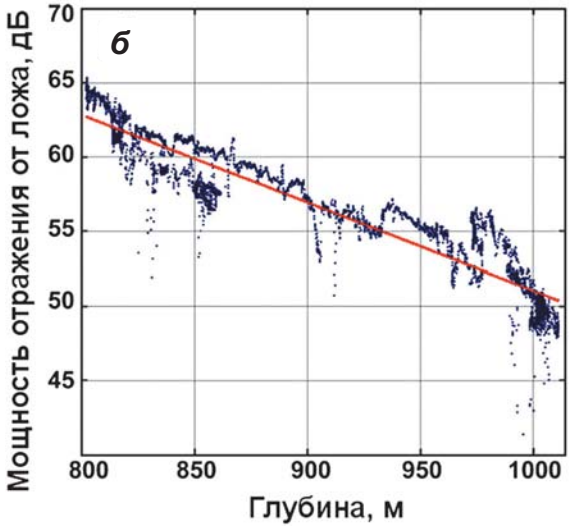
Поглощение в холодном льду. Из уравнения (2.79) следует, что коэффициент отражения от ложа R_b существенно зависит от потерь на поглощение во льду R_t, которые определяются толщиной льда h и удельным поглощением A, дБ/км, завися-



▲ **Рис. 2.83.** Зависимости ослабления радиоволн во льду от его температуры и содержания примесей кислот (C_1) и солей (C_2). (а) Чистый лед (черная кривая), влияние кислотных примесей (черный пунктир) при C_1 = 1 мкМ (микромоль на литр). Показаны также расчетные региональные зависимости для льда атмосферного происхождения (синяя кривая – по данным Gudmandsen, 1971), для льда на куполе Сайпл в Западной Антарктиде (голубая кривая) с осредненными по глубине значениями C_1 = 1,2 мкМ и C_2 = 4,1 мкМ (MacGregor et al., 2007); для льда со станции Восток (зеленая кривая) в Восточной Антарктиде со средними значениями C_1 = 0,5 мкМ и C_2 = 2,0 мкМ (MacGregor et al., 2009). Две серые линии показывают интервалы неопределенности для чистого льда, оцененные с учетом средних квадратичных отклонений диэлектрических измерений (MacGregor et al., 2007); (б) α (%) показывает соотношение вклада кислотных примесей и солей (при одинаковой молярности) в ослабление радиоволн в зависимости от температуры льда (Matsuoka et al. 2012)

щим в основном от температуры льда и содержания в нем кислотных примесей. Во льду холодных ледников величина A в диапазоне температур от 0 до −50 °C может изменяться до 60 дБ/км (Мачерет, 2006; Matsuoka, 2011) (рис. 2.83). Это определенно требует учета такой зависимости при вычислениях коэффициента отражения от ложа R_b по формуле (2.79). Для оценки A обычно используют тесную связь между нормализованными потерями (с учетом расхождения фронта волны, определяемого формулой (2.74)), мощностью отражений от ложа P_r и толщиной льда h.





▲ ▶ **Рис. 2.84.** Профили радиозондирования на частоте 3 МГц на ледяном потоке Кэма (C) и куполе Сайпл и в районе «точки прилипания» с почти нулевыми скоростями течения льда (на вкладке) (*а*); мощность отражения от ложа, дБ, вдоль профиля A–A′ как функция толщины льда, м (*б*); линейная регрессия (красная линия с коэффициентом корреляции r^2 = 0,89 соответствует удельному поглощению A = 29,5 ± 0,3 дБ/км (Jacobel et al., 2009)

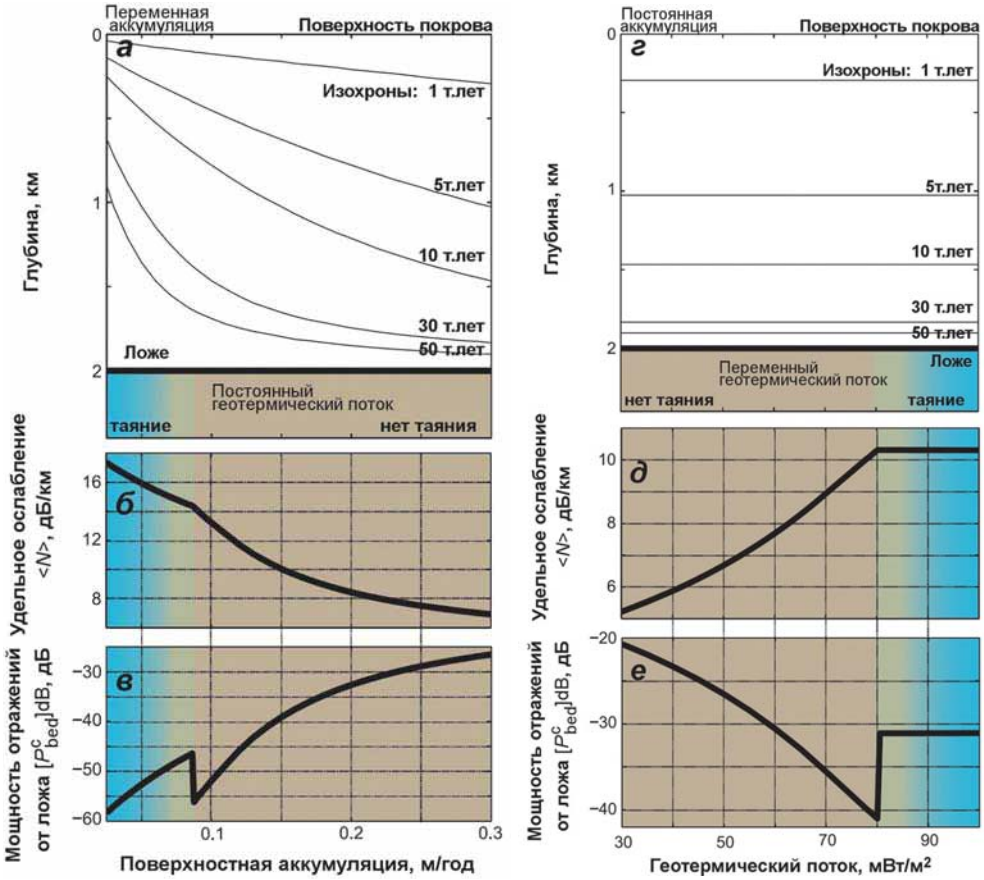
Как и в случае отражений от внутреннего горизонта в политермических ледниках (см. рис. 2.30), для определения удельного поглощения A радиоволн в холодных ледниках чаще всего используют зависимость мощности или интенсивности $P_г$ отражений от ложа от толщины льда h. Пример такой зависимости, полученной на ледяном куполе Сайпл в Западной Антарктиде вдоль профиля А−А' на частоте 3 МГц (рис. 2.84, *а*), приведен на рис. 2.84, *б*. При таких оценках обычно предполагают, что в ограниченном районе исследований величина A изменяется мало и ее в среднем можно считать постоянной (табл. 2.3). Однако при измерениях на больших площадях пространственные изменения A могут быть значительными.

Таблица 2.3

Среднее по глубине удельное поглощение *A* во льду по данным радиозондирования

Район	Частота, МГц	A, дБ/км	Метод	Источник
Шельфовый ледник Георга VI	30	27±3	Аэрорадиозондирование	Corr et al., 1993
Шельфовый ледник Ронне	30	9±1	»	»
Шельфовый ледник Росса	50	17±3	»	Bentley et al., 1998
Купол Сайпл	3	25,5±1,1	Наземное зондирование	Weinebrenner et al., 2003
Купол Сайпл	4, 7	25,3±1,1	»	Gades et al., 2000
Шельфовый ледник Росса	60	18	Аэрозондирование	Peters et al., 2005
Купол Сайпл	3	29,5±0,3	Наземное зондирование	Jacobel et al., 2009
Купол Тейлор-Южный Полюс	3	7…11	»	Jacobel et al., 2010
Ледяной поток Кема в районе точки прилипания	3	19,8±1,2	»	Jacobel et al., 2009
Ледяной поток Кема, профиль B-B'	3	14,9±0,2	»	»
Ледяной поток Кема, по отражению от внутреннего слоя на глубине 700–1100 м	3	11,7±0,2	»	»
Верховья ледяного потока Рекавери	3	8,3±2	»	Langley et al., 2011
Озеро Восток		5,8–11,8		MacGregor et al., 2012
Горы Гамбурцева		5,8	Аэрозондирование	Wolovick et al., 2013

Для условий ледникового покрова Антарктиды возможный диапазон изменений A оценен для трех моделей (Matsuoka, 2011), в которых менялась или толщина льда, или аккумуляция на поверхности (рис. 2.85, *а*–*в*), или геотермический поток тепла (рис. 2.85, *г*–*е*). Оценки показали (см. рис. 2.85, *б*), что среднее удельное поглощение $<N>$ в ледниковой толще монотонно убывает с ростом аккумуляции независимо от условий на ложе. Поглощение изменяется меньше при больших значениях аккумуляции, т.е. когда лед во всей толще более холодный. Как видно на рис 2.85, *в*,



▲ **Рис. 2.85.** Влияние аккумуляции на поверхности (*а–в*) и потока геотермического тепла (*г–е*) на удельное ослабление <N> (дБ/км) (*б, д*) и мощность отражений от ложа P^c_{bed} (дБ) (*в, е*). При расчетах принято: толщина льда *H* = 2 км, поверхностная температура –30 °С (Matsuoka, 2011)

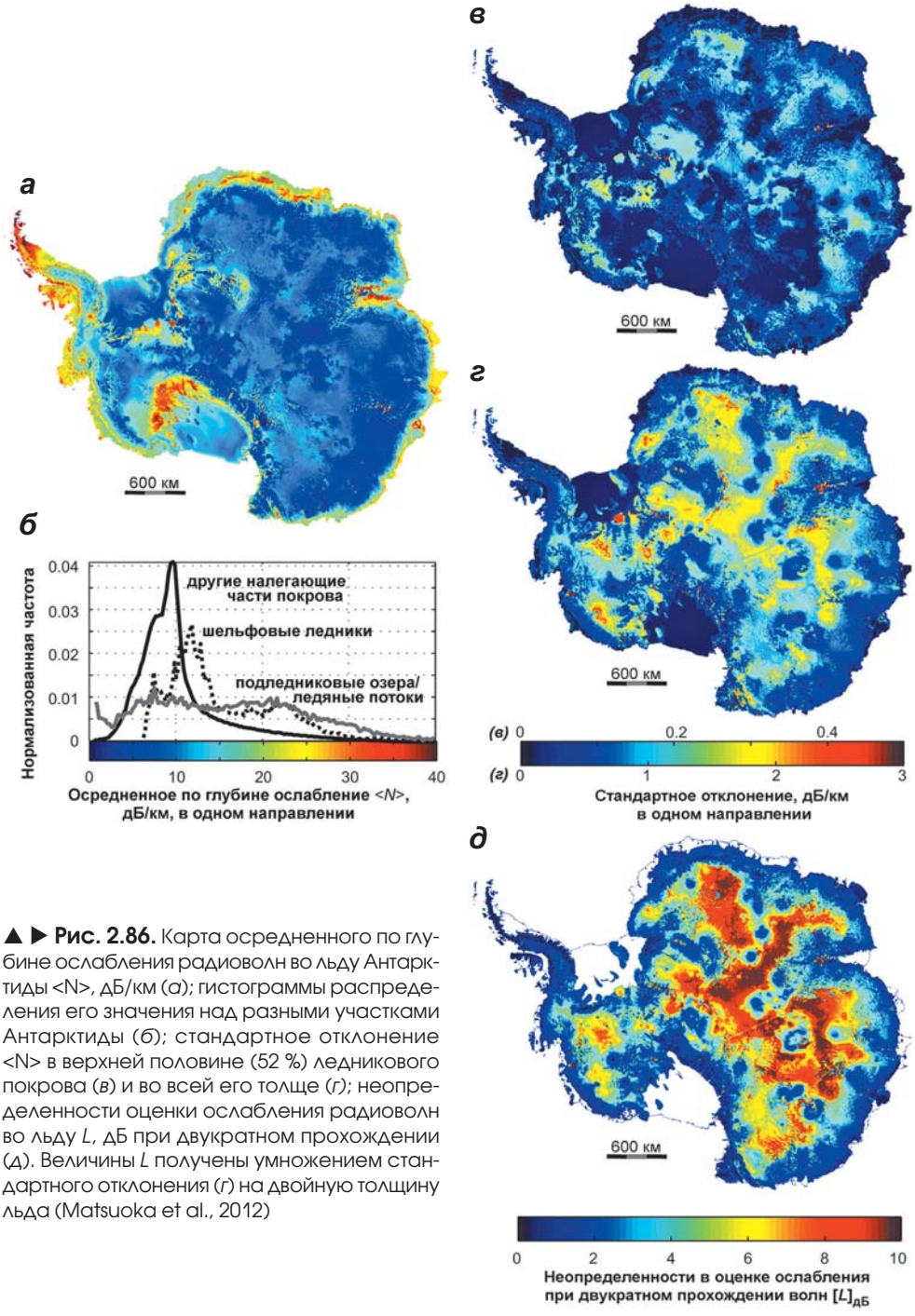
в области однородного (влажного) ложа мощность отражений может меняться на 10 дБ только за счет изменения аккумуляции на поверхности без изменений условий на ложе. Также видно, что скачок мощности отражения на 10 дБ, связанный с появлением таяния на ложе, равноценен эффекту увеличения аккумуляции на 0,03 м/год. Оценки показали также, что недостаток сведений о геотермическом потоке тепла серьезно затрудняет оценку среднего удельного поглощения <*A*> в ледниковой толще и коэффициента отражения от ложа (см. рис 2.85, *д*, *е*).

Аналогичные оценки получил Ф. Паттин (Pattyn, 2010), который пришел к выводу, что геотермический поток тепла − один из самых важных источников неопределенностей в диагностике условий на ложе по данным радиозондирования.

С использованием имеющихся данных по скорости аккумуляции, толщине льда и геотермическому потоку тепла для всего ледникового покрова Антарктиды были оценены (Matsuoka et al., 2012) неопределенности в оценке удельного поглощения <*N*> радиоволн, обусловленные вкладом этих факторов (рис. 2.86). Неопределенность в оценке скорости аккумуляции и геотермического потока вносит неопределенность в оценку ослабления радиоволн во льду. Ее средняя величина составляет

15−16 дБ/км и 14±6 дБ/км, когда используется одинаковый геотермический поток 42 мВт/м^2.

Чтобы разделить влияние скорости поверхностной аккумуляции и геотермического потока, были вычислены <*N*> для верхней половины (52%) локальной толщины

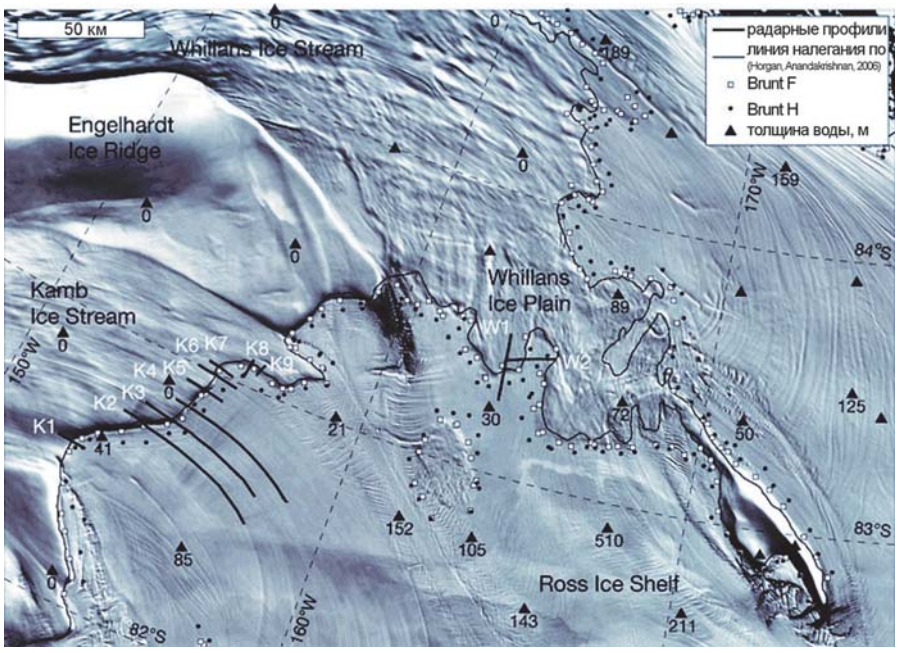


▲ ▶ **Рис. 2.86.** Карта осредненного по глубине ослабления радиоволн во льду Антарктиды <N>, дБ/км (*а*); гистограммы распределения его значения над разными участками Антарктиды (*б*); стандартное отклонение <N> в верхней половине (52 %) ледникового покрова (*в*) и во всей его толще (*г*); неопределенности оценки ослабления радиоволн во льду *L*, дБ при двукратном прохождении (*д*). Величины *L* получены умножением стандартного отклонения (*г*) на двойную толщину льда (Matsuoka et al., 2012)

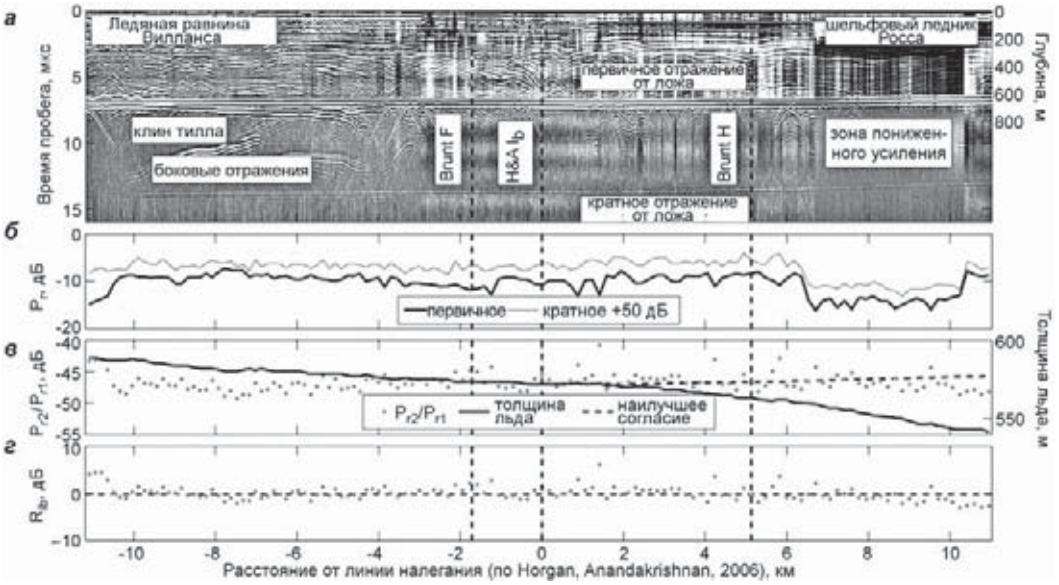
ледникового покрова. В этом случае вариации средней величины <*N*> уменьшились до 0,2−0,3 дБ/км (см. рис. 2.86, *в*), т.е. были некритичными для их предсказания. Но во всей колонке льда эти вариации превышали 1 дБ/км и в отдельных областях достигали 2 дБ/км (см. рис. 2.86, *г*) и были обусловлены в основном вариациями ослабления в нижней половине ледниковой толщи, где вариации геотермического потока наиболее сильно влияют на вариации температуры льда. Для плавающих шельфовых ледников требуется также учитывать процессы таяния-намерзания на их нижней подошве, которые сильно влияют на поле температуры в их толще.

В районах с толщинами льда менее 2 км неопределенность в оценке поглощения радиоволн при двукратном прохождении ледника не превышает нескольких децибел, но при увеличении толщины льда достигает 10 дБ во многих районах Восточной Антарктиды и 5−8 дБ в Западной Антарктиде (см. рис. 2.86, *д*).

По сравнению с чистым льдом, вклад кислотных и растворенных примесей в поглощение радиоволн различен в прибрежных и внутренних районах Антарктиды, так как кислотные примеси дают относительно больший вклад в ослабление в относительно холодном и тонком льду. В среднем 16−68% ослабления из-за кислотных примесей во льду фиксируется в нижней половине ледниковой толщи, а остальные 32−84% локализованы в его менее глубокой части. Поэтому данные о химическом составе льда, содержании кислотных и солевых примесей особенно важны и для оценки ослабления во льду.



▲ **Рис. 2.87.** Положение линии налегания на шельфовом леднике Росса в районе впадения ледяных потоков Вилланса (B) и Кэма (C). Ее положение (тонкая черная линия) между шельфовым ледником и ледяными поднятиями определено по данным (Horgan, Anandakrishnan, 2006), а положение точек *F* (белые квадраты) и *H* (черные точки) – по данным ICESat (Brunt and et al., 2010); цифрами обозначены глубины моря по данным сейсмозондирования (Robertson, Bentley, 1990); буквами K1–K9 и W1–W2 – профили радиозондирования на частоте 2 МГц (MacGregor et al., 2011)



▲ **Рис. 2.88.** Радарная запись на частоте 2 МГц вдоль профиля W1; положение линии налегания 'H&A Ib' (по Horgan, Anandakrishnan, 2006) и точек *F* и *H* по данным (Brunt et al., 2010) взято из рис. 2.87 и показано вертикальными пунктирными линиями (*а*); мощность, дБ, однократных (P_{r1}) и двукратных (P_{r2}) отражений от ложа (тонкая и толстая линии), осредненная по среднему радиусу первой зоны Френеля (160 м); для отражений P_{r2} шкала интенсивности увеличена на 50 дБ (*б*); отношение интенсивностей отражений P_{r2}/P_{r1} (точки), толщина льда (сплошная линия) определена методом наименьших квадратов из уравнения (2.83) (*в*); коэффициент отражения от ложа R_{ib}; горизонтальная пунктирная линия – коэффициент отражения от гладкой границы лед–морская вода (–0,16 дБ) (*г*) (McGregor, 2011)

Поглощение в шельфовых ледниках. В районах с небольшими изменениями толщины льда, например на шельфовых ледниках, для оценки удельного поглощения A во льду использовали другой способ, основанный на анализе мощности однократных P_{r1} и двукратных P_{r2} отражений от границы лед−морская вода (MacGregor et al., 2011). Такие отражения зарегистрированы вблизи линии налегания ледяного потока Вилланса (В), «ледяной равнины» Вилланса и шельфового ледника Росса (рис. 2.87) по данным радиозондирования на частоте 2 МГц (рис. 2.88, 2.89).

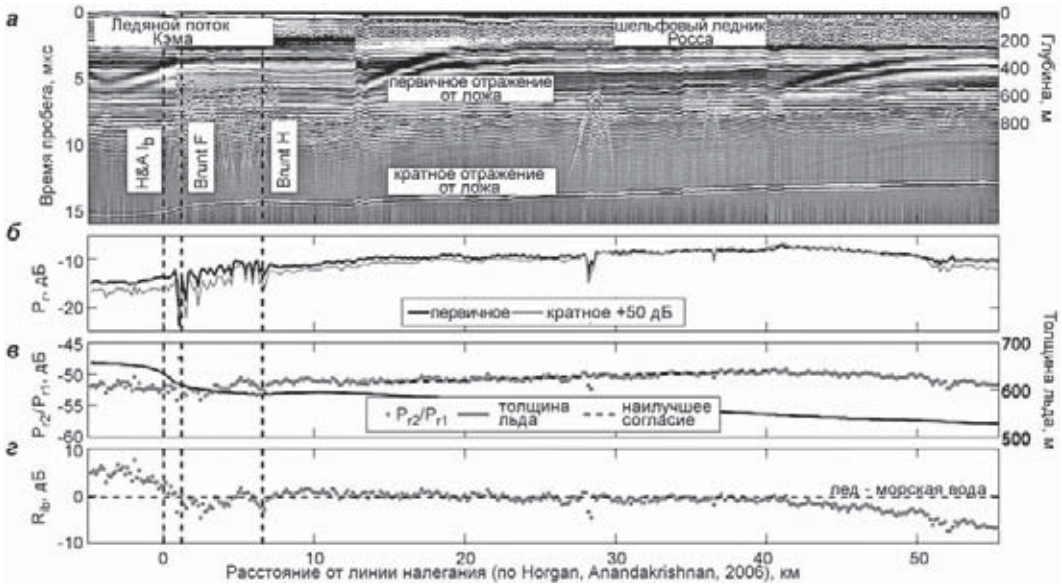
Без учета объемного рассеяния на частоте 2 МГц (длина волны во льду ~85 м) мощность однократных отражений от ложа P_{r1} определяется соотношением (McGregor, 2011)

$$P_{r1} = [P_t G^2/4\pi(2H^2)] \exp(-2H/L_a)\, R_{ib}, \qquad (2.81)$$

где P_t − излученная мощность, G − усиление приемной и передающей антенн, H − толщина льда, L_a − осредненная по толщине ледника длина ослабления во льду, R_{ib} − коэффициент отражения (отражательная способность) основания ледника. При этом достоверность оценки R_{ib} сильно зависит от погрешности определения L_a.

Для оценки L_a были также использованы двукратные отражения, мощность которых P_{r2} определяется соотношением

$$P_{r2} = [P_t G^2/4\pi(4H^2)] \exp(-4H/L_a) R_{ib}^2 R_{fa}, \qquad (2.82)$$



▲ **Рис. 2.89.** Радарная запись вдоль профиля К4 (*а*); мощность, дБ, однократных (P_{r1}) и двукратных (P_{r2}) отражений от ложа (*б*) (темная и светлая линии); для отражений P_{r2} шкала интенсивности увеличена на 50 дБ; отношение P_{r2}/P_{r1} (*в*); толщина льда (черная и пунктирная линии) найдена методом наименьших квадратов из уравнения (2.75); коэффициент отражении от ложа R_{ib} выше и ниже линии налегания, оцененной по точкам l_b (Horan, Anandakrishnan, 2006) и *F* и *H* (Brunt et al., 2010) (*г*) (вертикальные пунктирные линии) (McGregor, 2011)

где R_{fa} − коэффициент отражения от границы фирн−воздух. Отношение мощности P_{r2} к мощности P_{r1} определяется как

$$P_{r2}/P_{r1} = (1/4)\exp(-2H/L_a)R_{ib}R_{fa}. \quad (2.83)$$

Из данных измерений P_{r2}/P_{r1} и H и оценок R_{ib} и R_{fa} из уравнения (2.81) методом наименьших квадратов можно найти величину L_a, используя соотношение

$$\ln[4P_{r2}/(R_{ib}R_{fa}P_{r1})] = -(2H/L_a). \quad (2.84)$$

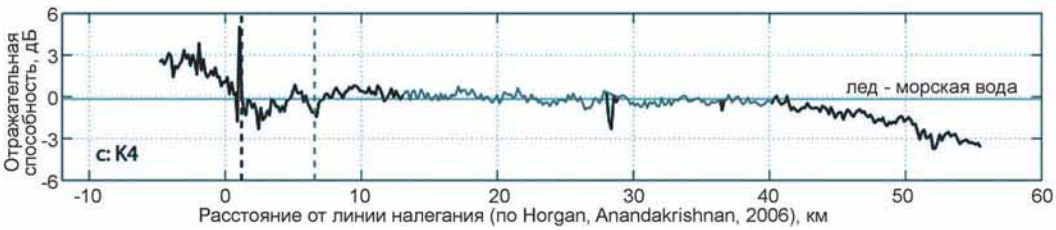
Затем величины L_a (м) конвертировали в осредненное по глубине ослабление N_a (дБ/км), используя соотношение (Winebrenner et al., 2003)

$$N_a = 4343/L_a. \quad (2.85)$$

Для этого выбирались районы, где распределение $R_{ib}R_{fa}$ предполагалось однородным, а диапазон толщин льда был относительно небольшим (менее 50 м) по сравнению со средней толщиной (590 м) и ожидаемыми длинами ослабления L_a (150−250 м).

Коэффициент отражения R_{fa} двукратно отраженной волны от границы фирн−воздух зависит от разности диэлектрической проницаемости этих сред и профиля плотность−глубина вблизи поверхности фирна. Основываясь на данных измерений плотности в ближайшей скважине на станции 9 (Winebrenner, 1991), он оценен равным 17±1,5 дБ.

Для участков профилей ниже линии налегания, для которых вычислено удельное ослабление $N_a = L_a/H$, предполагалось, что ложем служит гладкая граница



▲ **Рис. 2.90.** Отражательная способность основания шельфового ледника вдоль профиля *К4* оценена для величины N_a = 23, 9 дБ/км в предположении, что граница лед–морская вода гладкая и R_{ib} = 0,16 дБ, полагая что на частоте 2 МГц комплексная диэлектрическая проницаемость ε льда у ложа и морской воды равны соответственно 3,2 – 0,63i и 79,7 – (2,4 · 10^4)i; положение линии налегания по данным (Brunt et al., 2010) показано вертикальными пунктирными линиями) (McGregor et al., 2011)

лед−морская вода, для которой на частоте 2 МГц коэффициент отражения R_{ib} = 0,16 дБ. На измеренных профилях оцененная величина N_a изменяется от 20,8±9,9 до 28,1±56,2 дБ/км, на профиле К4 она равна 23,9±0,00 дБ/м. Причиной больших ошибок служат придонные трещины, а также изменения излучаемой мощности передатчика P_t в процессе измерений.

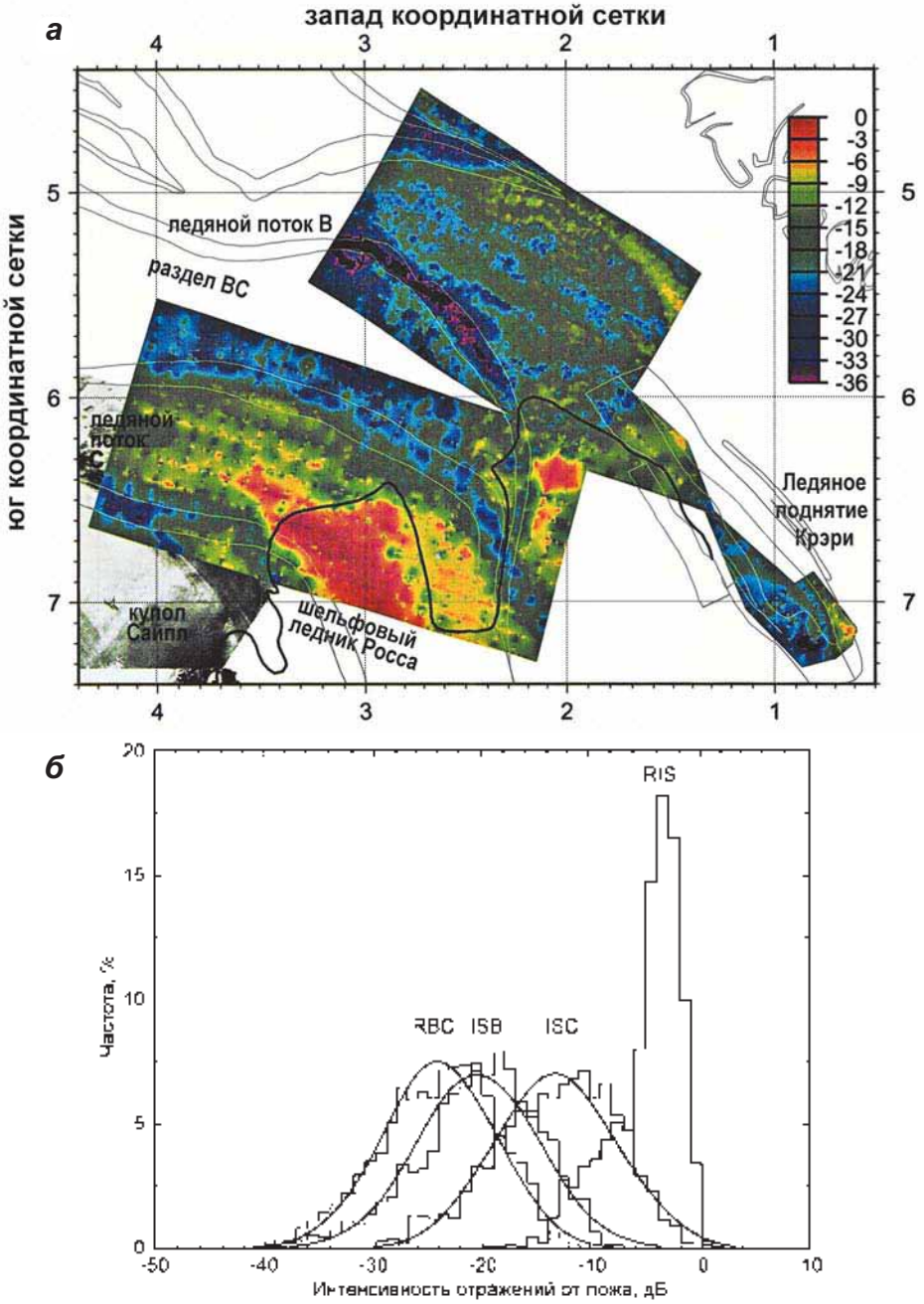
Зная величины L_a и R_{fa}, из уравнения (2.83) можно оценить интенсивность отражения от нижней поверхности ледника как разность между измеренным коэффициентом отражения R_{ib} и коэффициентом отражения от плоской границы лед−морская вода. Для профиля К4 ее изменения вблизи и ниже линии налегания приведены на рис. 2.90.

Приведенные данные радиозондирования не показывают значительных изменений в интенсивности отражений от ложа поперек зон налегания ледяных потоков Вилланса и Кэма, питающих шельфовый ледник Росса. С учетом теоретических оценок коэффициента отражения от слоев солоноватого льда, тилла и морской воды (см. рис. 2.82) эти данные позволяют предположить, что в этом районе у ложа присутствует слой воды толщиной около 0,2 м, который распространяется на несколько километров выше этих зон. Заметные изменения интенсивности отражений от ложа отмечены только примерно в 40 км ниже зоны налегания ледяного потока Кэма, где на подошве шельфового ледника уже может происходить нарастание морского льда.

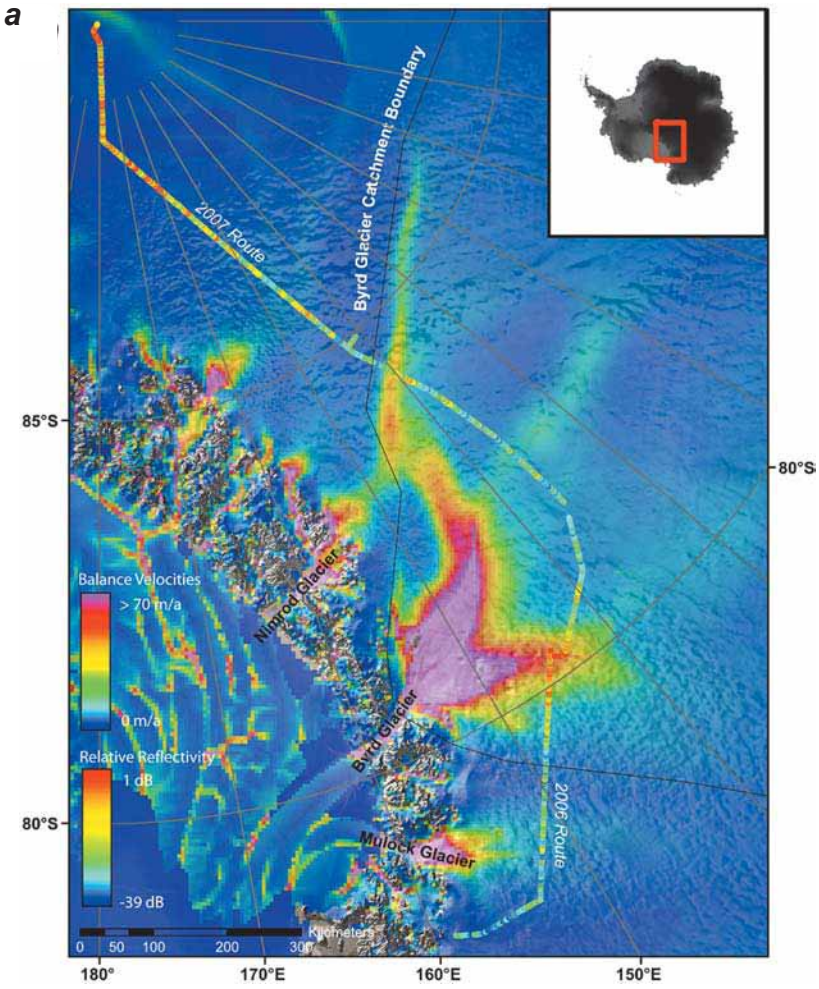
Измерения относительной интенсивности отражений. Уравнения (2.73)–(2.74) были применены для оценки условий на ложе разных районов Антарктиды. В качестве примера приведем результаты таких оценок, где в первом случае интенсивность отражений определялась относительно подошвы шельфового ледника, а во втором – от подледникового озера.

На ледяных потоках Вилланса (В) и Кэма (С), ледяном поднятии ВС между ними и шельфовом леднике Росса выполнено аэрорадиозондирование с применением 50 МГц локатора с длительностью импульсов 300 нс и частотой повторения 750 импульсов/с (Bentley et al., 1998) (рис. 2.91, *а*). Заметные различия в интенсивности отражений от ложа ледяного поднятия ВС и ледяных потоков В и С были объяснены разными условиями на их ложе – мерзлыми на поднятии ВС и влажными на потоках В и С (Bentley et al., 1998).

Условия на ложе были также оценены по данным наземного радиозондирования 2006–2008 гг. (Mayewski et al., 2003), полученным на частоте 3 МГц с интервалом



▲ **Рис. 2.91.** Интенсивность отражений (цветная шкала) от ложа ледяных потоков B и C и ледяного поднятия BC относительно величины 0 дБ на шельфовом леднике Росса у фронта ледяного потока C (*а*); нормализованные (с учетом потерь на расхождение фронта волны) гистограммы интенсивности отражений от ложа поперек поднятия BC (BBC), ледяного потока B (ISB), ледяного потока C (ISC) и шельфового ледника Росса (RIS) (*б*). Средняя интенсивность отражений от ложа ледяного поднятия BC равна 24,1 дБ, для ледяного потока B – 20,5 дБ, для ледяного потока C – 13,3 дБ, для шельфового ледника Росса – 5,0 дБ (Bentley et al., 1998)


а
Byrd Glacier Catchment Boundary
2007 Route
2006 Route
Nimrod Glacier
Byrd Glacier
Mulock Glacier
Balance Velocities
> 70 m/a
0 m/a
Relative Reflectivity
1 dB
-39 dB
0 50 100 200 300
Kilometers
85°S
80°S
180°
170°E
160°E
150°E

б
Двойное гауссово распределение
Выборка для сухого ложа
Выборка для влажного ложа
Число измерений
Относительная интенсивность отражений, дБ
3000
2500
2000
1500
1000
500
0
-40
-35
-30
-25
-20
-15
-10
-5
0
5

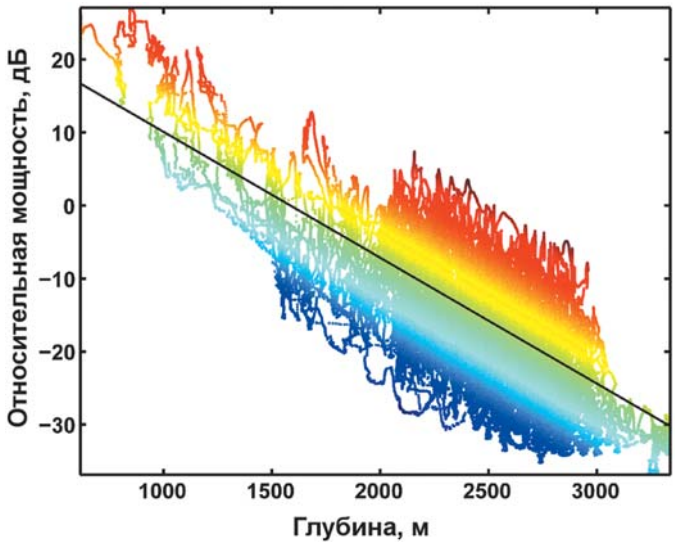
◀ **Рис. 2.92.** Интенсивность отражений от ложа, дБ (цветная шкала) относительно отражений 0 дБ от подледникового озера вдоль маршрута от купола Тейлор до Южного полюса по данным радиозондирования 2006–2008 гг. на частоте 3 МГц (*а*). Другой цветной шкалой показаны балансовые скорости, м/год. Соответствие между областями сильными отражениями от влажного ложа и скоростью льда лучше всего заметно в бассейне ледника Берд; гистограмма распределения относительной интенсивности отражений от ложа (*б*) (Jacobel et al., 2010)

3,5 м вдоль 1700-км профиля от купола Тейлор до Южного полюса в 464 тыс. точках измерений (рис. 2.92, *а*). Результаты статистической обработки полученных данных приводятся в работе (Jacobel et al., 2010) и показаны на рис. 2.92, *б*. Полученное распределение хорошо описывается двойной гауссовой функцией (зеленая кривая). Она включает в себя две популяции отражений – от сухого (красная кривая) и влажного (синяя кривая) ложа. У первой популяции средняя отражательная способность составляет −18,8 дБ с полушириной распределения 14,1 дБ, а у второй –11,8 дБ и 8,3 дБ соответственно. Таким образом, участки с сухим и влажным ложем различаются по нормализованной мощности отражений (рис. 2.93).

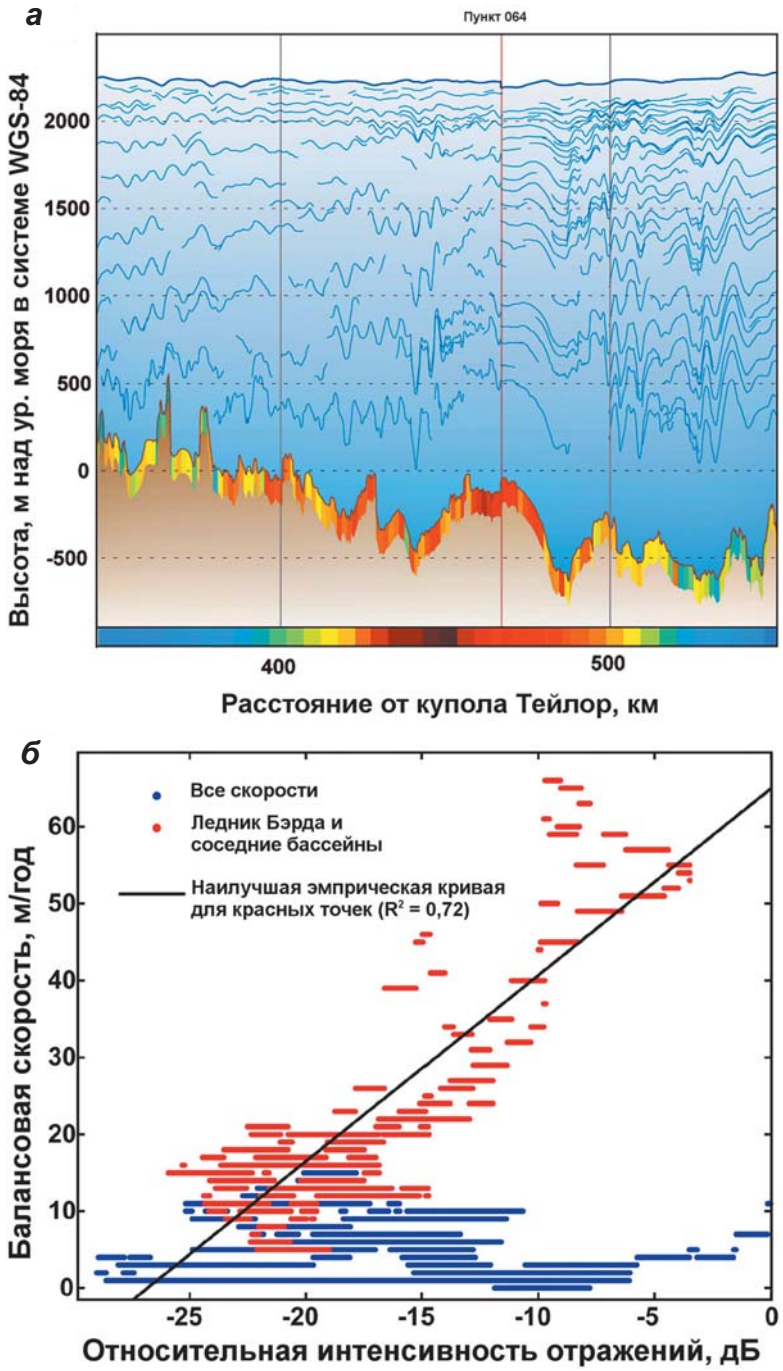
Отклонение мощностей $[P^c_{bed}]$ от предсказанных по уравнению регрессии величин $<[P^c_{bed}]/dH>$ описывается соотношением (Langley et al., 2011)

$$\delta[P^c_{bed}] = [P^c_{bed}] + <[P^c_{bed}]/dH> H, \qquad (2.86)$$

которое позволяет обнаружить и оценить различие нормализованной мощности отражений $\delta[P^c_{bed}]$ от подледниковых озер с ясно различимой границей раздела лед–вода и отражениями от твердого ложа. В качестве количественной меры отражательной способности этих границ раздела используют стандартное среднее



▲ **Рис. 2.93.** Нормализованная (относительно подледникового озера) мощность отражений от ложа, дБ для всех 464 тыс. точек измерений вдоль профиля купол Тейлор–Южный полюс на частоте 3 МГц как функция толщины льда, м. Линейная аппроксимация этой зависимости дает удельное поглощение во льду A = 8,6±0,1 дБ/км; точки выше линии (красно-желтые цвета) соответствуют областям с высокой интенсивностью отражений от влажного ложа (Jacobel et al., 2010)



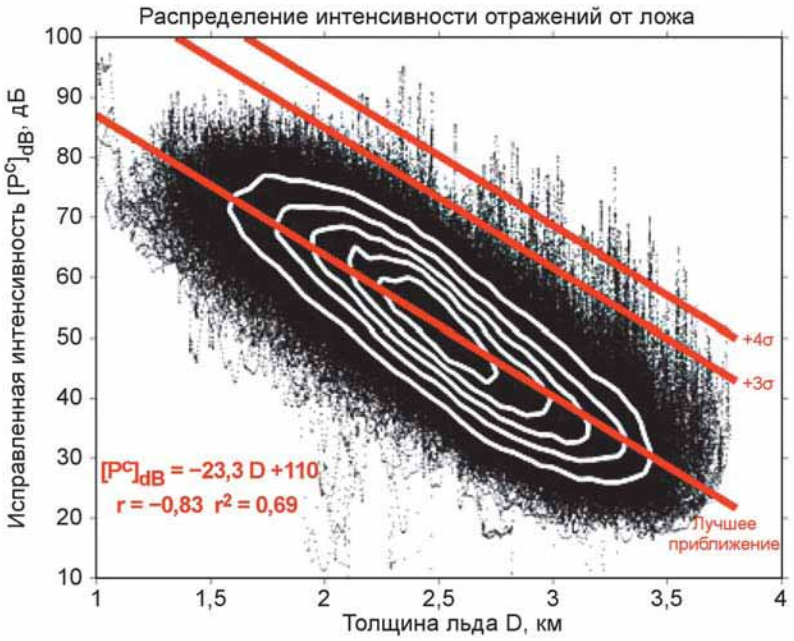
▲ **Рис. 2.94.** Интенсивность отражений от ложа (см. цветную шкалу на рис. 2.92, *а*) в северной части бассейна ледника Бэрд (*а*); для сравнения показаны балансовые скорости (нижняя цветная шкала от 0 до 70 м/год); связь между интенсивностью отражений от ложа на частоте 3 МГц и балансовыми скоростями (*б*). Красным выделены те данные, которые относятся к леднику Берд и прилегающим бассейнам; черной линией показана их линейная аппроксимация с коэффициентом детерминации R^2 = 0,72 (Jacobel et al, 2010)

квадратическое отклонение (STD) $\delta[P^c_{bed}]$. Низкие значения STD и высокие значения $[P^c_{bed}]$ служили радарными показателями сильно отражающих границ и самих подледниковых озер, положение которых ранее было определено по данным лазерной альтиметрии со спутника ICESat.

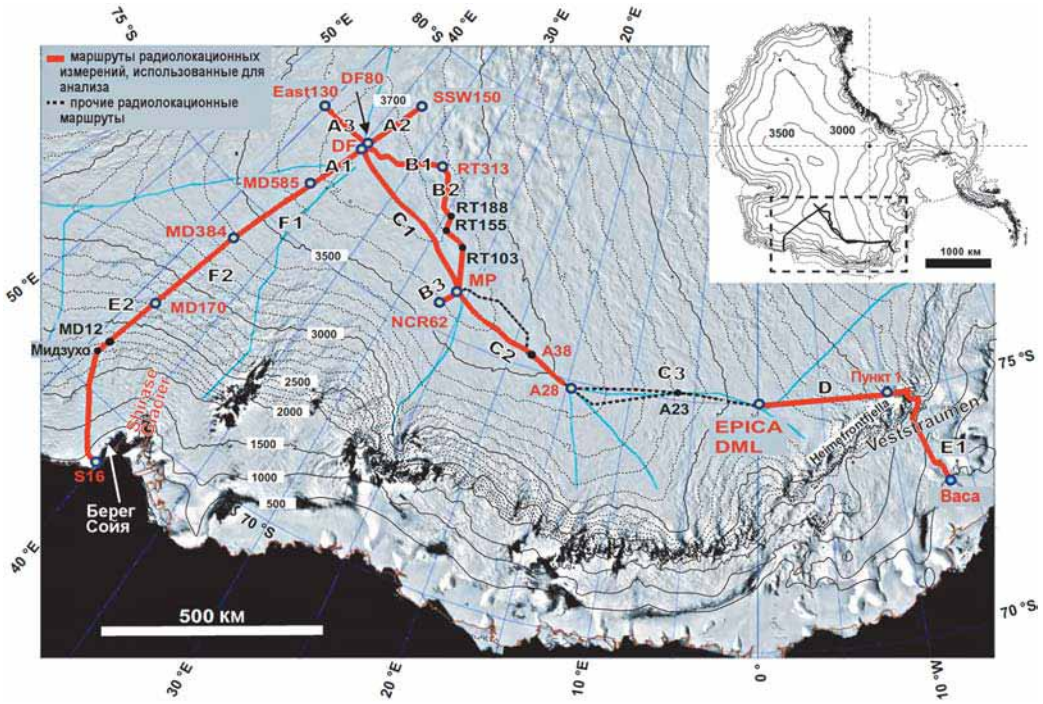
Эти же данные (см. рис. 2.93) показали тесную связь интенсивности радиолокационных отражений со скоростью движения выводного ледника (Jacobel et al., 2010) (рис. 2.94). Как было сказано выше, интенсивность отражений от ложа R существенно зависит от степени его шероховатости. Однако при измерениях на частоте 3 МГц (длина волны во льду ~50 м) можно ожидать, что полученные оценки R не должны быть чувствительными к шероховатостям ложа размером менее 100–200 м (что примерно соответствует радиусу первой зоны Френеля на глубинах несколько тысяч метров). Это подтверждает рис. 2.94, *а*, из которого следует, что области с разной интенсивностью отражений мало связаны с шероховатостью ложа, но тесно связаны с балансовыми скоростями (рис. 2.94, *б*), что подтверждает представления о важной роли воды в движении ледников.

Для обнаружения небольших скоплений воды на ложе по данным аэрорадиозондирования по более густой (5 км) сети профилей, проходящих над разными участками водного тела, было предложено (Wolovick et al., 2013) использовать аномалии интенсивности отражений ΔR, характеризующие стандартное отклонение σ интенсивностей с разными значениями σ по отношению к средней региональной величине коэффициента отражения ложа P^c с учетом геометрических потерь (рис. 2.95).

Если аномалия ΔR превышала уровень 3σ или 4σ региональной средней величины P^c, предполагали, что такие отражения служат индикатором подледникового



▲ **Рис. 2.95.** Распределение геометрически исправленной интенсивности отражения ложа P^c как функции толщины льда. Белые контуры представляют вероятностную функцию плотности данных радиозондирования, красные линии – наилучшую аппроксимацию регионального ослабления на уровнях стандартного 3σ и 4σ (Wolovick et al., 2013)

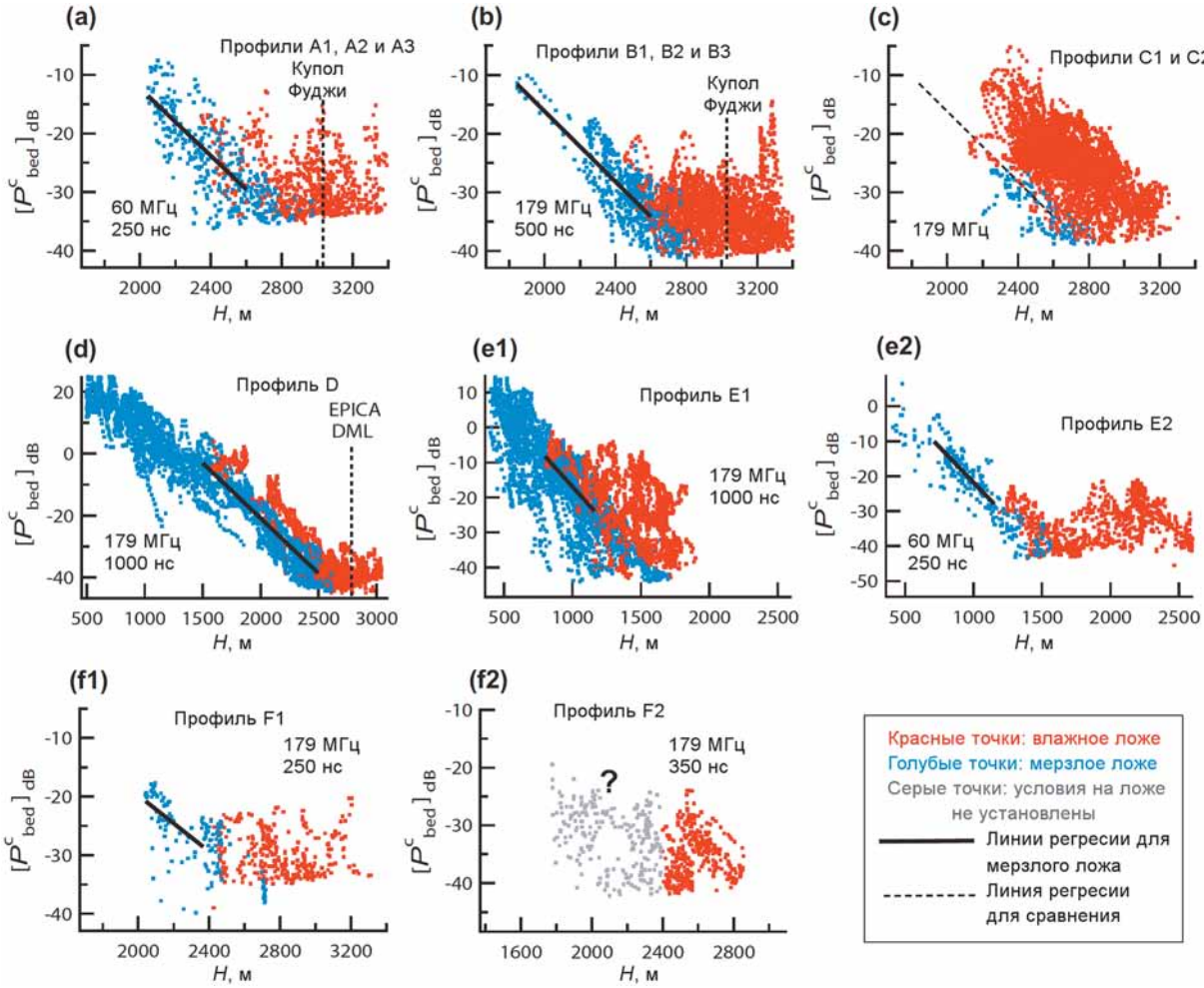


▲ **Рис. 2.96.** Наземные радиолокационные измерения (красные линии) на частотах 60 и 179 МГц на Земле Королевы Мод в Восточной Антарктиде от побережья у станций Сёва и Васа до купола Фуджи (DF) на профилях, проходящих через места глубокого бурения Dome Fuji и EPICA DML. Измерения около скважин использованы для определения скорости распространения радиоволн во льду (Fujita et al., 2012)

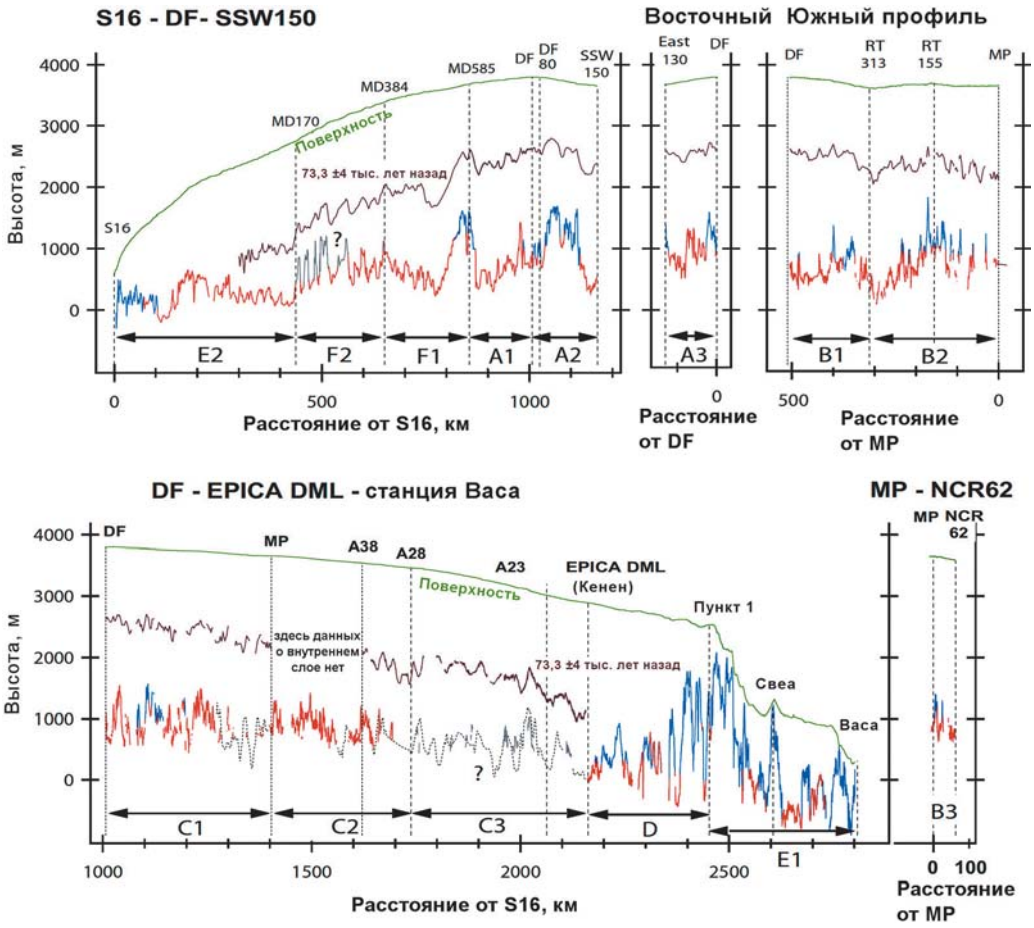
водного тела. Для района гор Гамбурцева 3σ и 4σ составили +19,4 и +25,9 дБ (что соответствует вероятностям $p < 0{,}13\%$ и $p < 0{,}0032\%$ для идеального нормального распределения). Они были намного больше ошибок измерений в местах пересечения профилей (6,0 дБ) и находились в пределах контраста 10–15 дБ между влажным и сухим ложем (Matsuoka, 2011, 2012).

Измерения на двух частотах. В Восточной Антарктиде в 1996/97 и 2007/08 гг. наземные измерения выполнены на частотах 60 и 179 МГц с применением трех локаторов с разными длительностями зондирующих импульсов (соответственно 250/1000 и 500/350/1000 нс) на профилях общей протяженностью ~3300 км (Fujita et al., 2012) (рис. 2.96). Радарные данные были осреднены на расстоянии ~0,3 км, чтобы исключить флуктуации и уменьшить уровень шума. Для анализа использованы данные с уровнем шума в пределах 3дБ, чтобы уменьшить возможные ошибки в оценке условий на ложе из-за нелинейности графиков *P–H* (мощность отражений [P_{bed}] от ложа – толщина льда *H*, м).

В целом оказалось, что отраженная от ложа мощность [P^{c}_{bed}] мало зависит от частоты и длительности зондирующих импульсов и линейно уменьшается с увеличением толщины льда *H* до некоторой глубины H_o. Отражения с глубин, превышающих H_o, скорее всего могут быть обусловлены более сильной (на 10–15 дБ) отражающей способностью ложа по сравнению с вариациями других факторов, включая поглощение во льду и шероховатость ложа, и связаны с присутствием воды на ложе.



◀ **Рис. 2.97.** Оцененные по графикам H–P влажные (красные точки) и мерзлые (синие точки) условия на ложе на разных участках профилей A1, A2, A3 (*a*), B1, B2, B3 (*b*), C1, C2 (*c*), D (*d*), E3 (*e1*), E2 (*e2*), F1 (*f1*), F2 (*f2*); для профиля F2 достоверная оценка не получена (серые точки). Положение профилей показано на рис. 2.96 (Fujita et al., 2012)

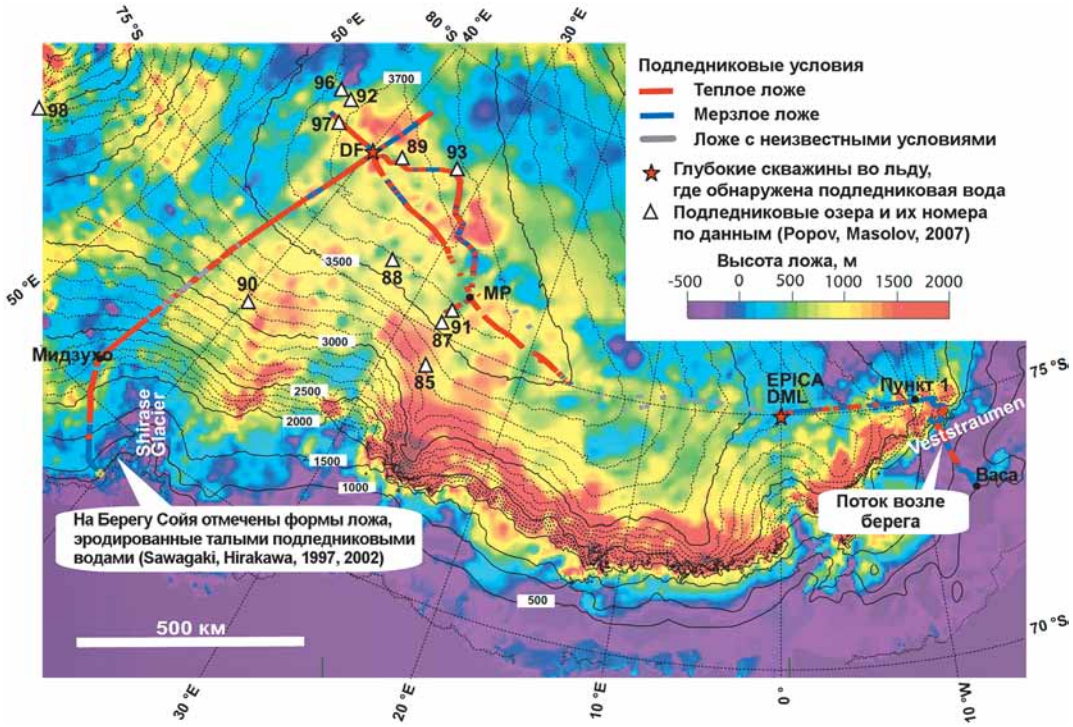


▲ **Рис. 2.98.** Оцененные влажные (красные линии) и мерзлые (синие линии) условия на ложе на разных участках профилей, показанных на рис. 2.96; серой линией показаны участки С1 и С3 профилей, где условия на ложе оценить не удалось, несмотря на измеренные толщины льда (Fujita et al., 2012)

Полученные оценки для отдельных участков профилей приведены на рис. 2.97 и 2.98, а для всех профилей радиолокационных измерений на Земле Королевы Мод – на рис. 2.99. Согласно полученным данным, примерно две трети исследованной площади имеет теплое ложе. Таяние на ложе преобладает в местах, где толщина льда больше и высота поверхности ледникового покрова выше, т.е. во внутренней его области, за исключением высоких подледных гор. Наоборот, в прибрежных областях преобладают мерзлые условия на ложе, за исключением быстро движущегося льда.

Теплые и мерзлые условия на ложе определены на протяжении 2035,6 км (62%) и 745,0 км (23%) профилей измерений, на остальных 15% их длины предложенный метод не позволяет диагностировать условия на ложе. Неопределенность в этих величинах из-за неточного определения границ между теплым и мерзлым ложем составляет несколько процентов (Fujita et al., 2012).

Полученные данные (см. рис. 2.99) похожи на результаты моделирования (Pattyn, 2010), согласно которым доля теплого и мерзлого ложа составляет соответственно 55 и 45%. Данные радиозондирования могут быть использованы не только для ва-



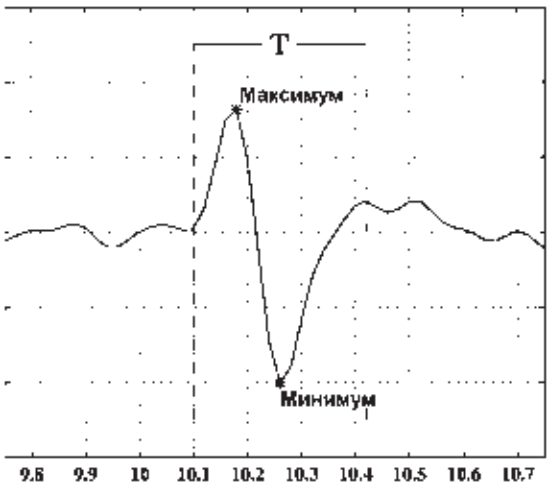
▲ **Рис. 2.99.** Оцененные по данным радиозондирования теплые (красные линии) и мерзлые (синие линии) условия на ложе на Земле Королевы Мод в Восточной Антарктиде; топография ложа показана по данным BEDMAP (Lythe et al., 2001) (Fujita et al., 2012)

лидации результатов моделирования и улучшения оценок потока геотермического тепла, сильно влияющих на результаты моделирования, но и для выбора мест глубокого бурения с наиболее древним льдом. Кроме того, данные радиозондирования показывают более обширные области продуцирования талой воды на ложе, чем области с известными подледниковыми озерами, и предполагают, что более 90% расхода из ледникового покрова дренируется из небольшого количества быстро текущих ледяных потоков и выводных ледников.

2.8.3. Оценка по мощности отраженных сигналов (BRP) от ложа

При использовании моноимпульсных локаторов в уравнении радиолокации практически невозможно с достаточной точностью определить их энергетический потенциал p, т.е. соотношение принятой и излученной мощности P_r/P_t. Наибольшую сложность представляет оценка усиления антенн G_a и мощности отраженных сигналов, поскольку генерируемые сигналы широкополосные и, в отличие от импульсных, при излучении и приеме дифференцируются и становятся двухполярными (рис. 2.100).

Похожую картину можно получить при измерениях с импульсными локаторами с непрерывной яркостной Z-индикацией, если на выходе приемного устройства использовать дифференцирующую цепочку. Это позволяет получить более контрастные записи отражений, но при этом теряется информация об амплитуде отраженных



◀ **Рис. 2.100.** Отраженный сигнал при использовании моноимпульсного локатора (Gades et al., 2000)

сигналов и используется только скорость нарастания переднего фронта отраженных импульсов.

Было предложено (Gades et al., 2000) оценивать принятую мощность P во временном окне $t_2 - t_1$ как половину суммы квадратов амплитуд A_i отраженных сигналов, измеренных для каждой i-й трассы в этом окне T:

$$P = \Sigma A_i^2/[2(t_2 - t_1 + 1)]. \quad (2.87)$$

Для оценки мощности отражения от ложа временное окно T выбирается, как показано на рис. 2.100.

Если существуют внутренние отражения, то амплитуда донных сигналов будет зависеть не только от толщины льда и мощности донных отражений (bottom reflection power − BPR), но и от того, какая доля этой мощности (internal reflection power − IRP) будет рассеяна внутренними отражателями. Если характер внутренних неоднородностей не сильно изменяется вдоль профиля измерений, то и величина BPR должна быть пропорциональна изменению толщины льда на этом профиле. В этом случае удобно определить нормализованную по глубине мощность донных отражений (BPR_R) как отношение локально измеренной мощности $BPR_{изм}$ к вычисленной по эмпирической зависимости мощности $BPR_{выч}$ от толщины льда:

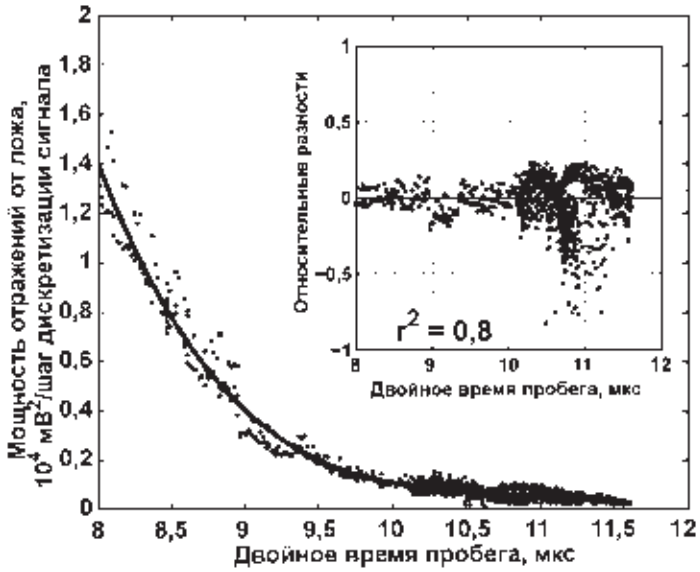
$$BPR_R = BPR_{изм}/BPR_{выч}. \quad (2.88)$$

Для этого используется эмпирическое соотношение между квадратом измеренной мощности $BPR_{изм}$ отраженных от ложа сигналов и квадратом их двойного времени пробега, а остаточная мощность B_{resid} (на врезке) характеризует вариации BPR, обусловленные изменениями толщины льда, и нормализованную по глубине мощность донных отражений BPR_R (рис. 2.101).

Мощность нормализованных внутренних отражений (IRP_N) определяется как отношение измеренных величин $IRP_{изм}$ к их средней величине:

$$IRP_N = IRP_{изм}/IRP_{ср}. \quad (2.89)$$

Таким образом, изменения BPR_R и IRP_N характеризуют отражающие свойства ложа и внутреннее строение ледника вдоль профилей измерений и позволяют идентифицировать участки с донным таянием или без него, где относительные изменения



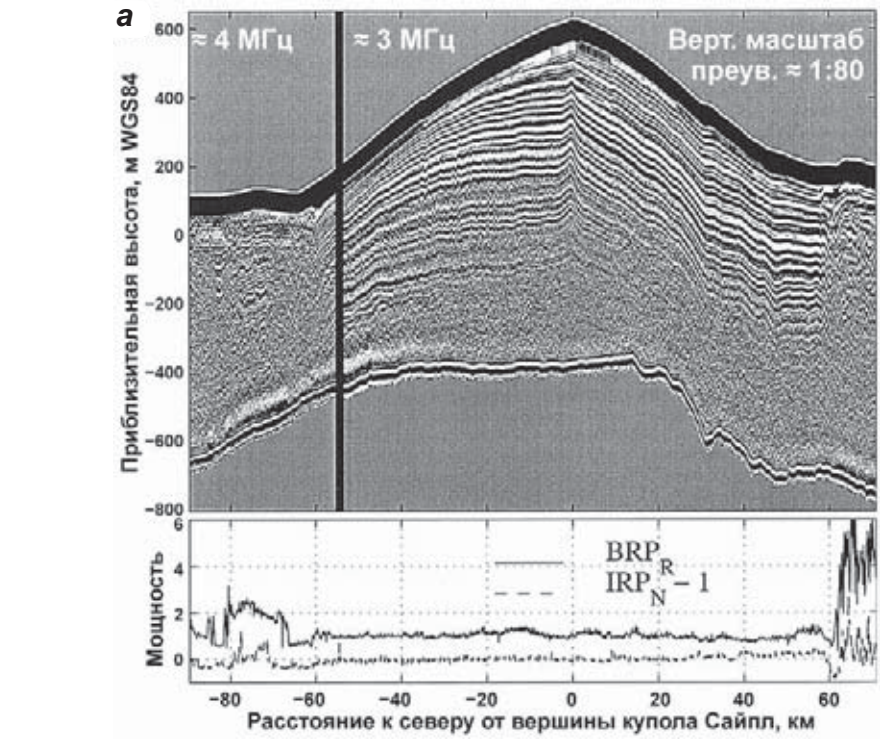
▲ **Рис. 2.101.** Связь между измеренной (точки) мощностью $BRP_{изм}$ отраженных от ложа сигналов и их двукратным временем пробега, аппроксимированная экспоненциальной функцией (черная линия). Эта эмпирическая зависимость характеризует вариации $BRP_{изм}$, обусловленные изменениями толщины льда, а остаточная мощность B_{resid} (на врезке) показывает разность измеренных и аппроксимированных $BRP_{изм}$ и вычисленных $BPR_{выч}$ мощностей (Gades et al., 2000)

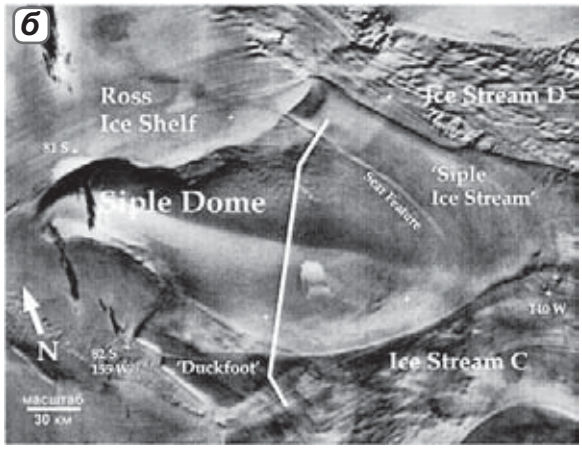
BPR_R должны быть особенно велики. Пример таких данных, полученных при наземных измерениях с применением моноимпульсных локаторов с центральными частотами 3 и 4 МГц на ледниковом куполе Сайпл и примыкающем к нему ледяном потоке Сайпл в Антарктиде, приведен на рис. 2.102.

Заметное (в 4–7 раз) увеличение BRP_R в правой части профиля (см. рис. 2.102, *а*) указывает на то, что под ледяным потоком Сайпл относительная отражательная способность ложа *R* выше, чем под ледяным куполом Сайпл. Это объяснено тем (Gades et al., 2000), что под ледяным куполом Сайпл может находиться тонкий (менее 0,1 м) слой мерзлого тилла, а под более быстро движущимся ледяным потоком Сайпл – либо тонкий (менее 0,05 м) слой воды, либо более толстый (более 1 м) слой талого тилла. Эти оценки получены путем вычисления отражательной способности *R* соответствующих границ раздела с использованием двухслойной модели с разными характерными для этого района Антарктиды значениями диэлектрической проницаемости ε′ и проводимости σ подстилающих лед отложений.

Похожий подход был применен для оценки условий на ложе ледника Мак-Гилл на Аляске по данным радиолокационных измерений с моноимпульсным локатором с центральной частотой 5 МГц (Pattyn et al., 2009). Установлено, что вдоль профиля BRP увеличиваются к языку ледника, достигая максимума в областях с водой на ложе и донным скольжением (Rabus, Echelmeyer, 1997; Pattyn et al., 2005).

Однако самые большие пики BRP появляются ниже, и их положение совпадает с положением ледниковых колодцев и возрастанием IRP, указывая на то, что поступающая в эти колодцы талая вода достигает ложа и увеличивает его отражательную способность.



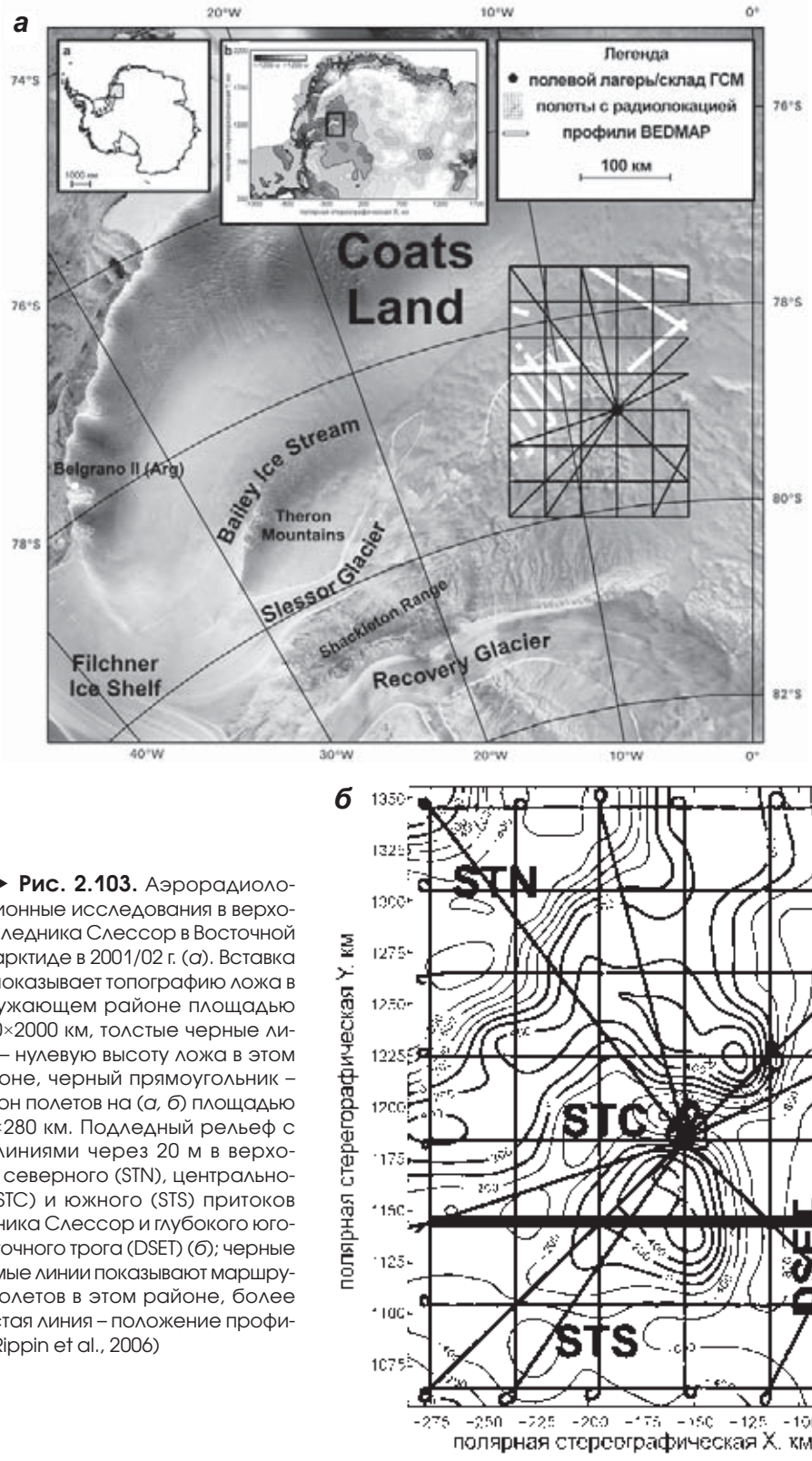


▲ ◀ **Рис. 2.102.** Изменение отражающих свойств ложа (BRP_R) и ледниковой толщи (IRP_N) по профилю через ледораздел ледникового купола Сайпл (*а*) и ледяной поток Сайпл (*б*) в Антарктиде по данным наземного радиозондирования моноимпульсным локатором с центральными частотами 3 и 4 МГц (Gades et al., 2000)

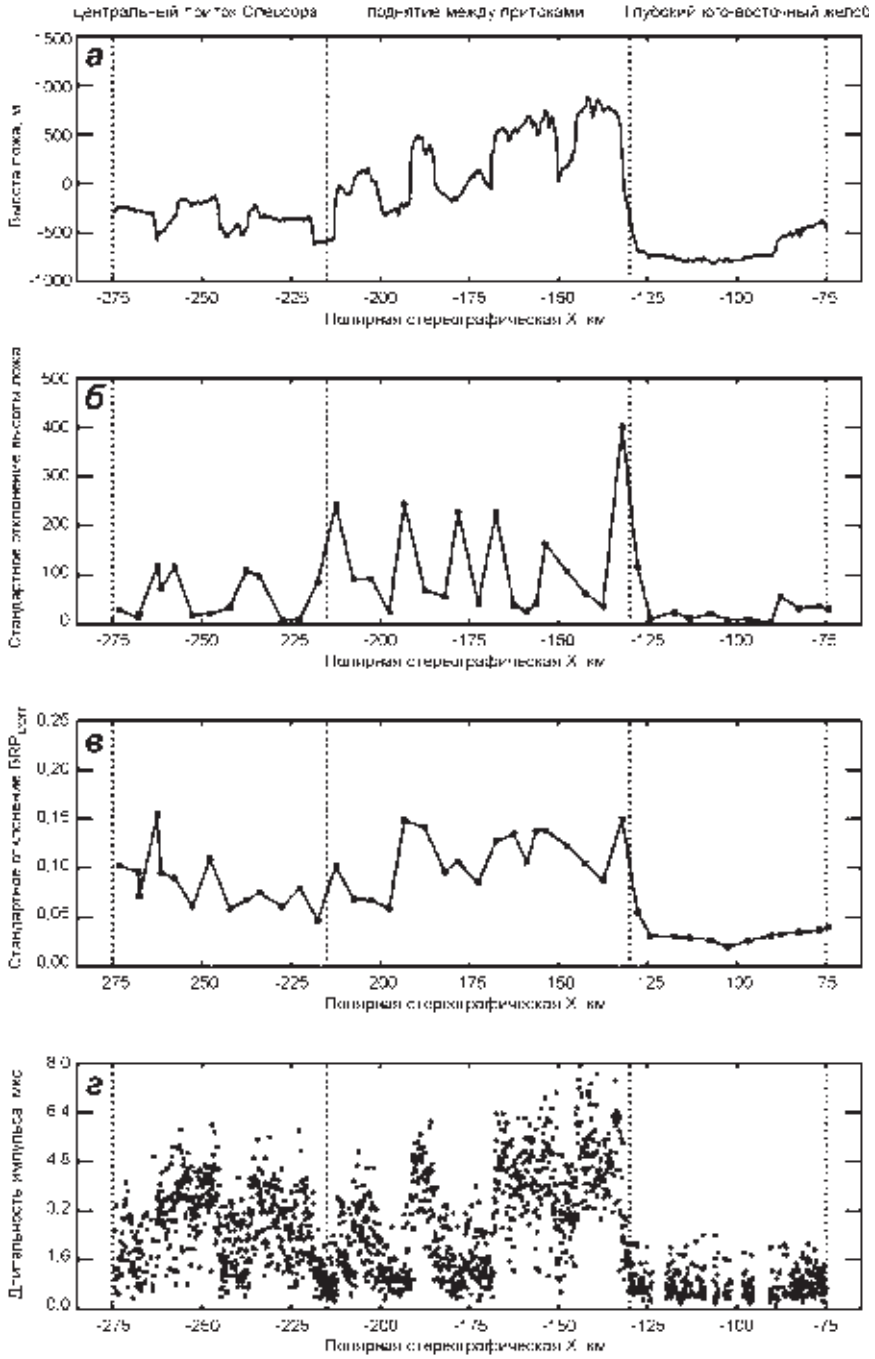
2.8.4. Шероховатость ложа

Оценивая по данным радиозондирования гидротермическое состояние на ложе ледников, необходимо иметь в виду, что его радиофизические свойства зависят и от шероховатости. Разный масштаб шероховатости подледного ложа определяется его геометрией. Для оценки шероховатости ложа используют разные методы, которые описаны ниже на примерах ледников Слессор, Тоттен и Пайн-Айленд в Антарктиде.

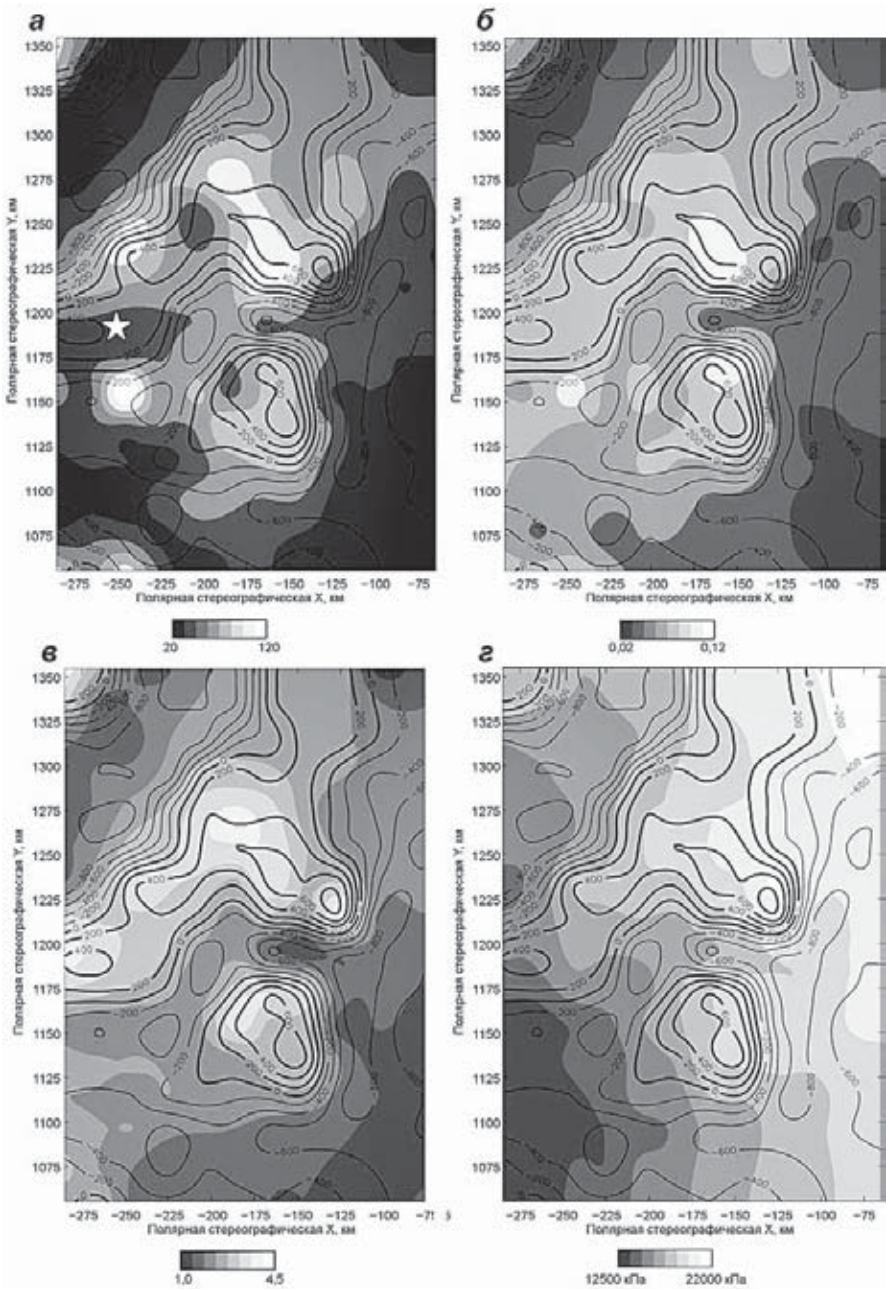
Ледник Слессор. Данные аэрорадиозондирования, полученные в 2001/02 г. на частоте 150 МГц при съемке когерентным локатором с интервалом ~25 м по сети



▲ ▶ **Рис. 2.103.** Аэрорадиолокационные исследования в верховьях ледника Слессор в Восточной Антарктиде в 2001/02 г. (*а*). Вставка (*b*) показывает топографию ложа в окружающем районе площадью 3000×2000 км, толстые черные линии – нулевую высоту ложа в этом районе, черный прямоугольник – район полетов на (*а, б*) площадью 200×280 км. Подледный рельеф с изолиниями через 20 м в верховьях северного (STN), центрального (STC) и южного (STS) притоков ледника Слессор и глубокого юго-восточного трога (DSET) (*б*); черные прямые линии показывают маршруты полетов в этом районе, более толстая линия – положение профиля (Rippin et al., 2006)



▲ **Рис. 2.104.** Пример использования трех методов для оценки степени шероховатости ложа вдоль части профиля, показанного на рис. 2.103, *б*: высота ложа (*а*); среднее квадратическое отклонение высоты ложа с разрешением ~60–75 м, осредненное по сети 5×5 км (*б*); среднее квадратическое отклонение мощности отражений от ложа с учетом поправки на толщину льда таким же разрешением и осреднением (*в*); длина отраженного импульса, мкс с разрешением 1,12 м (без осреднения) (*г*) (Rippin et al., 2006)



▲ Рис. 2.105. Шероховатость ложа в районе ледника Слессор, оцененная тремя методами: *а*) по среднеквадратическим (SD) вариациям высоты ложа с разрешением около 60–75 м, путем осреднения по сети 5×5 км; *б*) по SD вариациям BRP_{corr}, осредненным по сети 5×5 км; *в*) по длине импульса около 1,12 м, без осреднения. На всех картах шероховатость ложа оконтурена и показана оттенками серого цвета: более светлыми – сглаженные области, более темными – более шероховатые области, топография ложа – изолиниям высот в метрах выше (толстые линии) и ниже (тонкие линии) эллипсоида WGS 84; на (*а*) звездочка показывает пример района с уменьшенной шероховатостью ложа на отметке – 260 м ниже ур. моря внутри медленно движущейся области между притоками; *г*) распределение гидравлического потенциала при давлении воды P_w, равном давлению P_i вышележащего льда (Rippin et al., 2006)

профилей 40×40 км общей протяженностью около 5000 км, были использованы, чтобы исследовать шероховатость ложа декаметрового (60−75 м) масштаба под тремя притоками ледника Слессор в Восточной Антарктиде и ее влияние на скорость их течения (Rippin et al., 2006) (рис. 2.103).

Шероховатость ложа вдоль профилей была исследована с применением трех методов анализа радарных данных, полученных с интервалом 60–75 м:

1) среднее квадратическое (SD) отклонение высоты ложа определяется с осреднением по сетке 5×5 км данных о толщине льда по надиру в каждой ячейке внутри первой зоны Френеля (414 м) (метод SD высоты ложа);

2) путем количественного анализа изменчивости мощности отражений от ложа (BRP_{corr}) с учетом изменений толщины льда вдоль профиля аналогично методу (Gades et al., 2000). Максимальная мощность отражения от ложа определялась по его максимальной амплитуде среди 50 сигналов во временно́м окне ~2 мс сразу после первого вступления;

3) шероховатость ложа сказывается на форме и длительности радарных отражений и времени спада амплитуд отражений до некоторого уровня шума (Oswald, 1975). Поскольку идеально гладкий отражатель, вроде подледникового озера, дает минимальное рассеяние и отражение короткой длительности, более шероховатое ложе в пределах первой зоны Френеля будет давать более длинное эхо. Этот метод не требует осреднения и характеризует размер неровностей ложа меньше длины волны локатора во льду (~1,12 м).

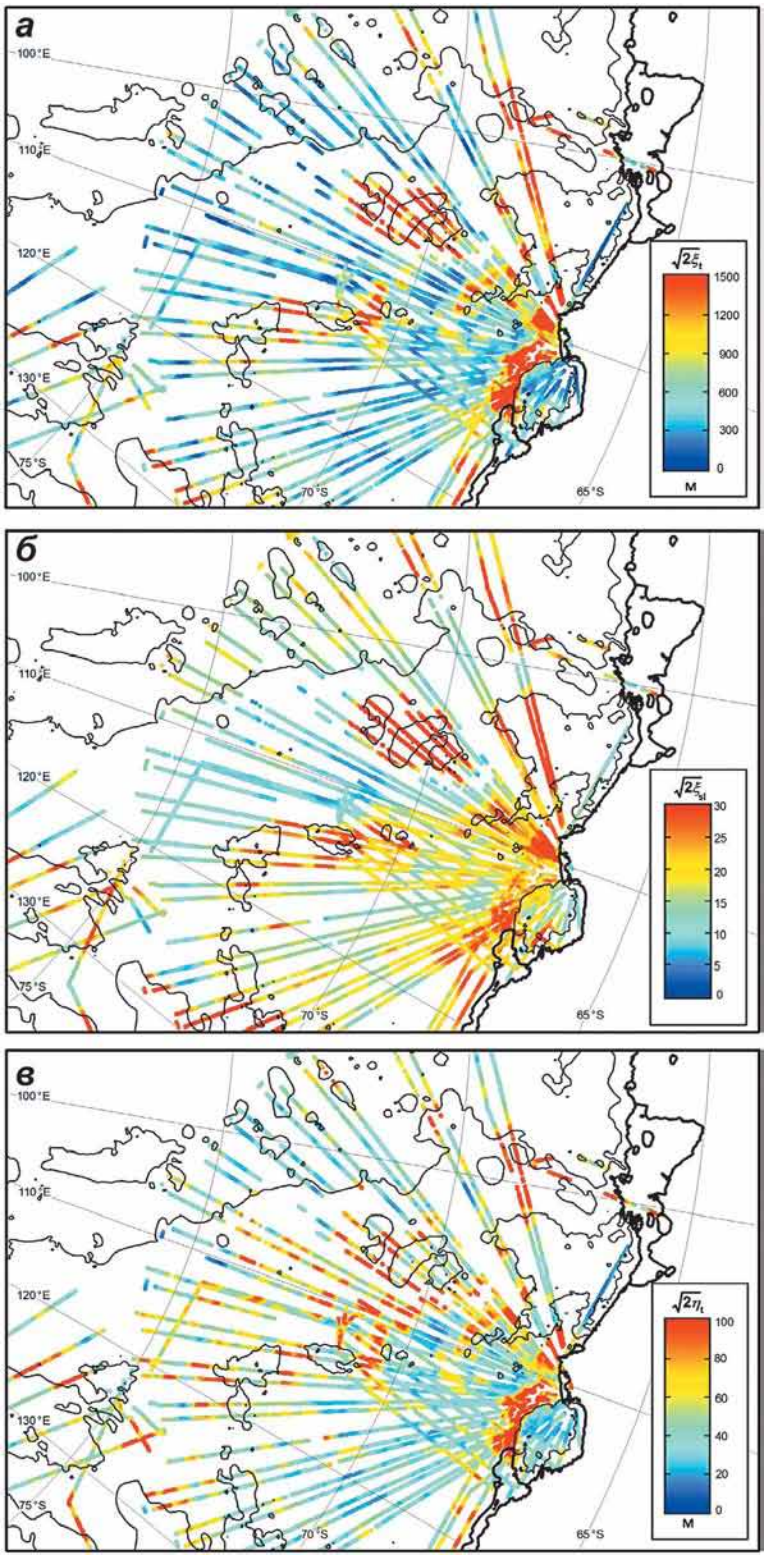
Три названных метода дают разную интерпретацию шероховатости ложа: первый метод характеризует размах неровностей ложа, второй – ее вариации (не только топографию ложа, но и наличие теплого льда и жидкой воды на ложе), третий метод характеризует шероховатость с более высоким разрешением. В сочетании эти методы позволяют определить вероятные причины относительных изменений шероховатости и сглаженности ложа. Пример применения этих методов для оценки шероховатости ложа вдоль профиля, выделенного на рис. 2.103, *б*, иллюстрирует рис. 2.104.

Для всей области радарной съемки эти характеристики шероховатости ложа показаны на рис. 2.105. Там же для сравнения дано распределение вычисленного гидравлического потенциала на ложе. Области с гладким и сглаженным ложем благоприятны для скольжения ледника, которое может эродировать неровности ложа, заполнять промежутки между ними отложениями и способствовать возникновению базальной воды, перекрывающей неровности ложа.

Ледник Тоттен. Шероховатость ложа этого ледника оценивали методом фурье-анализа. Для этого по данным радиозондирования вычисляли три параметра: общую шероховатость ξ_t, характеризующую вертикальные вариации ложа внутри диапазона интегрирования; шероховатость по наклону ξ_{sl} и шероховатость по частоте η_t, характеризующие преимущественно длинноволновые и коротковолновые вариации высоты ложа (рис. 2.106).

По степени шероховатости ложа выделены три области: глубоких бассейнов, выходов фундамента и горных поднятий. Для первой области характерны: общая низкая шероховатость, практически гладкое ложе на коротких длинах волн и, как

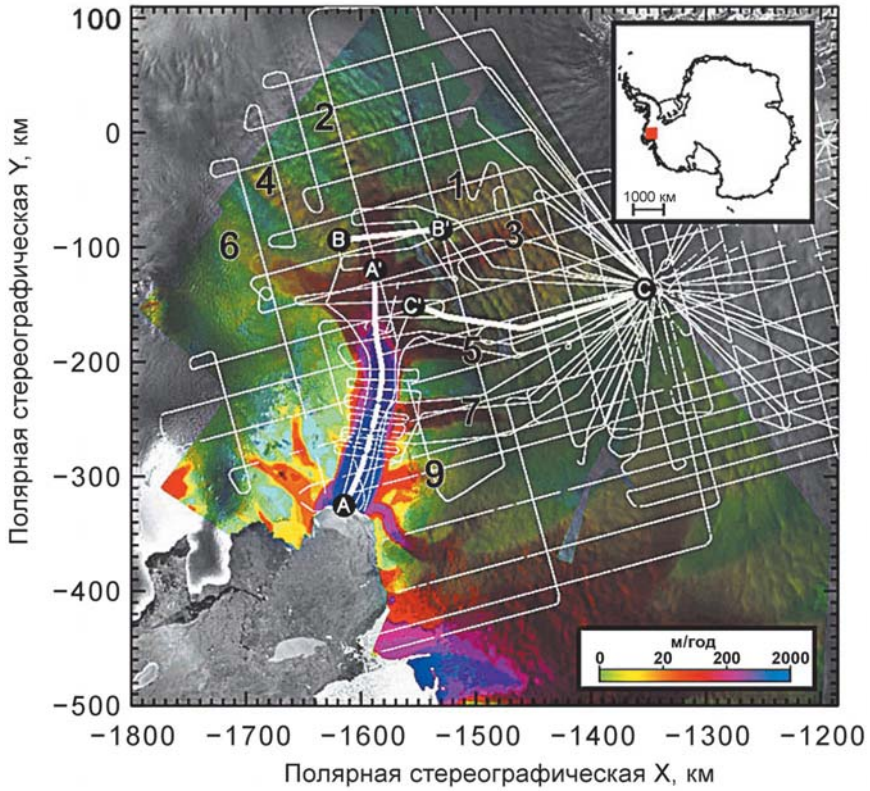
▶ **Рис. 2.106.** Шероховатость ложа в подледниковом бассейне Аврора по данным аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц: *а*) общая шероховатость ξ_t; *б*) шероховатость по наклону ξ_{sl}; *в*) шероховатость по частоте η_t (Wright et al., 2012)


а
100°E
110°E
120°E
130°E
75°S
70°S
65°S
$\sqrt{2\xi_1}$
1500
1200
900
600
300
0
м
б
100°E
110°E
120°E
130°E
75°S
70°S
65°S
$\sqrt{2\xi_{sl}}$
30
25
20
15
10
5
0
в
100°E
110°E
120°E
130°E
75°S
70°S
65°S
$\sqrt{2\eta_1}$
100
80
60
40
20
0
м

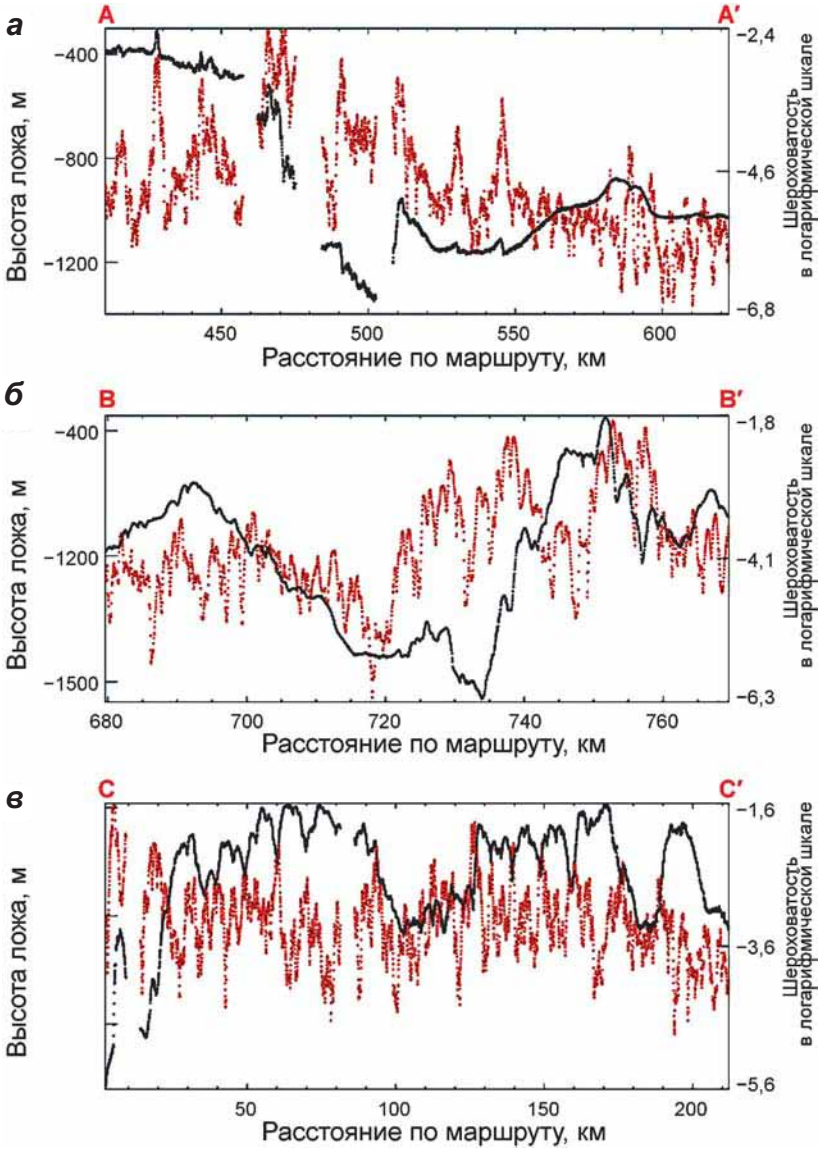
результат, очень низкая шероховатость по наклону. В рельефе ложа преобладают неровности протяженностью более 10 км, поэтому шероховатость по частоте относительно высока. Эти характеристики могут указывать либо на области сильной площадной эрозии, либо на перекрытие подледникового рельефа толстым осадочным чехлом. С учетом общей геологической обстановки вторая интерпретация более вероятна. Вторая область отличается от первой тем, что в ней значительно более высоки коротковолновые компоненты. В третьей области шероховатость ложа очень высока на всех длинах волн.

Данные по толщине льда h и интенсивности отражений от ложа были использованы для вычисления коэффициента отражения ложа R_{23} и идентификации подледниковых озер.

Ледник Пайн-Айленд. Для оценки шероховатости ложа под ледником Пайн-Айленд (Западная Антарктида) площадью около 175 000 км^2, движущимся со скоростью более 2,5 км/год в районе линии налегания, были использованы данные аэрорадиозондирования на частоте 150 МГц, полученные в 2004/05 г. с интервалом 15–30 м на профилях общей протяженностью более 35 000 км (Rippin et al., 2011) (рис. 2.107).

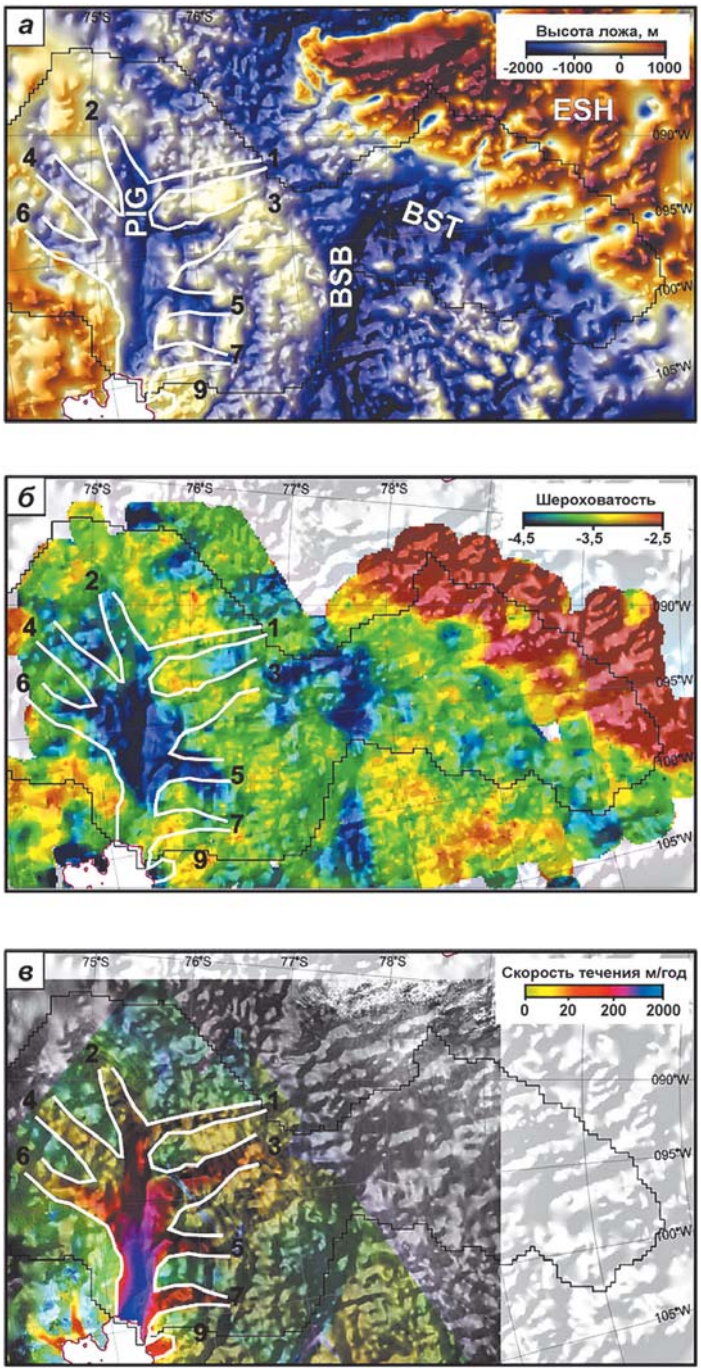


▲ **Рис. 2.107.** Маршруты полетов (тонкие белые линии) над ледником Пайн Айленд и его притоками (обозначены цифрами) со скоростями течения до 2000 м/год (цветная шкала); толстыми белыми линиями показаны участки полетов вдоль основного ствола ледника (A–A′), части притока 2 (B–B′) и в районе медленного течения льда вне притоков C–C′) (Rippin et al., 2011)

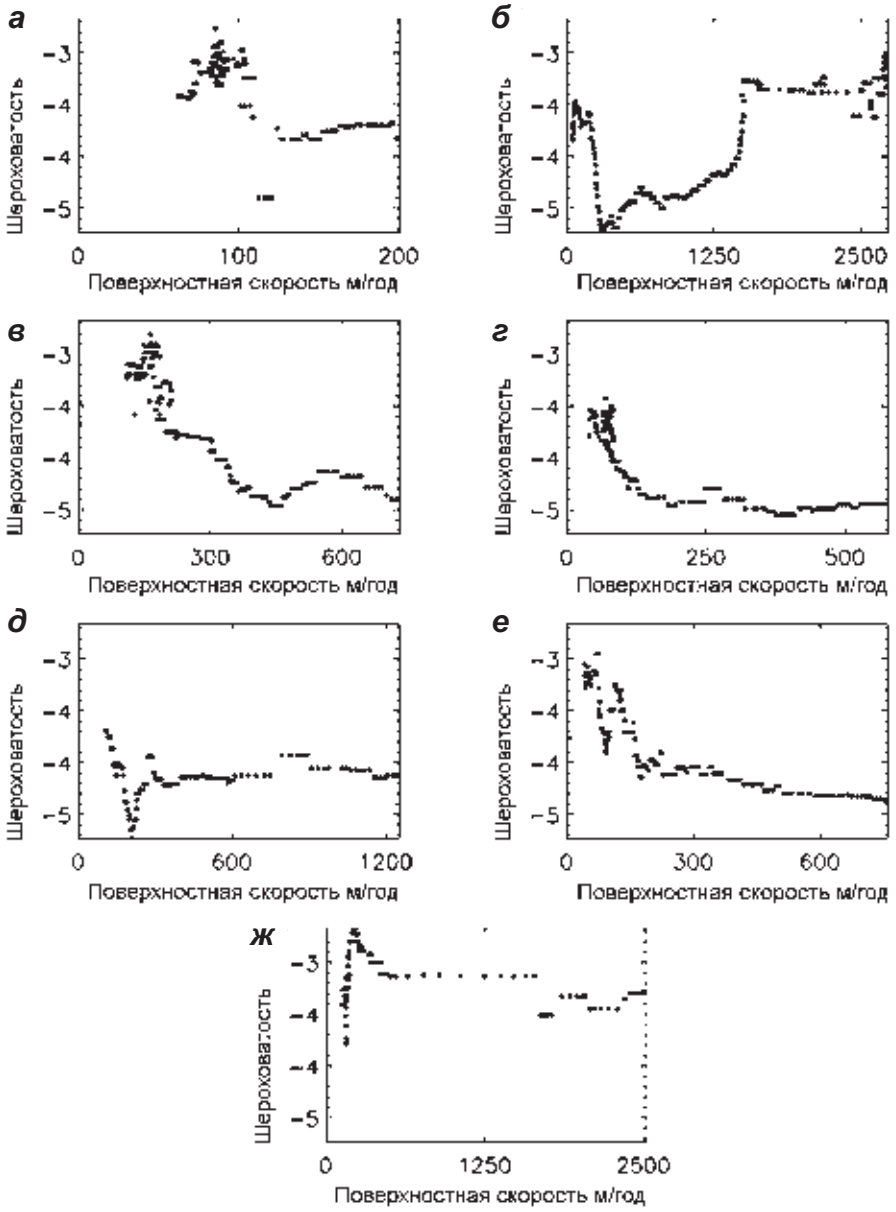


▲ **Рис. 2.108.** Высота ложа (черные линии) и его шероховатость в логарифмической шкале (красные линии) вдоль профилей A–A′ (*а*), B–B′ (*б*) и C–C′ (*в*) на рис. 2.107 (Rippin et al., 2011)

Для оценки шероховатости ложа по измеренным высотам ложа также использовали быстрое преобразование Фурье. Но мерой шероховатости служил интеграл спектра мощности в скользящем окне шириной в 32 трассы. Пример полученных данных показан на рис. 2.108. Для всего района исследований топография ложа (Vaughan et al., 2006) и шероховатость ложа в логарифмических единицах в радиусе 20 км и скорости течения льда по радиоинтерферометрическим изображениям InSAR (Rignot et al., 2004) показаны на рис. 2.109.



▲ **Рис. 2.109.** Топография ложа всего района ледника Пайн Айленд по данным (Vaughan et al., 2006) и из многих источников (*а*); буквами обозначены: PIG – ледник Пайн Айленд, BSB – подледниковый бассейн Берда, BST – подледниковый трог Бентли, ESH – подледниковая горная страна Элсуорта; цифрами (как на рис. 2.106) – притоки ледника Пайн Айленд; шероховатость ложа в этом районе в логарифмическом масштабе (*б*); InSAR скорости по данным (Rignot et al., 2004) (*в*) (Rippin et al., 2011)



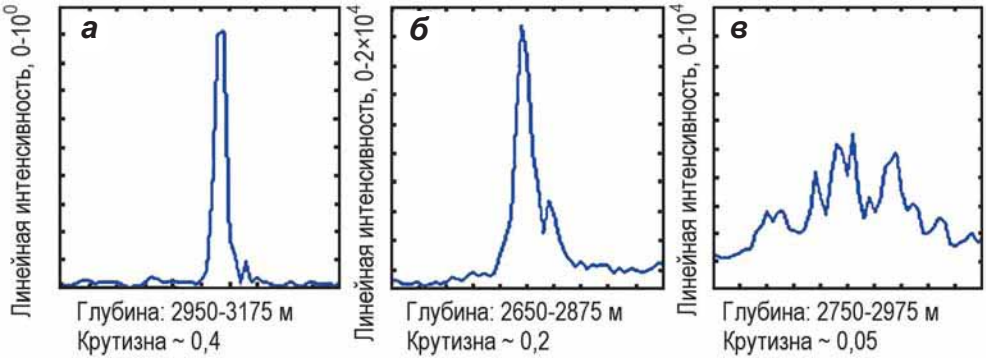
▲ **Рис. 2.110.** Вариации шероховатости ложа (в логарифмическом масштабе) в зависимости от скорости вдоль притоков (см. рис. 1.109, *в*): *а*) приток 1; *б*) приток 2 и основной ствол ледника Пайн Айленд; *в*) приток 3; *г*) приток 4; *д*) приток 5; *е*) приток 6; *ж*) приток 7 (Rippin et al., 2011)

Связь между поверхностной скоростью и шероховатостью ложа в каждом притоке иллюстрирует рис. 2.110. В целом полученные данные показывают тесную связь между более быстро движущимся льдом и менее шероховатым ложем для значительной части ледника Пайн-Айленд. Его центральная часть и два притока имеют особенно сглаженное ложе, но на большинстве притоков, питающих основ-

ной ствол ледника, ложе более шероховатое. Предполагается, что сглаженное ложе может быть следствием отложений морских осадков, образовавшихся после исчезновения ледникового покрова Западной Антарктиды в плиоцене и плейстоцене, и, наоборот, ложе шероховатое, где такие отложения отсутствуют.

2.8.5. Оценка по интенсивности, форме и федингу отраженных сигналов

Для идентификации участков мерзлого и влажного ложа в Гренландии было предложено (Oswald, Gogineni, 2008) использовать не только интенсивность, но и статистические характеристики отраженных сигналов. Этот подход оказался полезным при интерпретации данных аэрорадиорадиолокационных исследований, выполненных в 1990-х годах по программе PARCA (Program for Arctic Regional Climate Assessment). Для измерений применялся 150 МГц когерентный локатор с длительностью зондирующего импульса 60 нс и интегрированием мощности отражений с интервалом ~3,6 м. Применение 4-элементных передающей и приемной антенн с шириной диаграммы направленности 18° и 66° в плоскостях поперек и вдоль линии полета позволило при скорости полета 130 м/с и толщинах льда до 3000 м собирать отражения от ложа в радиусе 122 м на расстояниях 20–120 м.



▲ **Рис. 2.111.** Изменения ширины и крутизны I_{abr} эха от элементов отражающей поверхности ложа разной шероховатости. Огибающие импульса показаны для гладкой (*а*), слабо шероховатой, с углами наклона ~0–5° (*б*) и шероховатой границы лед–ложе (*в*). Величина I_{abr} обычно лежит между 0,05 и 0,5 и характеризует облучаемую площадь ложа радиусом от 180 до 300 м (Oswald, Gogineni, 2008)

В отличие от описанных выше методов оценки отражающих свойств ложа (см. разделы 2.8.1–2.8.3), для анализа использовали изменения интенсивности и формы отраженных импульсов, включая первое (пиковое) отражение и задний фронт импульса (рис. 2.111). В этом случае не только определяли интенсивность отражений от ложа, но и исследовали форму и фединг отраженных сигналов, зависящие от шероховатости и наклона элементов поверхности, на расстояниях 15–100 м на площади ложа радиусом менее 180 м при толщинах льда 2000–3000 м. Для оценки степени шероховатости и сглаженности ложа использовали три характеристики.

Интенсивность отражений от ложа P_{bed} с учетом потерь на поглощение B во льду и геометрических потерь за счет расхождения фронта волны вычисляли по формуле

$$P_{bed} = 10 \log [P_{adj}(x)] = 10 \log [P_{ag}(x)D^2] + B(D/100) + \rho_{cal}, \quad (2.90)$$

где P_{adj} – агрегированная интенсивность отражений, ρ_{cal} – калибровочная поправка.

Для учета зависимости потерь на поглощение B от температуры льда использовали ее косвенную связь с высотой поверхности H, дБ/100 м:

$$B = 2{,}3 \text{ x } 3000/(H + 2000). \quad (2.91)$$

Крутизна отраженных сигналов вдоль линии полета x определяется из соотношения

$$I_{abr}(x) = P_{peak}(x)/P_{ag}(x) = [(\{P\}_x)_{peak}]/\{\Sigma_{D\text{int}} P\}_x, \quad (2.92)$$

где P_{peak} и P_{ag} – интенсивность пиков отраженных сигналов и всей совокупности донных отражений в интервале глубин D_{int}. Внутри этой совокупности $P_{ag}(x) = \Sigma_{int} P_{av}(D, x)$.

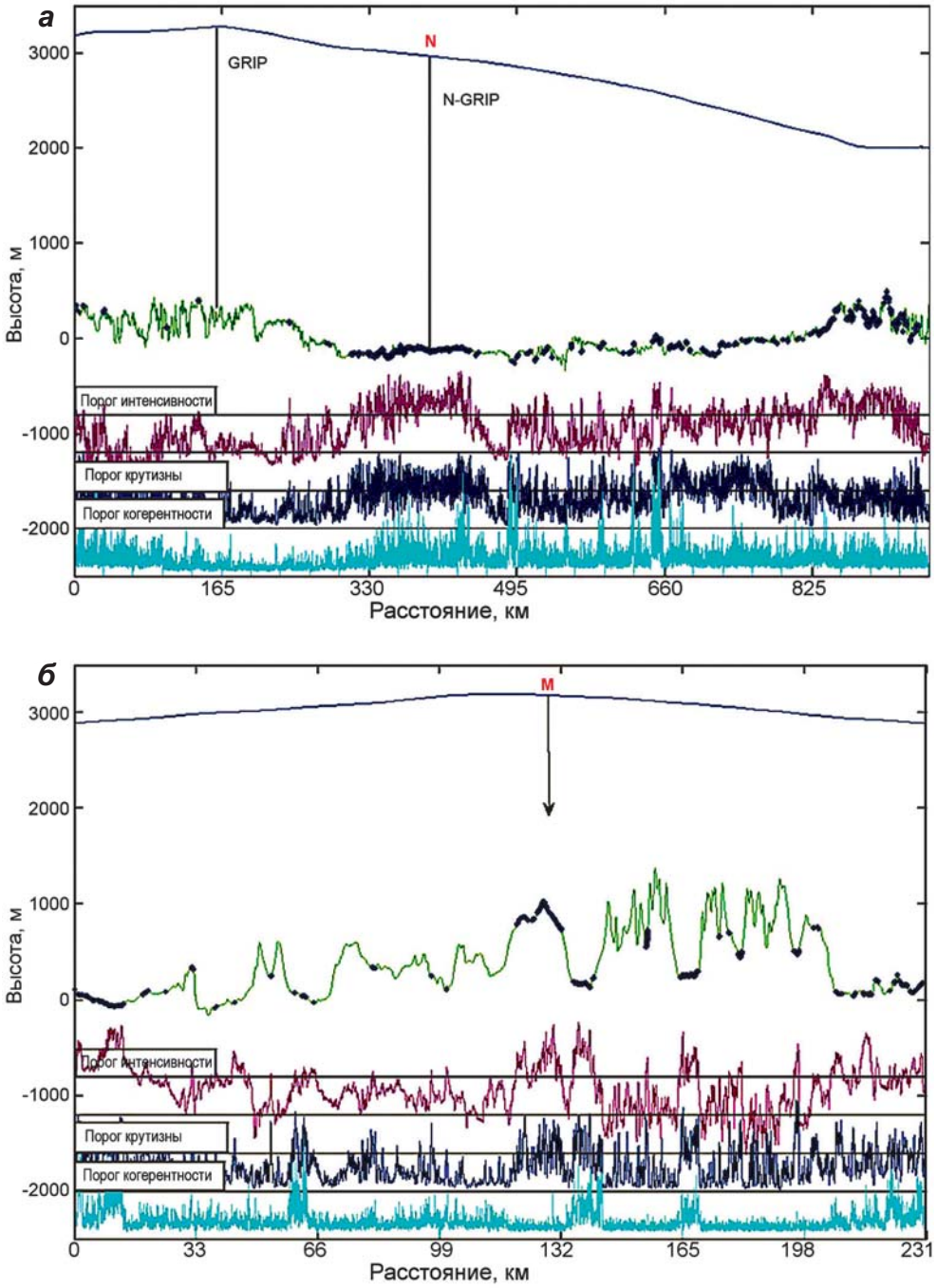
Сглаженность ложа с меньшим масштабом неровностей оценивали с помощью индекса когерентности I_{co}, который определяется соотношением

$$I_{co} = \frac{\int_{D\text{int}} \left\langle \left| \int_{X\text{int}} \Psi(D,x)dx \right|^2 \right\rangle_{\theta g} dD}{\int_{D\text{int}} \int_{X\text{int}} |\Psi(D,x)dx|^2 dx dD}, \quad (2.93)$$

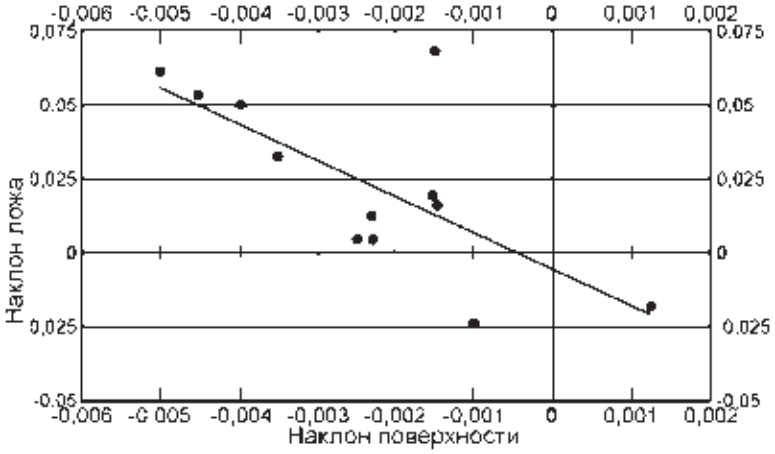
где D – эхо-глубина, x – расстояние вдоль трека, X_{int} – интервал вдоль трека для когерентного и некогерентного интегрирования. Интеграл в числителе суммирует сложный эхо-сигнал Ψ по X_{int} и оценивается для наклона θ_g, который максимизирует когерентный интеграл; в знаменателе – интеграл мощности сигнала по расстоянию и интервалам глубин, равный интегралу по θ_g для плоской границы, где $I_{co} = 1$.

При увеличивающихся расстояниях интегрирования когерентный интеграл будет стремиться к нулю. Однако, если на ложе есть плоские элементы (относительно длины волны), расположенные на расстояниях, соизмеримых или больших диаметра первой зоны Френеля (~80 м), то они дадут когерентные отражения, и можно оценить их наклон. При интегрировании на расстоянии около 200 м величины $I_{co} > 0{,}3$ соответствуют плоским элементам размером 0,2 м. В глубоких понижениях ложа обнаружены большие плоские области, хотя и не относящиеся к «озерам». Примером для района центральной Гренландии может служить рис. 2.112.

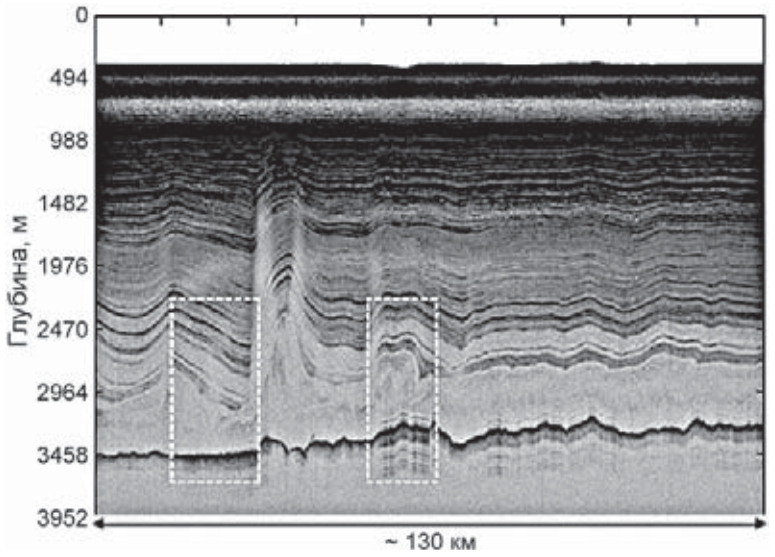
Было обнаружено, что наклон участков ложа с $I_{co} > 0{,}3$ хорошо коррелирует с наклоном поверхности ледника над этими участками (рис. 2.113) с соотношением углов 12:1. Такое соотношение может возникнуть при условии, если отражающие элементы на ложе образованы водой, находящейся в равновесии с гидравлическим потенциалом, и сбалансированы наклоном поверхности в соотношении $\rho_i/(\rho_w - \rho_i)$, где ρ_i – плотность льда, ρ_w – плотность воды. Ожидаемое значение этого соотношения равно 11,5. Такая связь с физическими характеристиками ложа позволила по индексу когерентности и крутизне сигналов обнаружить воду на двух участках профиля протяженностью 8 и 14 км (рис. 2.114).



▲ **Рис. 2.112.** Результаты радиозондирования ледникового покрова Гренландии вдоль двух профилей, проходящих через места бурения GRP и N-GRP: точки (*а*) и M (*б*). Линиями разного цвета показаны: высота поверхности (синий), глубина ложа (зеленый), интенсивность отражений от ложа (фиолетовый), их крутизна (темно-синий), когерентность (голубой). Синими ромбами отмечены скопления воды на ложе, установленные по интенсивности и крутизне отражений. Положение точек N и M показано на рис. 2.115 (Oswald, Gogineni, 2008)



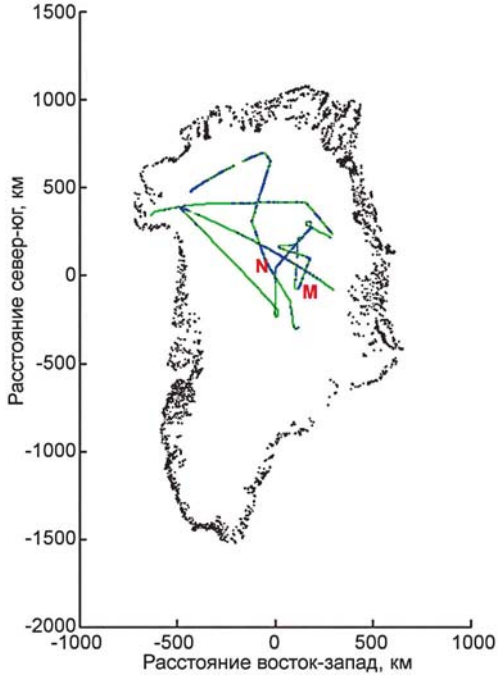
▲ **Рис. 2.113.** Связь между наклоном ложа и поверхности в местах, где индекс когерентности $I_{co} > 0,3$ (Oswald, Gogineni, 2008)



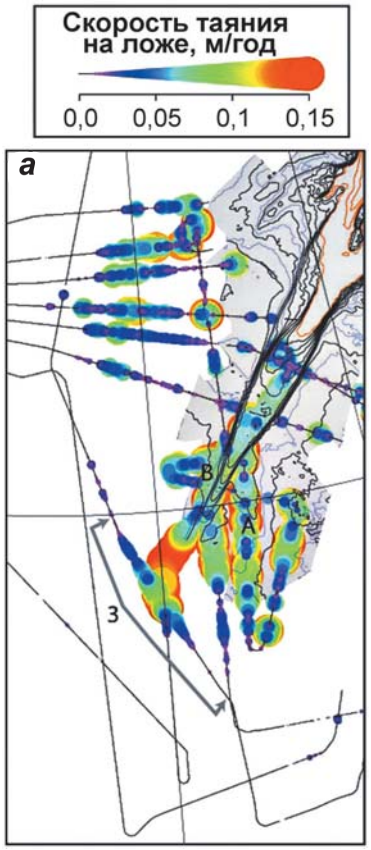
▲ **Рис. 2.114.** Участки воды на ложе протяженностью 8–14 км на профиле длиной ~130 км, определенные по индексу когерентности и крутизне отраженных сигналов (Oswald, Gogineni, 2008)

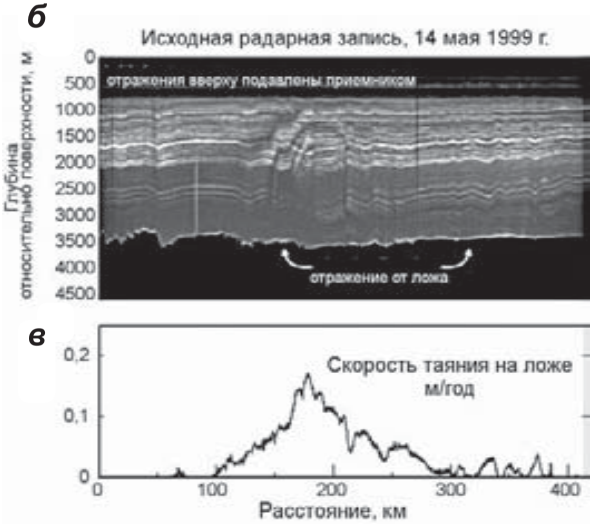
Правильность интерпретации условий на ложе, приведенных на рис. 2.112, подтверждают данные бурения: в скважине GRIP было найдено мерзлое ложе, а в скважине N-GRIP бур встретил воду.

По данным аэрорадиозондирования 1993–2006 гг., в северной части ледникового покрова Гренландии общая протяженность участков с водой на ложе составила 17% от общей длины маршрутов полетов, а в некоторых районах – более 80% на расстоянии более 100 км (рис. 2.115). Дополнительным подтверждением присутствия воды на ложе на этих участках служит прогибание внутренних отражающих



▲ **Рис. 2.115.** Участки мерзлого ложа (зеленые линии) и с водой на ложе (синие линии) ледникового покрова Гренландии, определенные по интенсивности и крутизне отраженных сигналов (Oswald, Gogineni, 2008)





◄ ▲ **Рис. 2.116.** Скорость донного таяния, м/год, вдоль профилей радиозондирования в Северной Гренландии (*а*). Цифрой *3* и серыми стрелками обозначен участок радарного профиля (*б*), для которого на (*в*) показана оцененная скорость донного таяния, м/год (Fahnestock et al., 2001)

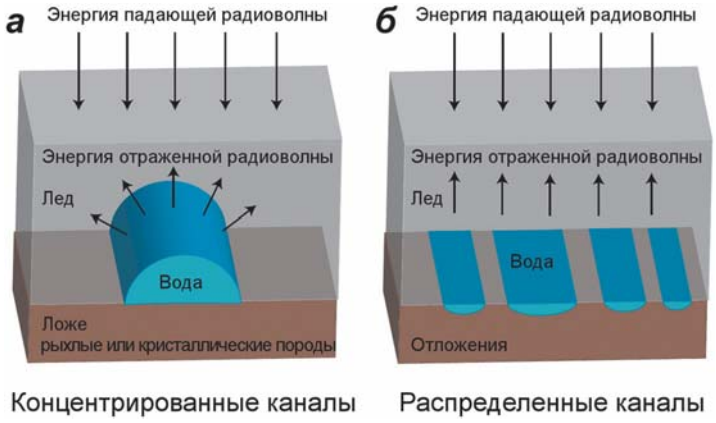
слоев вблизи ложа (см. рис. 2.114), связанное с ростом донного скольжения; подобная картина неоднократно наблюдалась над подледниковыми озерами в Антарктиде (Carter et al., 2007).

Такая связь геометрии внутренних слоев и условий на ложе подтверждается результатами моделирования (Fahnestock et al., 2001). Сопоставление модели с данными радиозондирования 1999 г. показало, что донное таяние может происходить в центре ледникового покрова Гренландии и возрастать на участках резкого подъема и погружения внутренних слоев вокруг поднятий ложа (рис. 2.116).

2.8.6. Оценка по соотношению зеркальной и диффузной составляющих в энергии отражений

Как упоминалось в главе 1, вода под ледником может двигаться по-разному: в распределенной системе стока вода распластывается по поверхности ложа, а в концентрированной системе она собирается в отдельные струи. Можно ожидать, что даже при одинаковом количестве воды на единицу площади ложа различия в распределении воды должны проявиться в его радиофизических характеристиках. Общая энергия, отраженная от ложа, определяется сочетанием диффузной и зеркальной составляющих. Последняя будет формироваться в распределенных системах воды от плоских протяженных разделов, а в концентрированных системах – от отдельных полуцилиндрических элементов (рис. 2.117).

В первом случае зеркальная составляющая будет выше и мало зависеть от направления профилей зондирования, а во втором она будет меньше и сильно меняться в зависимости от положения профиля зондирования относительно направления канала. В связи с этим был предложен метод (Schroeder et al., 2013), позволяющий оценить, насколько концентрированы системы стока на ложе. Для этого были взяты данные площадной съемки, выполненной в районе ледника Туэйтс в Антарктиде по сети 15×15 км с применением 60 МГц когерентного локатора. Далее эти данные были обработаны так, чтобы создать синтетическую апертуру длиной 700 м (L_1) и 2000 м (L_2), т.е. чтобы сформировать синтетические отражения от ложа с разной

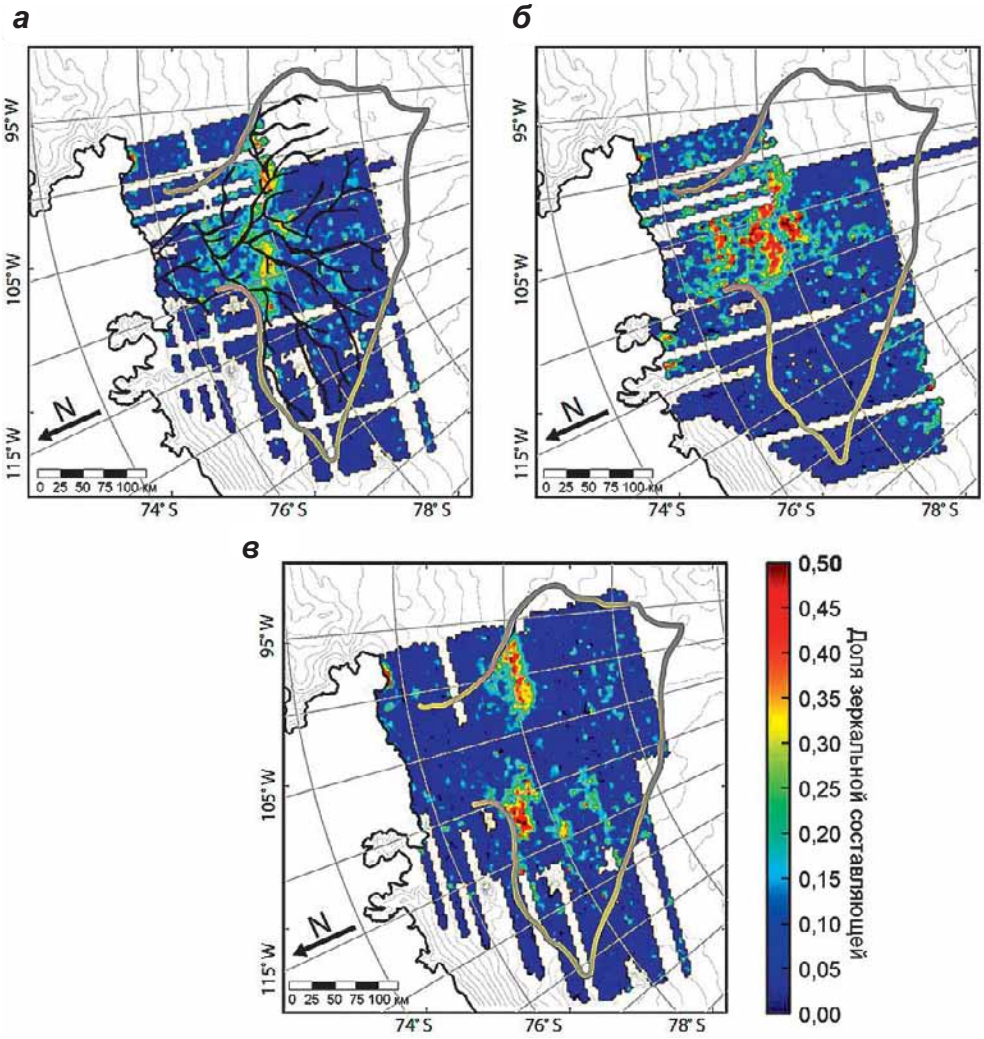


▲ **Рис. 2.117.** Форма и характер отражения от ложа с элементами распределенной (*а*) и концентрированной (*б*) систем стока (Schroeder et al., 2013)

фокусировкой, а затем оценить доли зеркальной (S) и диффузной (D) составляющих в общей отражаемой энергии (E). Мерой оценки служило соотношение

$$S_c = S/(S + D). \quad (2.94)$$

При этом предполагалось, что энергия диффузного отражения D изотропно рассеивается в верхнее полупространство, ограниченное 180°, а вся энергия от зеркального компонента содержится в диапазоне углов, перекрываемых апертурой L_1. Последнее предположение вполне допустимо, учитывая малые уклоны ложа (1–6°) и большие толщины льда (~1–4 км) в районе.



▲ **Рис. 2.118.** Доля зеркальной составляющей (S_c, цветная шкала) в энергии отраженного сигнала и ее анизотропия в зависимости от ориентировки профилей зондирования: *а*) значения S_c, осредненные по всей ортогональной сетке профилей. Черными линиями показаны направления тока воды на ложе, рассчитанные по полю гидравлического потенциала; *б*) значения S_c для профилей направления С–Ю; *в*) значения S_c для профилей направления В–З (Schroeder et al., 2013)

Тогда энергия отражения E_1, регистрируемого с фокусирующей апертурой L_1, будет включать целиком зеркальную составляющую и часть диффузной составляющей, которая поступает в секторе угла φ_1:

$$E_1 = S + D(\varphi_1/180°). \quad (2.95)$$

Для апертуры L_2 энергия отражения E_2 описывается сходным образом:

$$E_2 = S + D(\varphi_2/180°). \quad (2.96)$$

Из (2.95)–(2.96) следует, что

$$D = [180°/(\varphi_2 - \varphi_1)](E_2 - E_1), \quad (2.97)$$

и тогда

$$S = E_2 - D(\varphi_2/180°) = E_1 - D(\varphi_1/180°). \quad (2.98)$$

В результате обработки данных были вычислены значения S_c для всех профилей зондирования. Кроме того, чтобы учесть возможную анизотропию в зеркальной составляющей, значения S_c рассчитывались отдельно для меридиональных (С–Ю) и широтных (З–В) профилей (рис. 2.118). Оказалось, что участки с высокими показателями «зеркальности» S_c находятся для верхней части ледосборного бассейна и они протягиваются вдоль тех модельных направлений тока, которые были вычислены по полю гидравлического потенциала. Отсюда следует вывод, что в этой части бассейна преобладают распределенные системы. Была обнаружена сильная анизотропия показателя зеркальности отражений, вероятно, связанная с особенностями конфигурации подледниковых систем стока.

По модельным линиям тока воды были определены интенсивности отражений (с коррекцией на поглощение во льду и его толщину), которые сопоставлялись со значениями S_c. Сопоставление показало, что эти показатели согласованно колеблются в области, где предполагается преобладание распределенных систем стока, но расходятся в области концентрированных систем. Таким образом, рассмотренный метод дает возможность количественно оценить степень концентрации подледниковых водотоков и анизотропии их систем.

2.8.7. Условия на нижней границе по сейсмическим данным

Оценка по скорости распространения сейсмических волн. В 1983 г. на одном из участков быстро движущегося ледяного потока В методом отраженных волн (МОВ) на трех профилях были зарегистрированы два придонных отражения (Blankenship et al., 1986, 1987). На одном из профилей второе отражение наблюдалось на протяжении 0,8 км и было сильнее первого и глубже на 10±0,2 мс. Скорость Р-волн в слое оказалась намного ниже скорости во льду (3830 м/с) и составила 1550±150 м/с. Для поперечных S-волн временна́я задержка оказалась в 11 раз больше, чем для Р-волн, что соответствует скорости 145±15 м/с. Толщина придонного слоя составила в среднем 5–6 м для всех профилей. Низкие скорости Р-волн (от 1650±150 до 1900±150 м/с) и S-волн (от 200±50 до 1000±100 м/с) в подледниковом слое тилла толщиной 5–20 м были измерены также на ледяном потоке Биндшадлера (D) (Peters et al., 2006).

Низкая скорость Р-волн характерна только для очень пористых материалов с низким эффективным давлением поровой воды (скорость Р-волн в воде около 1800 м/с). Скорость Р-волн зависит в основном от пористости n и плотности ρ отложений, тогда как скорость поперечных волн наиболее чувствительна к эффективному давлению ΔP – разности давления перекрывающего льда и порового давления воды в слое.

Модуль объемного сжатия k слоя может быть выражен как (Blankenship et al., 1987)

$$k = [(1 - n)\,\beta_s + n\beta_w]^{-1} + 4/3\,\rho V_s^2, \qquad (2.99)$$

где β_s и β_w – сжимаемость осадочных пород и воды. Для типичной породы $\beta_s = 2{,}6 \cdot 10^{-11}$ м^2/Н, для пресной воды при 0 ºС $\beta_w = 5{,}0 \cdot 10^{-10}$ м^2/Н. Из соотношения $k = \rho V_p^2$ можно оценить плотность отложений $\rho = (1 - n)\rho_s + n\rho_w$ и их пористость n при $\rho_s = 2{,}6 \cdot 10^3$ кг/м^3 и $\rho_w = 10^3$ кг/м^3.

В результате, по данным о максимальных скоростях V_p, было показано, что пористость подледникового слоя превышает 0,32±0,2 и с учетом данных лабораторных измерений разных типов грунтов она была принята равной 0,4. Для ледяного потока D пористость тилла оценена равной 0,3–0,4, а его плотность – от 1750±150 кг/м^3 до 1900±150 кг/м^3 (Peters et al., 2007).

По скорости поперечных S-волн можно также оценить эффективное поровое давление ΔP в слое тилла, во многом определяющее напряжение сдвига под действием вышележащего льда. По экспериментальным данным, под ледяным потоком B средняя величина ΔP составляет 50±40 кПа.

Чтобы получить картину распределения толщины слоя тилла под ледяным потоком, в 1984–1985 гг. сейсмические измерения МОВ были выполнены на двух параллельных профилях длиной 8,3 км, проходящих поперек течения льда (Roonney et al., 1987). Полученные данные показали, что слой тилла изменяется по толщине, но непрерывен почти по всей длине профиля и имеет в среднем толщину 6,5 м. Верхняя поверхность слоя тилла гладкая, но его нижняя граница изменчива по продольному профилю. Такие заполненные тиллом понижения длиной около 1000 м имеют относительную глубину 6–13 м. На отдельных выступах толщина тилла становится меньше 2 м или он вообще исчезает. С ними связаны так называемые «точки прилипания» ледника к ложу (sticky spots), хотя в целом основное движение ледяного потока B происходит за счет деформации придонного слоя тилла.

Оценка по амплитудным и фазовым характеристикам сейсмических отражений. В работе (Richards, 1988) показано, что отражения сейсмических волн от ложа ледника чувствительны к существованию подледниковой воды и механическим свойствам базальной зоны, а фаза продольных Р-волн и поперечных S-волн – к условиям сдвига на ложе.

Коэффициент отражения Р-волн, проникающих по нормали из среды 1 (лед) в среду 2 (субстрат), равен

$$R = (\rho_2\alpha_2 - \rho_1\alpha_1)/(\rho_2\alpha_2 + \rho_1\alpha_1), \qquad (2.100)$$

где ρ – плотность среды, $\alpha_1 = \rho_1 V_1$, $\alpha_2 = \rho_2 V_2$ – акустический импеданс среды (Z), V_1 и V_2 – скорость сейсмических волн. Отражения приходят в фазе, если импеданс среды 2 намного больше импеданса среды 1, и наоборот. Обратная фаза может ожидаться, если на ложе имеется слой воды или водные включения. При этом S-компонента отраженных волн должна быть более чувствительна к тонкому слою воды на ложе, чем Р-волны.

При сейсмических исследованиях на леднике Вариегейтед на Аляске установлено, что до его подвижки в 1982 г. фаза отраженных волн P- и S-волн от границы лед–ложе, как и ожидалось, была положительной, тогда как после подвижки отражения P-волн стали приходить с обратной фазой из самой глубокой части ледника, а отражения S-волн стали нечеткими. Появление обратной фазы P-волн может быть связано с тонким, механически слабым и обогащенным водой слоем отложений, который во время подвижки действовал как сильный сейсмический поглотитель и препятствовал образованию S-волн. Хотя для этого потребовалось бы слишком сильное ослабление в этом слое. Другое возможное объяснение требует, чтобы на ложе был слой воды или водонасыщенных отложений с малым ослаблением толщиной 4–8 м или более, что маловероятно.

Для исследования условий на ложе ледника Баканин на Шпицбергене весной 1998 г., после завершения его подвижки, были выполнены сейсмические (методом отраженных волн – МОВ) и дополнительные радиолокационные исследования выше фронта подвижки (Smith et al., 2002). Свойства ложа ледника (упругие модули K и μ, плотность ρ) были оценены по скорости V_P P-волн, используя соотношение

$$V_P = [(K + 4\,\mu\,/3)/\rho]^{1/2}, \tag{2.101}$$

а упругие модули и плотность для двухкомпонентной среды лед–подледниковые отложения с объемной концентрацией отложений c – из соотношений (Kuster, Toksöz, 1974)

$$(K - K_i)/(3K + 4\mu) = c\,(K_s - K_i)/(3K_s + 4\mu), \tag{2.102\textit{а}}$$

$$(\mu - \mu_i)/[6\mu(K_i + 2\mu) + (9K_i + 8\mu)] = [c(\mu_s - \mu_i)]/[6\mu_s(K_i + 2\mu_i) + \mu_i(9K_i + 8\mu_i)],$$

$$\rho - \rho_i = c(\rho_s - \rho_i), \tag{2.102\textit{б}}$$

где K_i – объемный модуль льда, μ – модуль сдвига, индексы i и s обозначают лед и подледниковые отложения.

Коэффициент отражения R от границы раздела двух сред может быть также определен по энергии сейсмических отражений E_1 от основной отражающей границы лед–ложе (Röthlisberger, 1972b):

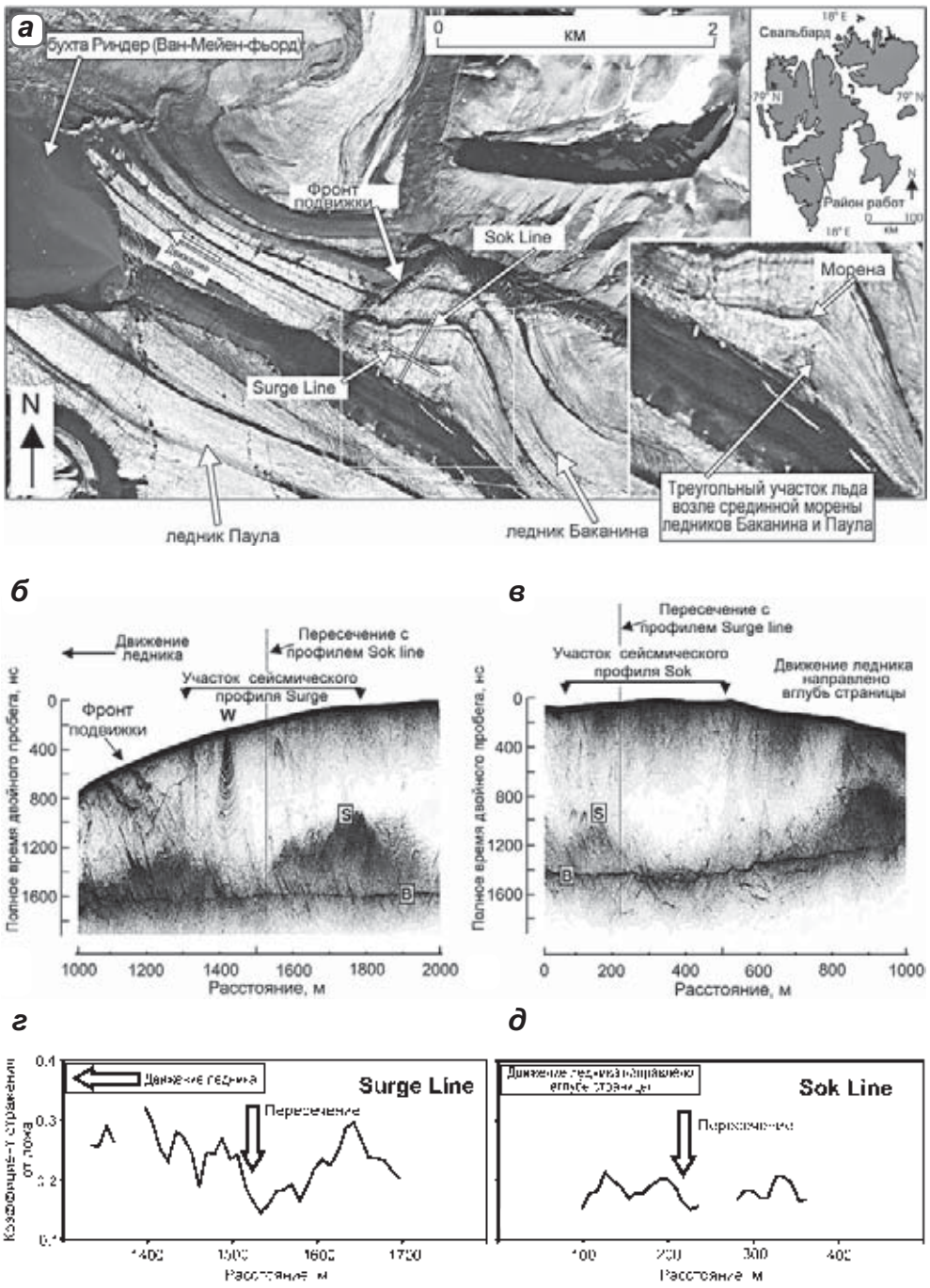
$$E_1 = [(E_o\,R^2/4h^2)]e^{-2ah} \tag{2.103}$$

и по отношению энергий однократных и двукратных отражений от этой границы и подстилающих отражений

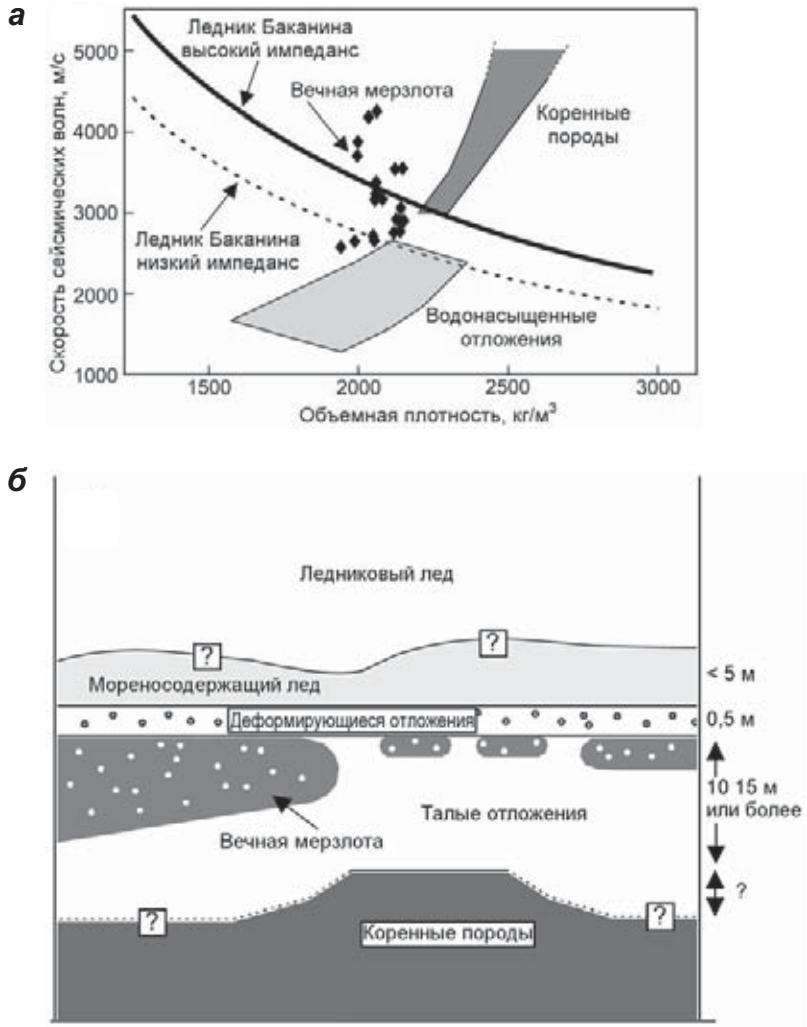
$$R_s^2 = [(R_m^2 E_{1s} h_s^2)/(E_{1m} h_m^2)]e^{2a(hs-hm)}. \tag{2.104}$$

В уравнениях (2.103) и (2.104) E_o – энергия взрывной волны, h – толщина льда, a – ослабление сейсмических волн во льду, индекс m относится к двукратным отражениям, индекс s – к подстилающим отложениям.

Результаты радиолокационных и сейсмических измерений вдоль двух профилей (Sok Line и Surge Line) на леднике Баканина приведены на рис. 2.119. С учетом имеющихся сведений об объемной плотности подледниковых отложений и скорости распространения V_P P-волн в них и сейсмических данных по профилям МОВ предполагается, что на отдельных участках в основании ледника Баканина могут быть пятна мерзлоты толщиной 10–15 м и почти непрерывный слой талых отложений (рис. 2.120).

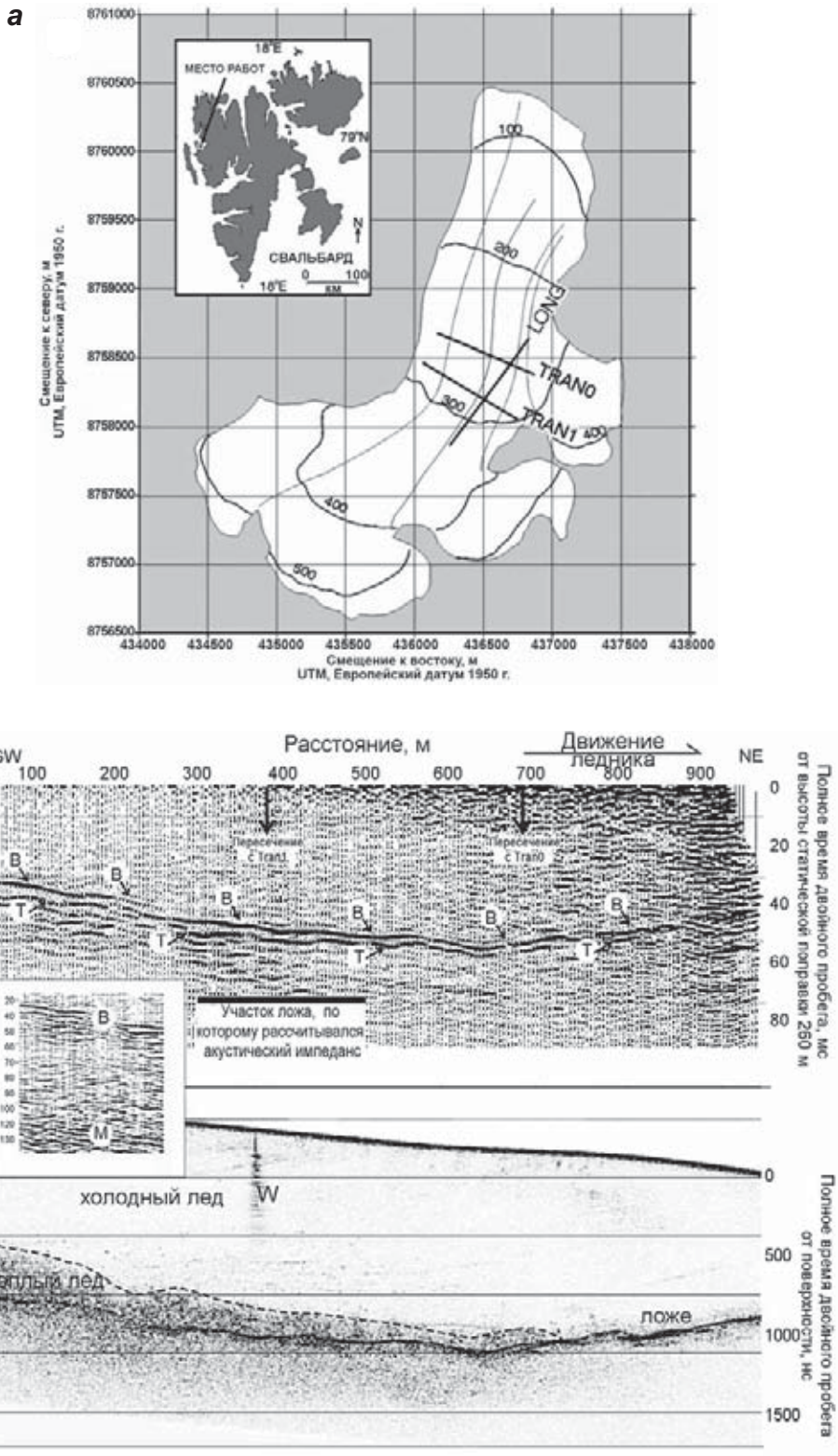


▲ **Рис. 2.119.** Профили сейсмических и радиолокационных измерений на леднике Баканина (*а*); радарные отражения вдоль профилей, частично перекрывающих сейсмические профили МОВ Sok Line и Surge Line (*б, в*), буквами S и B обозначены отражения от придонного теплого льда и ложа; коэффициент отражения вдоль профилей Sok Line и Surge Line (*г, д*) (Smith et al., 2002)

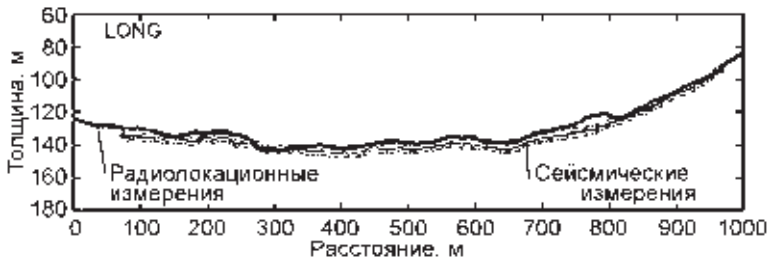


▲ **Рис. 2.120.** Кривые высокого ($6{,}8 \cdot 10^6$ кг/м^{2}с – толстая линия) и низкого ($5{,}5 \cdot 10^6$ кг/м^{2}с – точечная линия) акустического импеданса для разных частей ложа ледника Баканина в районе сейсмических измерений (*а*). Кривые сравнены с типичными величинами скорости и плотности мерзлоты, коренного ложа и насыщенных водой отложений по данным разных авторов; интерпретация ледниковой и подледниковой структуры ледника Баканина вдоль профиля Surge Line (*б*) (Smith et al., 2002)

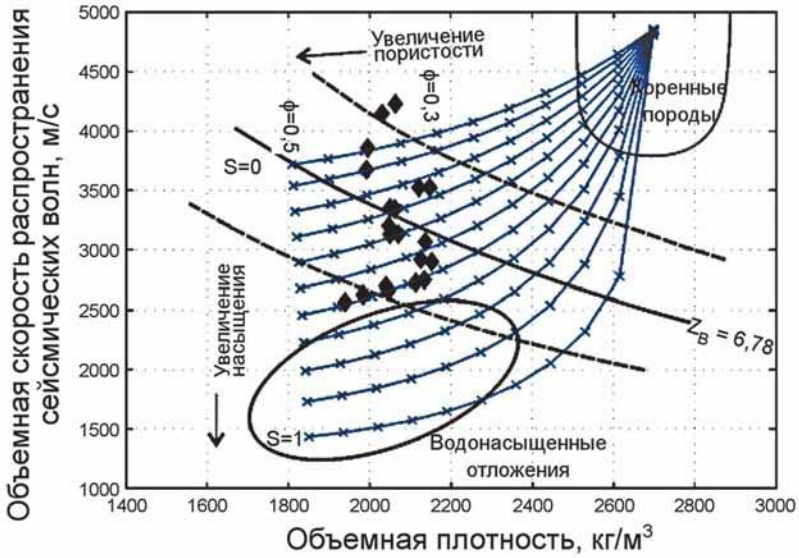
Похожая методика исследований была применена для оценки условий на ложе другого ледника на Шпицбергене – политермического ледника Ловен Средний (рис. 2.121, *а*). Результаты сейсмических и радиолокационных измерений вдоль продольного профиля LONG ледника приведены на рис. 2.121, *б–г*. По измеренным скоростям V_p, коэффициентам отражения R Р-волн и предполагаемым плотностям сред были оценены их акустические импедансы Z: для льда без включений пород $Z = (3{,}32 \pm 0{,}03) \cdot 10^6$ кгм$^{-2}$с$^{-1}$, для льда с включениями пород $Z = (4{,}07 \pm 0{,}31) \cdot 10^6$ кгм$^{-2}$с$^{-1}$. Для мореносодержащего льда предполагается, что лед


а
МЕСТО РАБОТ
18°E
79°N
СВАЛЬБАРД
0 100
км
10°E
N
Смещение к северу, м
UTM, Европейский датум 1950 г.
8761000
8760500
8760000
8759500
8759000
8758500
8758000
8757500
8757000
8756500
100
200
300
400
500
LONG
TRAN0
TRAN1
434000
434500
435000
435500
436000
436500
437000
437500
438000
Смещение к востоку, м
UTM, Европейский датум 1950 г.
б
SW
Расстояние, м
Движение ледника
NE
100
200
300
400
500
600
700
800
900
Высота, м
240
200
160
120
B
T
Пересечение с Tran1
Пересечение с Tran0
Участок ложа, по которому рассчитывался акустический импеданс
Полное время двойного пробега, мс от высоты статической поправки 250 м
0
20
40
60
80
в
M
320
280
240
200
160
120
холодный лед
W
теплый лед
ложе
Высота, м
Полное время двойного пробега от поверхности, мс
0
500
1000
1500

г



◄ ▲ **Рис. 2.121.** Радиолокационные измерения на частоте 100 МГц и сейсмические измерения на леднике Ловен Средний на Шпицбергене методом отраженных и преломленных волн (*а*); сравнение данных сейсмических (*б*) и радиолокационных (*в*) измерений вдоль продольного профиля LONG при средней скорости P-волн 3750 м/с и скорости радиоволн 0,168 м/нс во льду; на (*б*) буквой B обозначено отражение от ложа, буквой M (на врезке) – двукратное отражение от ложа на участке 0-360 м, буквой T – отражение с большим на 3–5 мс временем вступления, интерпретированное как отражение от слоя мерзлоты, или замерзшего талика; на (*в*) буквой W обозначено отражение от провода в одной из взрывных скважин. Более высокие амплитуды отражений вблизи ложа на 70–750 м профиля получены из слоя теплого льда толщиной до 40 м; *г*) сравнение толщины льда по радиолокационным и сейсмическим данным по профилю LONG, толщина линий соответствует погрешности измерений (King et al., 2008)



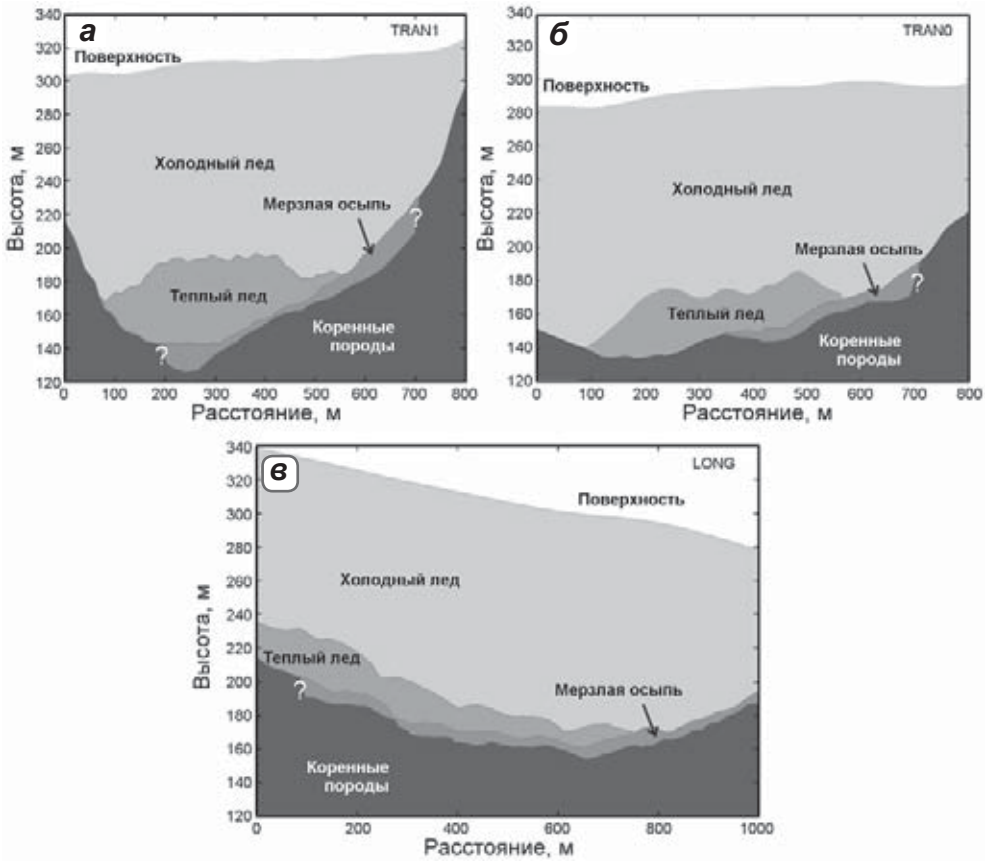
▲ **Рис. 2.122.** Акустический импеданс ложа Z_B (10^6 кгм$^{-2}$с$^{-1}$) ледника Ловен Средний как функция скорости (м/с) и плотности (кг/м^3) для пород ложа и водонасыщенных отложений. Сплошная линия вычислена по сейсмическим данным вдоль профиля LONG с $Z = 6{,}78 \cdot 10^6$ кгм$^{-2}$с$^{-1}$, пунктирные линии показывают диапазон неопределенности $\pm 1{,}53 \cdot 10^6$ кг$^{-2}$с$^{-1}$; показаны также типичные соотношения скорости и плотности для ложа, мерзлоты (ромбы) и насыщенного водой тилла по данным разных авторов; синие линии показывают рассчитанные значения скорости и плотности для трехкомпонентной смеси изо льда, воды и пород (Zimmerman, King, 1986) при постоянном насыщении S с шагом 0,1; точки пресечения показывают пористость ϕ с шагом 0,05 в диапазоне от 0 до 0,5 (King et al., 2008)

теплый, с 10%-м содержанием фрагментов пород. Его свойства (плотность ρ и скорость V_P) оценены с использованием простых соотношений между скоростью V_P и долей льда ϕ_{ice} и пород ϕ_{rock} и их плотностью:

$$\rho = \rho_{ice}\phi_{ice} + \phi_{rock}\rho_{rock}, \qquad (2.105a)$$

$$1/V_p = \phi_{ice}/V_{ice} + \phi_{rock}/V_{rock}. \qquad (2.105б)$$

Сравнение оцененных импедансов с вероятным диапазоном их изменений показано на рис. 2.122. Интерпретация данных показывает, что ложе сложено мерзлотой или мерзлым таликом, в которых содержание пород, воды и льда может составлять соответственно 40–45%, 5–15% и 45–50%; по сейсмическим данным толщина этого слоя изменяется от 0,5 до 13 м (рис. 2.123).



▲ **Рис. 2.123.** Термическая структура ледника Ловен Средний по данным сейсмозондирования вдоль профилей TRAN1 (*а*), TRAN0 (*б*) и LONG (*в*) (King et al., 2008)

О возможности обнаружения тонких слоев воды у ложа ледников сейсмоэлектрическим методом. Было установлено (Russell et al., 1997; Ecles et al., 2005), что при возбуждении сейсмических волн генерируются электромагнитные волны, которые могут служить для исследования процессов разрушения в геоло-

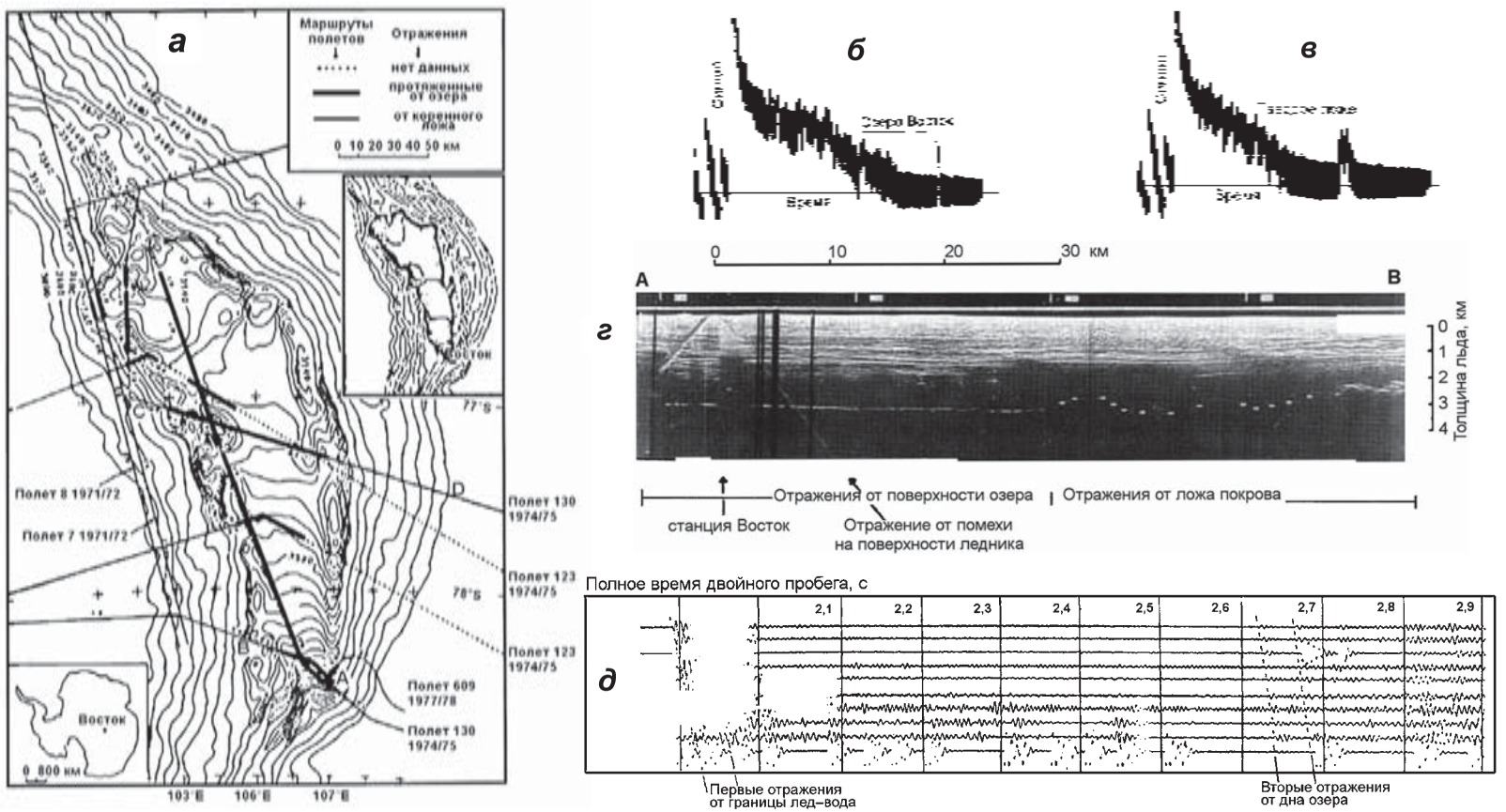
гических средах и обнаружения и картирования тонких слоев в них с различным содержанием воды (Garambios, Dietrich, 2001). Применительно к ледникам это метод может быть использован для обнаружения слоев воды у их ложа и исследования процессов, связанных с разрушением базального льда. Выполненные в 2005 г. исследования в области абляции ледника Цанфлерон в Швейцарии показали (Kulessa et al., 2006), что регистрация таких сейсмоэлектрических сигналов возможна, но необходимы дальнейшие исследования для их интерпретации.

2.9. Крупные скопления воды на ложе

Возможность существования подледниковых озер была впервые теоретически предсказана И.А. Зотиковым (1961), показавшим, что в обширных районах Антарктического ледникового покрова может происходить донное таяние и вода может скапливаться в понижениях подледного ложа, образуя подледниковые озера. Присутствие воды у ложа ледникового покрова было установлено в 1969 г. при бурении скважины на станции Берд в Западной Антарктиде, в которую после достижении ложа на глубине 2164 м под высоким давлением стала поступать вода, которая поднялась на 60 м от ложа (Weertman, 1969).

Первые доказательства существования крупных подледниковых скоплений воды в центральной части Восточной Антарктиды были получены в результате совместного анализа данных сейсмозондирования, аэрорадиозондирования и радиоальтиметрии со спутника ERS-1, полученных в 1964, 1974–1978 и 1993 гг. в районе станции Восток, приведшего к открытию под почти 4-километровой толщей льда подледникового озера Восток площадью около 10000 км^2 (Kapitsa et al., 1996). На его существование указывали следующие факты: 1) более плоская и ровная поверхность над озером по сравнению с окружающими районами (Siegert, Ridley, 1998); 2) заметно отличающийся характер радиолокационных отражений от границы раздела лед–вода и лед–породы ложа (Robin et al., 1971); 3) отражения от поверхности и дна озера на сейсмической записи (Kapitsa, Sorochtin, 1963) (рис. 2.124).

Сейсмическая запись (см. рис. 2.124, *д*) была получена с помощью 24-канальной станции, соединенной с 12 сейсмоприемниками, размещенными в скважине на вертикальной линии на глубине от 49 до 2,5 м на расстоянии 180 м от пункта взрыва 5 кг взрывчатки на глубине 39 м. Запись охватывает период от 1,85 до 2,9 с (т.е. интервал между вертикальными линиями соответствует 0,1 с). 12 сейсмоприемников, расположенных по горизонтали с интервалом 20 м, записали такие же отражения на дальностях от 1,92 до 2,65 с на фоне более сильных помех (на записи не показаны). Первое отражение от границы лед–вода достигло сейсмоприемника, расположенного на самой большой глубине (49 м), приблизительно через 1,91 с (при скорости продольных Р-волн во льду 3800 м/с это соответствует толщине льда около 3630 м). Затем время вступления волн увеличивалось вверх вдоль линии сейсмоприемников до поверхности ледника, откуда отражение переотразилось вниз к поверхности озера и достигло вновь самого глубокого сейсмоприемника (49 м) через 50 мс. Это дает в верхней части снежно-фирновой толщи среднюю скорость около 2200 м/с, типичную для продольных (Р) волн. Примерно через 45 мс после отражения от поверхности озера зафиксирована вторая серия отражений от дна озера такой же интенсивности и продолжительности в результате отражения взрывной волны



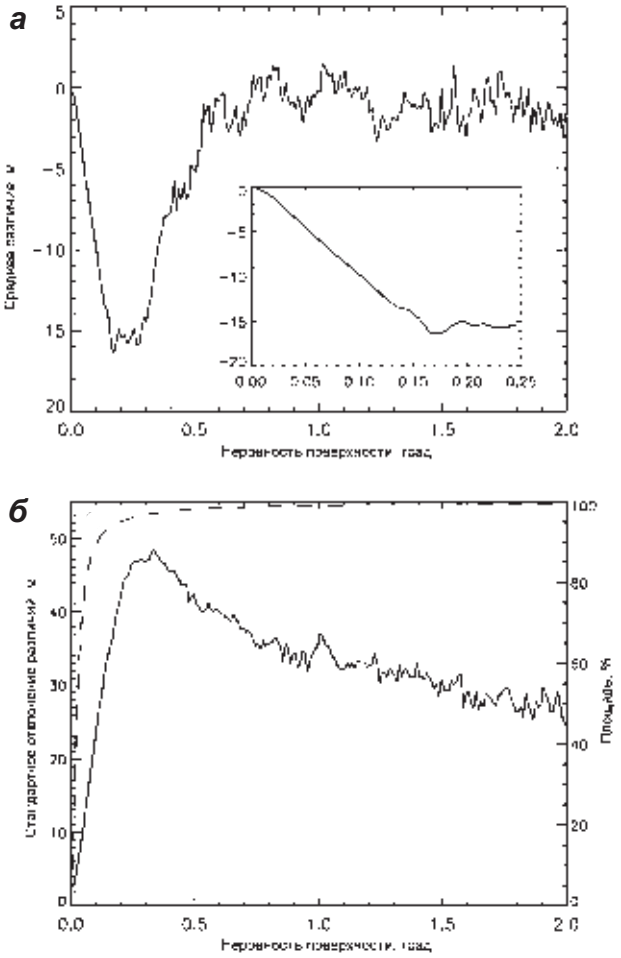
◄ ▼ **Рис. 2.124.** Изогипсы поверхности ледникового покрова в районе станции Восток (через 2 м над озером и через 10 м в остальной части) по данным радиоальтиметрии 1993 г. со спутника ERS-1 (Ridley et al., 1993) и профили аэрорадиозондирования 1974/75 и 1977/78 гг. (тонкие черные линии) с участками регистрации отражений от поверхности озера (толстые черные линии) (*а*); на врезке показаны границы озера по данным радиоальтиметрии и радиозондирования; отражения от поверхности озера (*б*) и ложа ледникового покрова (*в*) на дискретных А-записях (Зотиков, 2010) и на непрерывной Z-записи (*г*) (Kapitsa et al., 1996); д) данные сейсмозондирования 1964 г. с отражениями от поверхности и дна озера (выделены пунктирными линиями) (Kapitsa et al., 1996)

от поверхности ледника. При этом сейсмоприемниками на глубине более 10 м не отмечено существенного отражения энергии в промежуток времени между 2,00 и 2,63 с, до вступления отражений от дна озера на дальностях между ~2,65 и ~2,68 с. Это указывает на то, что от дна озера отражались продольные P-волны, которые, в отличие от поперечных S-волн, только и могли проникать через толстый слой воды.

В предположении, что скорость распространения P-волн равна скорости 1450 м/с в пресной воде, глубина озера в месте измерений оценена равной 510 м, высота дна озера − 710 м ниже ур. моря, средняя глубина озера − 125 м или более, а его общий объем равен 1800 км^3 (Kapitsa et al., 1996).

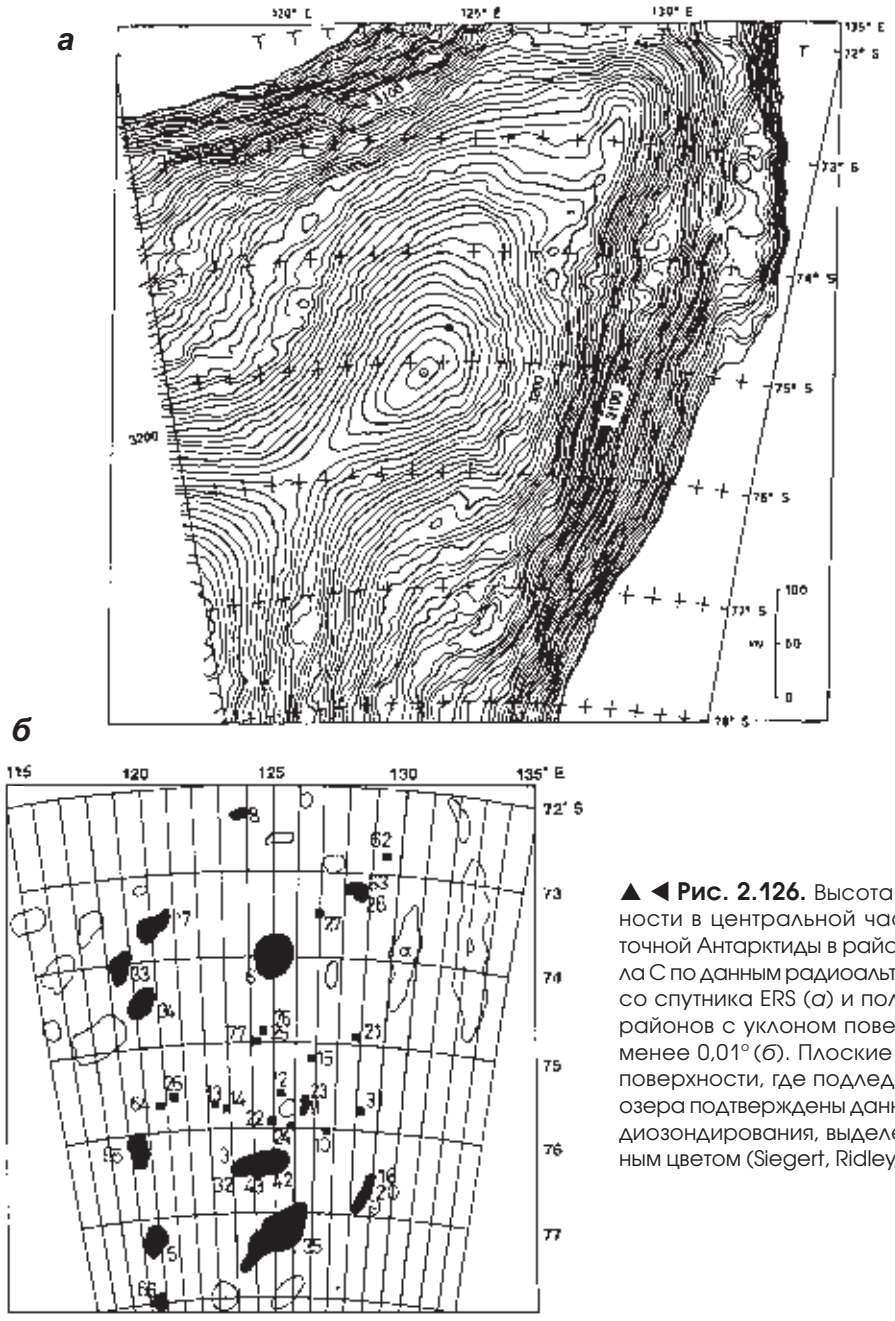
2.9.1. Идентификация по данным спутниковой альтиметрии

В настоящее время для картирования высоты ледниковых покровов разработаны и широко используются методы радиоальтиметрических и лазерных измерений со спутников ERS-1, ERS-2, RADARSAT и ICESat, обеспечивающие высокую точность определения высоты поверхности (Bamber et al., 2009) с погрешностью несколько сантиметров на участках с наклоном не более 0,25° (рис. 2.125).



▶ **Рис. 2.125.** Среднее различие между высотами поверхности ледникового покрова Антарктиды по данным измерений со спутников ICESat и ERS-1 как функция угла наклона поверхности (*а*). На врезке показана левая часть графика для углов наклона до 0,25°. Стандартное отклонение от средних значений (сплошная линия) и кумулятивный процент площади ледникового покрова как функция наклона поверхности (пунктирная линия (*б*) (Bamber et al., 2009)

Возможность применения данных радиоальтиметрической съемки со спутника ERS-1 для определения местоположения подледниковых озер длиной более 3,3 км была впервые доказана и подтверждена данными радиозондирования нескольких озер в районе купола С в Восточной Антарктиде (Siegert, Ridley, 1998). Их индикатором, как и в случае более крупного подледникового озера Восток (см. рис. 2.125, *а*), является чрезвычайно плоская поверхность ледникового покрова (рис. 2.126).

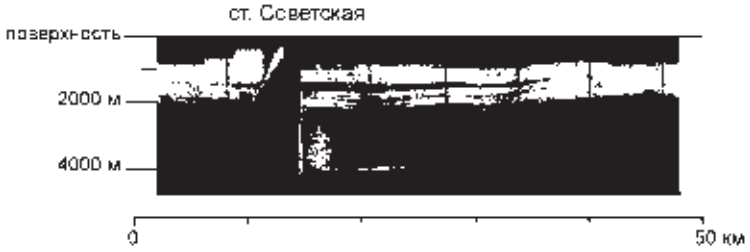


▲ ◀ **Рис. 2.126.** Высота поверхности в центральной части Восточной Антарктиды в районе купола С по данным радиоальтиметрии со спутника ERS (*а*) и положение районов с уклоном поверхности менее 0,01° (*б*). Плоские участки поверхности, где подледниковые озера подтверждены данными радиозондирования, выделены черным цветом (Siegert, Ridley, 1998)

2.9.2. Идентификация и оценка размеров по данным радиозондирования

Для идентификации подледниковых озер в Антарктиде по данным радиозондирования используют два основных критерия (Oswald, Robin, 1973; Siegert et al., 1996): характер и мощность отражений от ложа. На аналоговых *Z*-записях и цифровых записях отражения от границы лед–вода дают более яркие, «гладкие» и «плоские» засветки по сравнению с отражениями от соседних участков коренного ложа (см. рис. 2.120, *г*), а на калиброванных записях мощность таких отражений обычно выше на 10–20 дБ (Oswald, Robin, 1973; Siegert et al., 1996), как, например, на озере Восток (Зотиков, 2010).

При значениях относительной диэлектрической проницаемости льда $\varepsilon'_i = 3{,}2$, пород ложа $\varepsilon'_r = 5{,}0$ и воды $\varepsilon'_w = 86$ коэффициенты отражения от границ раздела лед–породы и лед–вода будут отличаться примерно на 16 дБ. Таким образом, при одной и той же толщине льда участки с крупными скоплениями воды на ложе дают более сильные отражения и могут быть различимы с бóльших глубин, чем отражения от коренного ложа (см. рис. 2.124, *г*). Для условий Антарктиды (при средней температуре ледниковой толщи −10 °С) это дает увеличение максимальной глубины зондирования примерно на 300 м, что впервые было отмечено в 1967 г. (Robin et al., 1971), когда в одном из полетов с применением 60 МГц импульсного локатора в районе станции Советская были получены отражения от ложа с глубин до 4200 м (рис. 2.127), хотя в других районах отражения от ложа с таких глубин не наблюдались. Эти отражения были интерпретированы как отражения от толстого слоя воды в подледниковом озере.

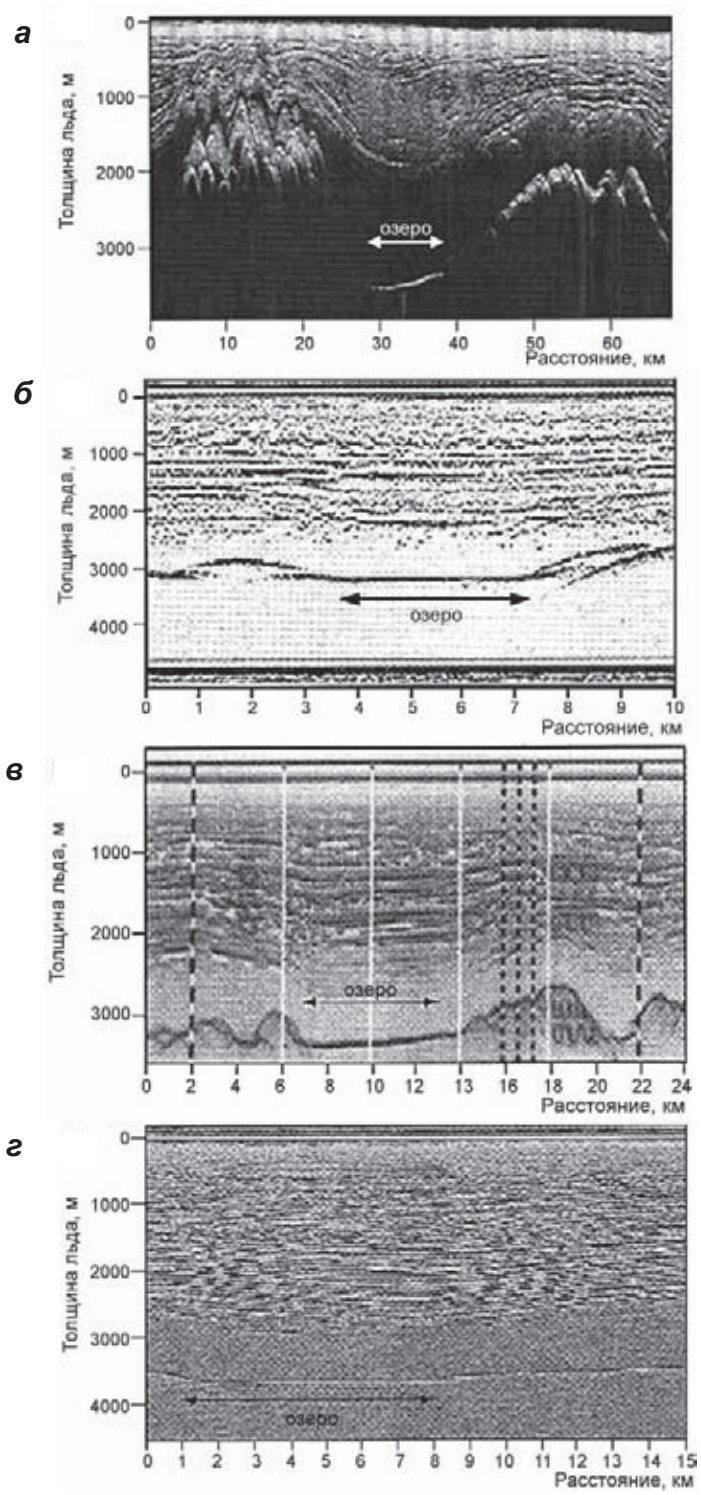


▲ **Рис. 2.127.** Отражение от подледникового озера на глубине 4200 м в районе станции Советская при аэрорадиозондировании на частоте 60 МГц (Robin et al., 1971)

Позднее подобные отражения были зарегистрированы во многих других районах Восточной и Западной Антарктиды (рис. 2.128).

Таким образом, основные характерные признаки озер таковы (Siegert et al., 1996): 1) «сильные» отражения от основания ледникового покрова, которые кажутся яркими на радарных записях и обычно на 10–20 дБ превышают уровень отражений от соседних участков ложа; 2) очень небольшие флуктуации амплитуды отраженных сигналов, что свидетельствует об очень гладкой отражающей границе в масштабе радарной длины волны; 3) почти горизонтальные отражения с максимальными уклонами менее 1%.

Эти признаки послужили основой для идентификации и инвентаризации подледниковых озер в Антарктиде по данным радиозондирования (Siegert et al., 1996, 2005; Priscu et al., 2003; Popov, Masolov, 2007). Еще одной характерной особенностью служит погружение внутренних отражающих слоев над подледниковыми озерами.

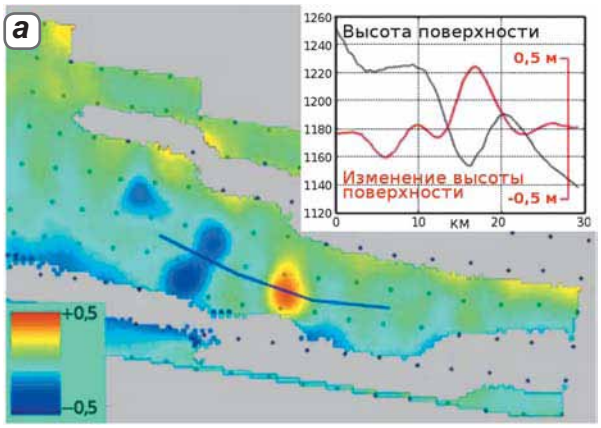


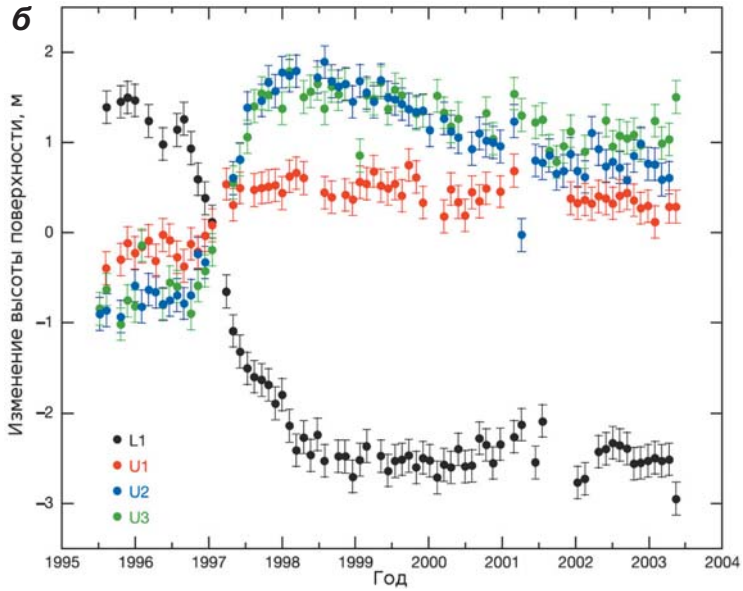
▲ **Рис. 2.128.** Радиолокационные отражения от подледниковых озер № 70 (Элсуорта) (*а*), № 75 (*б*) № 91 (*в*) и № 103 (*г*) в Антарктиде (Siegert et al., 2005)

2.9.3. Изменения высоты поверхности над активными подледниковыми озерами

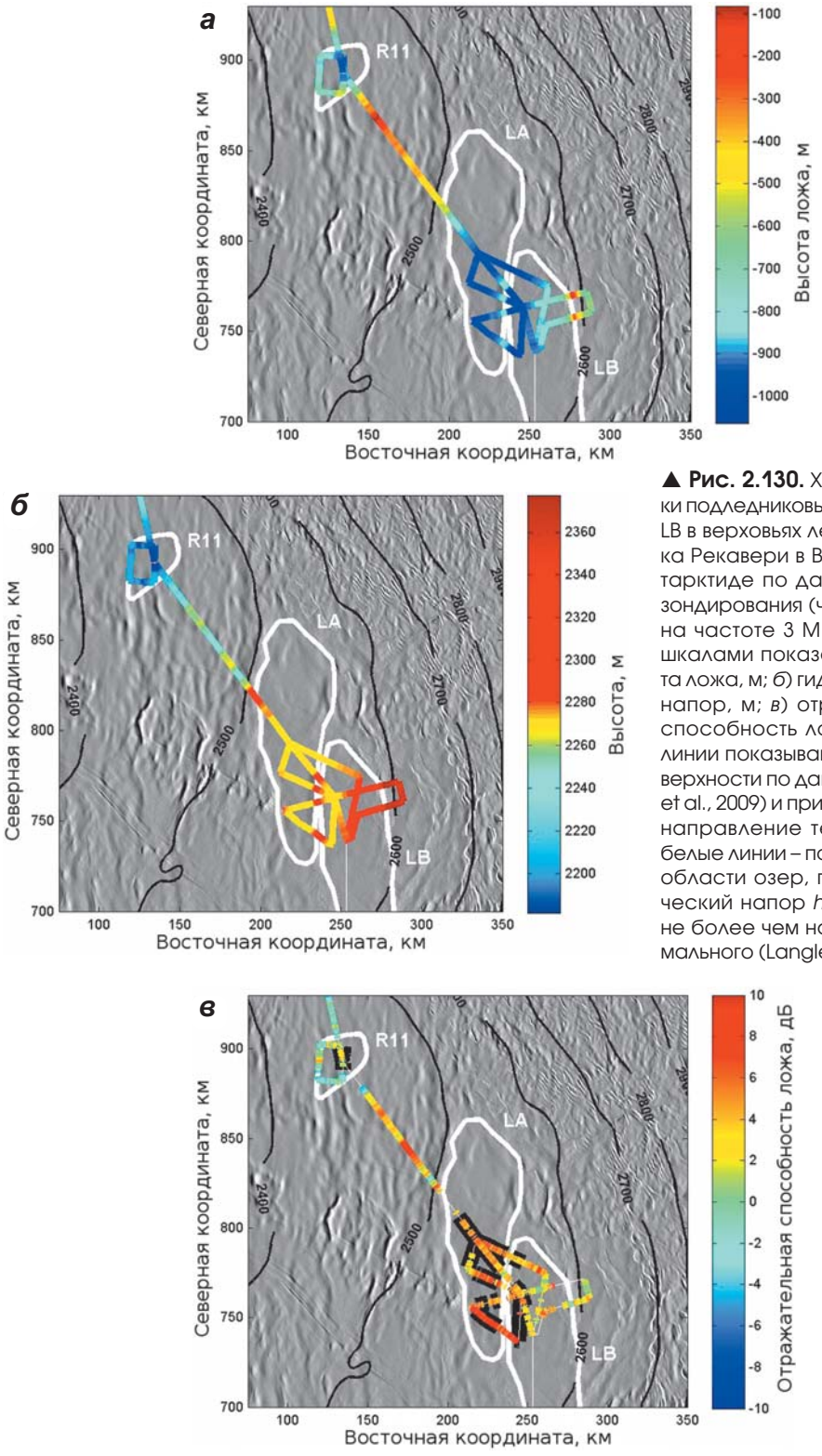
Можно ожидать, что при изменениях объема воды в подледниковых озерах будет изменяться высота ледниковой поверхности, что можно зафиксировать с помощью ряда дистанционных методов, включая повторную лазерную и радарную альтиметрию и радиоинтерферометрию, выполняемые с аэро- и космических платформ.

Антарктида. Первые сообщения об изменениях высоты поверхности ледникового покрова Антарктиды, связанные с заполнением и опорожнением подледниковых озер, были обнаружены по данным повторных съемок со спутников RADARSAT и ICESat (Gray et al., 2005; Wingham et al., 2006; Fricker et al., 2007) (рис. 2.129). На основе этих данных были оценены изменения объема воды в озерах и ее расходы. Так, за 24 мес под ледяным потоком Биндшадлера переместилось около 20×10^6 м^3 озерных вод, а под ледяным потоком Кэма – около 10×10^6 м^3 (Gray et al., 2005).





▶ ▼ **Рис. 2.129.** Изменение высоты поверхности над подледниковыми озерами по данным повторных съемок со спутников ERS-2 на ледяном потоке Биндшадлера в период с 26 сентября по 18 октября 1997 г. (*а*) и ICESat над подледниковыми озерами L1, U1, U2 и U3 (*б*) в верховьях ледяных потоков Вилланса (B) и Мерсера (A) (Gray et al., 2005; Wingham et al., 2006)



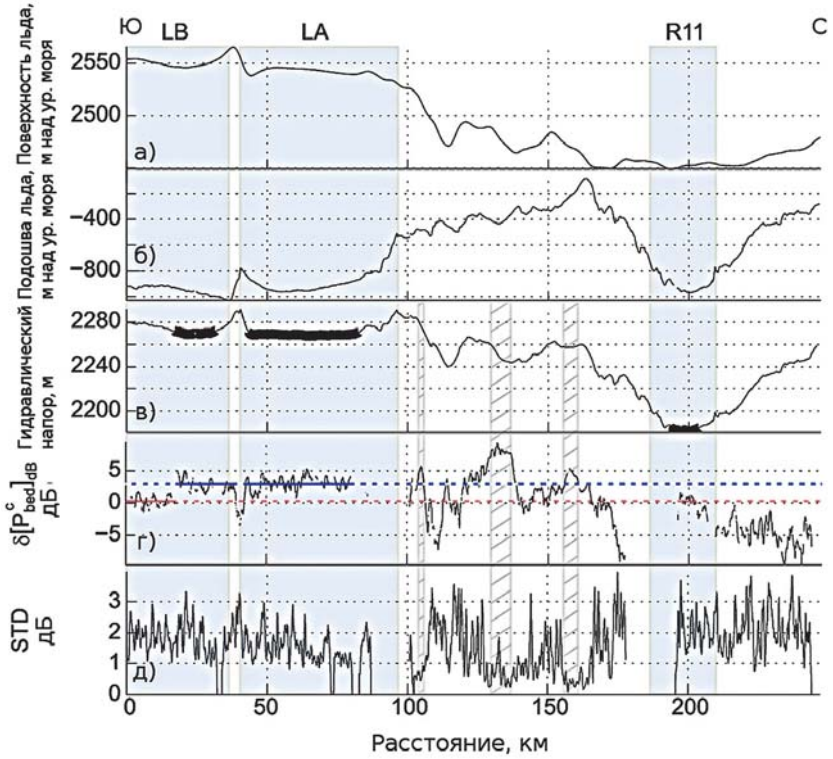
▲ **Рис. 2.130.** Характеристики подледниковых озер LA and LB в верховьях ледяного потока Рекавери в Восточной Антарктиде по данным радиозондирования (черная линия) на частоте 3 МГц.; цветными шкалами показаны: *а*) высота ложа, м; *б*) гидравлический напор, м; *в*) отражательная способность ложа, дБ. Изолинии показывают высоты поверхности по данным (Bamber et al., 2009) и приблизительное направление течения льда, белые линии – потенциальные области озер, где гидравлический напор *h* отклоняется не более чем на 3 м от минимального (Langley et al., 2011)

Другой подход был применен (Langley et al., 2011) для идентификации и оценки состояния трех подледниковых озер, обнаруженных в верховьях ледяного потока Рекавери по данным ICESat (Bell et al., 2007; Smith et al., 2009), с использованием данных наземного радиозондирования на частоте 3 МГц вдоль 530-км профиля (рис. 2.130).

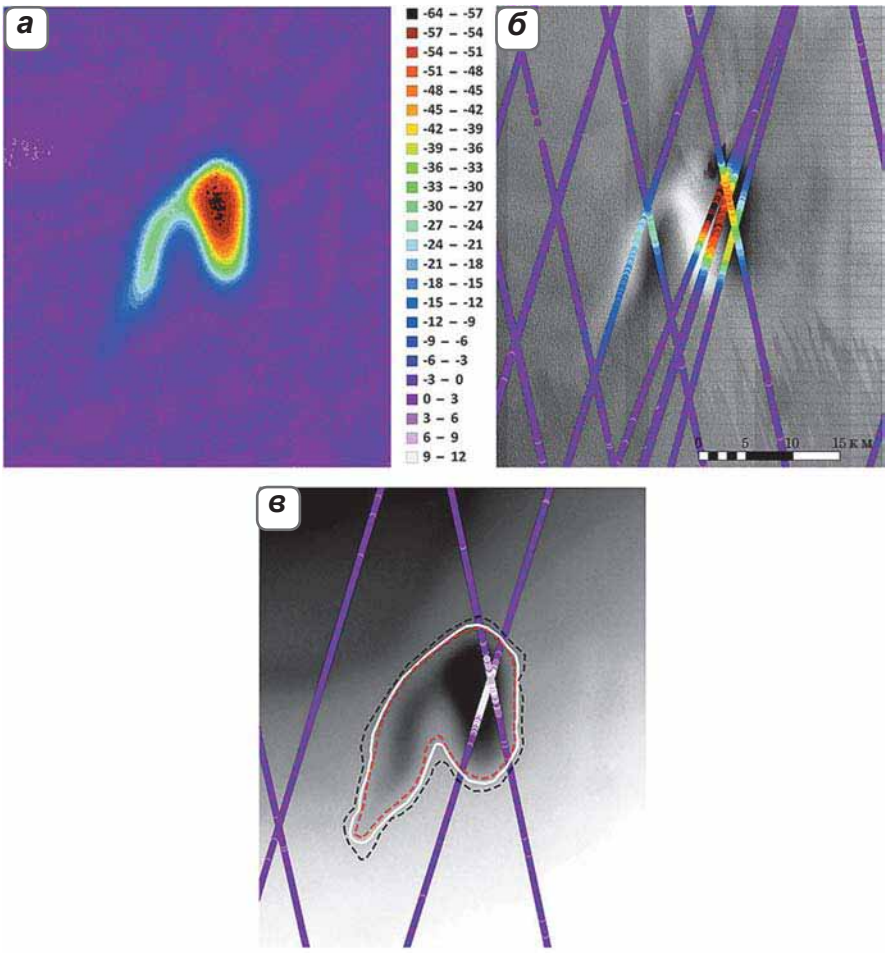
Для идентификации озер, кроме формы ложа, использовались еще два показателя. Во-первых, путем учета среднего регионального поглощения во льду согласно уравнению (2.86) оценивались отклонение мощностей отражений от ложа [P^c_{bed}] от предсказанных по уравнению регрессии величин < [P^c_{bed}]/dH > (с) и их вариации по профилю STD. Во-вторых, рассчитывался гидравлический напор h из соотношения

$$h = z_{surf} = (1 - \rho_i/\rho_w)\, H, \qquad (2.106)$$

где z_{surf} – высота поверхности ледникового покрова, ρ_i и ρ_w – плотность льда и воды, H – толщина льда. Результаты идентификации показаны на рис. 2.131.



▲ **Рис. 2.131.** Высота поверхности (*а*) и ложа (*б*), м; *в*) гидравлический напор, м; радарные характеристики трех подледниковых озер LA, LB и R11 вдоль профилей зондирования, показанных черной линией на рис. 2.130, *а*: отклонение мощности отражений от ложа (P^c_{bed}), дБ от регионально предсказанных величин (*г*), их средние квадратические изменения (STD), дБ (*д*); серые области показывают ранее предполагавшиеся по данным лазерной альтиметрии со спутника ICESat границы озер (Bell et al., 2007; Smith et al., 2009); *в*) участки, пересекающие однородные локальные минимумы (+3 м) гидравлического напора h (подчеркнуты черной линией); *г*) красные и синие сплошные и пунктирные линии показывают мощности отражения, осредненные по участкам над озером R11, над западным краем озера LB и центральной областью озера LA; заштрихованные столбики показывают внутриозерные участки с мощными отражениями с низким STD (Flament et al., 2013)



▲ **Рис. 2.132.** Изменения высоты (м) ледникового покрова над подледниковым озером Кука E2 по данным ЦМР на основе ICESat, SPOT5 и ASTER. Отрицательные значения соответствуют снижению поверхности; разница высот ЦМР до и после спуска озера (*а*); разница высот 9 февраля 2012 (SPOT5 DEM) и измерений ICESat, полученных до спуска озера (*б*); разница высот 9 февраля 2012 (SPOT5 DEM) и измерений ICESat, полученных в марте 2009 г. после спуска озера (*в*). На последнем рисунке черная, белая и красные линии оконтуривают депрессию с шагом –1,5, –3 и –5,5 м. Им соответствует «площадь озера» 267, 219 и 192 км^2 (Flament et al., 2011)

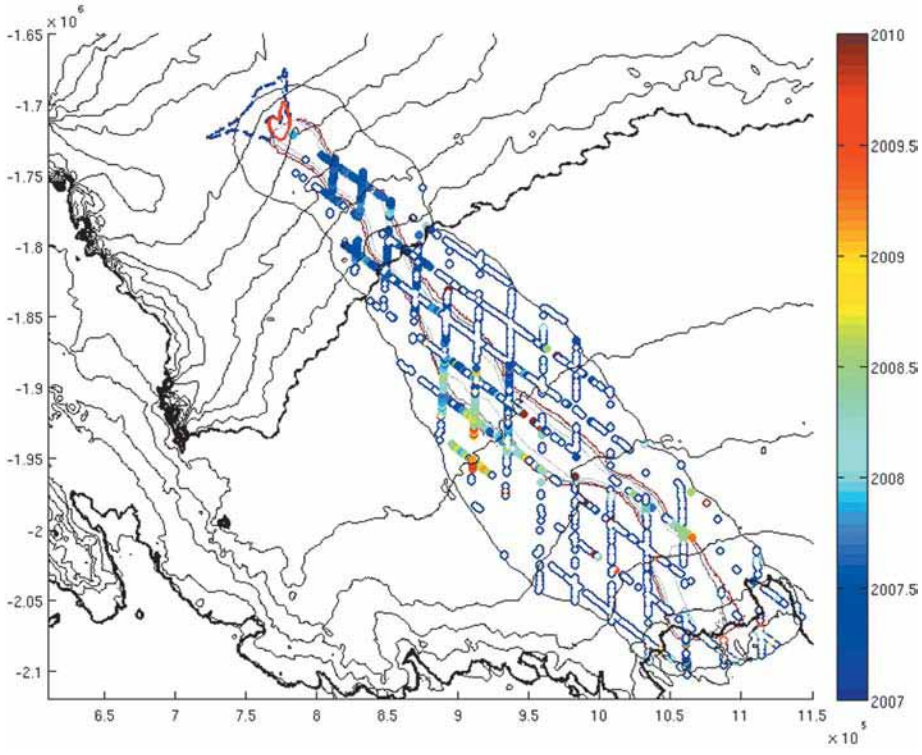
На основании интерпретации этих данных и сравнения с результатами лазерной альтиметрии (Smith et al., 2009) был сделан вывод, что только в южной части области LA есть значительное водное тело. Участки ложа в областях LA и LB на период радарной съемки не были полностью залиты водой, и, очевидно, эти области были недавно осушены.

Данные радарной и лазерной альтиметрии со спутников Envisat и ICESat и радиозондирования в сочетании с цифровыми моделями поверхности ледникового покрова, построенными по стереоизображениям ASTER и SPOT-5, были использованы (Flament et al., 2011), чтобы проследить эволюцию подледникового озера

Кука E2 в верховьях шельфового ледника Кука на Земле Уилкса в Восточной Антарктиде с 2002 по 2012 г. (рис. 2.132). Это озеро было впервые идентифицировано по данным ICESat, показавшим заметные изменения высоты поверхности, которые могли свидетельствовать об изменениях объема воды в подледниковой полости (Smith et al., 2009).

Дальнейшие исследования с использованием перечисленных выше методов подтвердили эти наблюдения. Крупный спуск воды из озера, находящегося под толщей льда около 2700 м, длился два года, в результате чего поверхность ледника над ним просела до 70 м. Общая площадь просадки составила около 200 км^2, объем спуска озера оценивается в 5,16±0,47 км^3 воды. Пиковые расходы воды 80 м^3/с, длившиеся более года, считаются самыми большими среди известных подобных событий под Антарктическим ледниковым покровом.

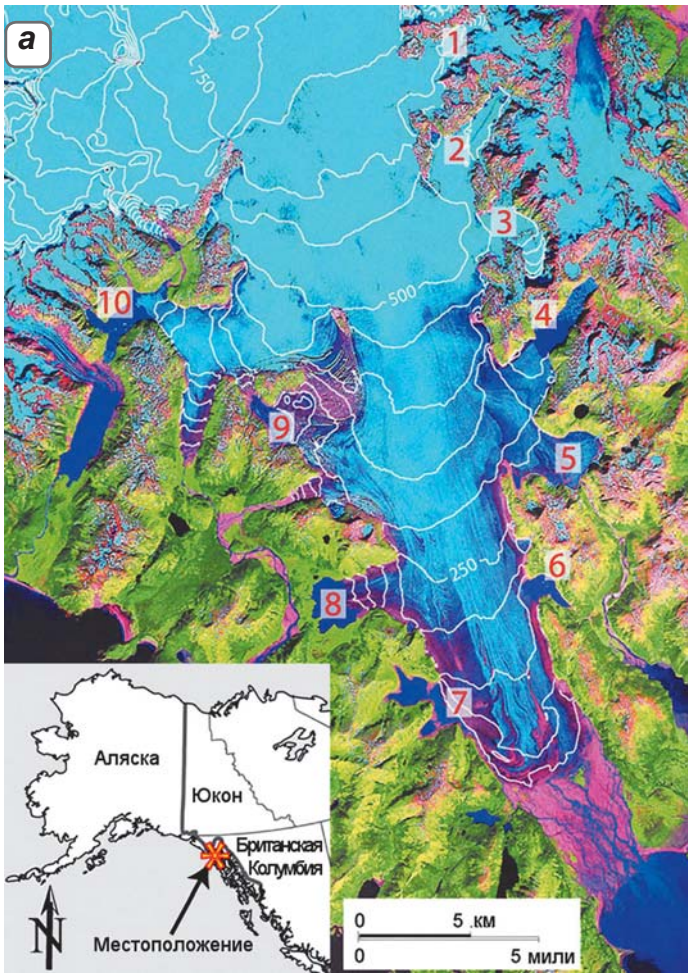
Было показано, что данные лазерной альтиметрии ICESat дают лучшие по точности результаты, чем радарная альтиметрия Envisat, но обладают гораздо худшим временным разрешением. Точность ЦМР по данным SPOT-5 после корректировки на основе лазерных данных лучше, чем ±2 м на уровне одной сигмы. Поэтому такие модели перспективны для детальных исследований поверхности в областях возможных подледниковых озер. В дальнейшем для этой же цели возможно использование данных Cryosat-2 и других планируемых альтиметрических спутников SARAL/AltiKa, ICESat-2, Sentinel-3.



▲ **Рис. 2.133.** Даты начала заполнения подледниковых емкостей в гидрологически связанной области по пути стока озера Кука E2. Изогипсами (через 400 м до 2000 м и через 50 м выше) показана высота поверхности ледникового покрова Голубым пунктирным контуром показан водосбор подледникового озера, красным – края самого озера (Flament et al., 2011)

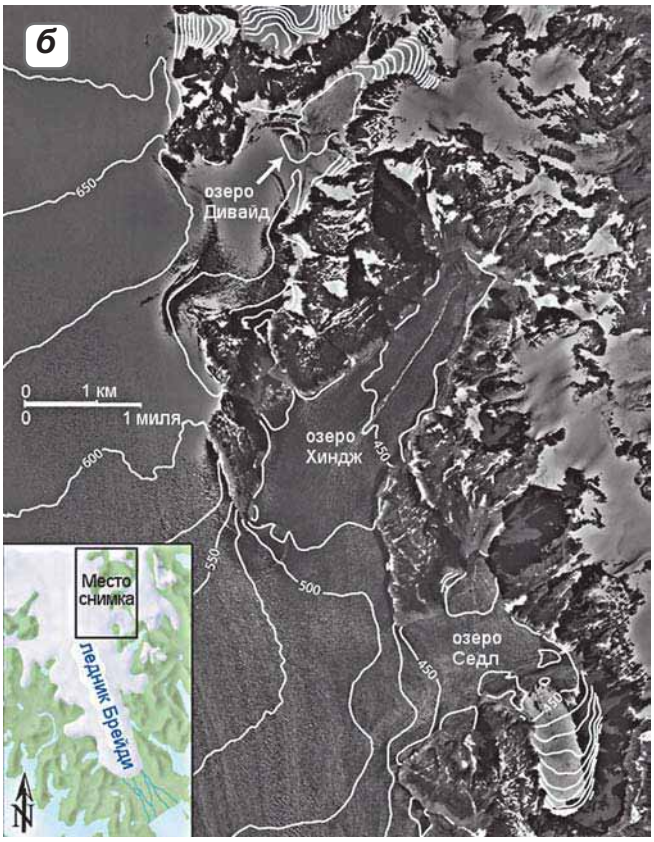
Совместное использование результатов расчетов гидравлического потенциала по данным о высоте поверхности и карте подледного рельефа BEDMAP и статистического анализа данных временных рядов спутниковой альтиметрии дало возможность уточнить пути стока подледникового озера Кука Е2 на протяжении более 500 км и развитие этого процесса во времени (рис. 2.133). Такая процедура комплексного анализа, которая сочетает расчет потенциальных путей стока, а затем уточнение их положения по альтиметрии, была предложена в качестве метода автоматического поиска активных подледниковых озер (Flament et al., 2011).

После 2009 г. депрессия на поверхности ледникового покрова, возникшая при опорожнении подледникового озера, стала исчезать. Ее глубина за 2,5 года уменьшилась в среднем на 13±1,6 м. Такие изменения можно объяснить тем, что стал восстанавливаться объем озера, или сама депрессия заносится метелевым снегом, или ее постепенно заполняет лед, затекающий из соседних областей. Если это связано с восстановлением озера, то его объем должен был возрасти на 0,64±0,32 км^3 за три года, но такое возможно только если скорости донного таяния на площади его водосбора как минимум на два порядка выше, чем предполагается для этого района (Flament et al., 2011).

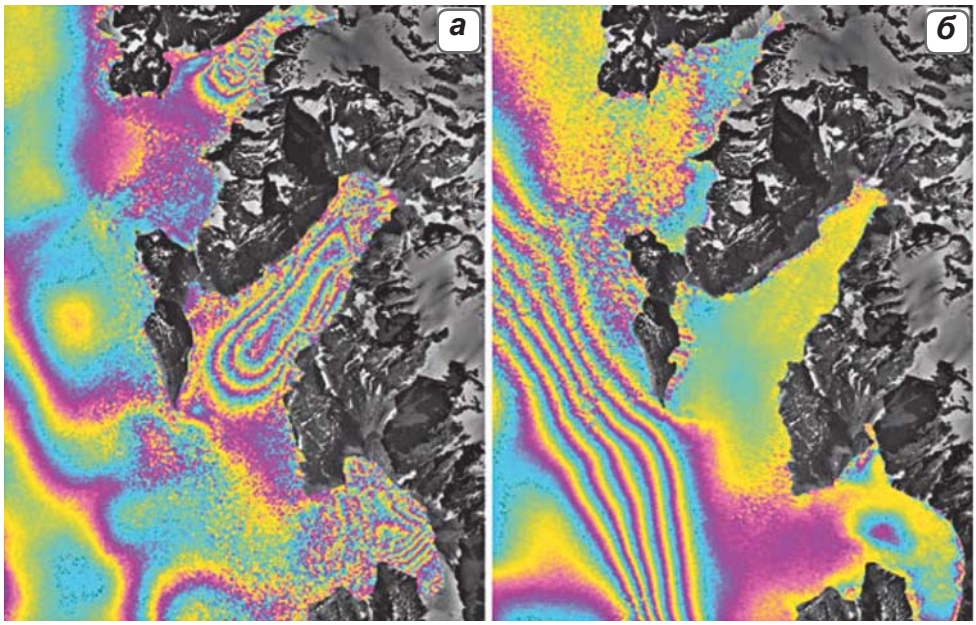


Аляска. Анализ повторных радиоинтерферометрических изображений (InSAR) со спутников ERS-1 и ERS-2 ледника Брейди на юго-востоке Аляски показал, что его поверхность вертикально сместилась из-за опорожнения трех подледниковых озер (Capps et al., 2010). На этом леднике длиной 51 км и площадью 590 км^2 по снимку со спутника Landsat было идентифицировано 10 ледниково-подпрудных озер (рис. 2.134), находящихся на разных стадиях развития (начальной, стабильной, без стока, с периодическим стоком, в стадии осушения). Шесть озер из них открытые, а четыре − преимущественно подледниковые (более 50% их площади находится подо льдом). Глубина одного из них (озеро Седл), измеренная у края озера, достигает 140 м.

Радиоинтерферометрические тандемные изображения InSAR, полученные со спутников ERS-1 и ERS-2 в период с сентября 1995 г. по март 1996 г., были использованы для оценки вертикального смещения поверхности и изменения объема трех подледниковых озер (рис. 2.135). По данным наблюдений в течение 177 дней, осенью диапазон минимального вертикального смещения поверхности трех подледниковых озер размером от 1,5×0,5 км до 4,3×1,3 км изменялся от 4 до 26 см/день, а объем расхода воды из них − от 22 000±2000 до 243 000±14 000 м^3/сут. В течение



◄▲ **Рис. 2.134.** Ледниково-подпрудные озера на леднике Брейди на юго-востоке Аляски на снимке со спутника Landsat (*а*) и цифровой ортофотографии 1997 г. с космического корабля Shattle (*б*). Крупные озера, подпруженные ледником, обозначены цифрами 1–10; три из них подледниковые: (1) Дивайд; (2) Хиндж; (3) Седл (Capps et al., 2010)



▲ **Рис. 2.135.** Интерферограммы, полученные со спутников ERS-1/2 29–30 сентября 1995 г. (*а*) и 23–24 марта 1996 г. (*б*), показывающие существенное смещение высоты поверхности в первый период (*а*) и малое смещение во второй период (*б*) над всеми тремя подледниковыми озерами ледника Брейди. При длине волны 5,6 см одна интерференционная полоса соответствует смещению высоты поверхности вдоль луча съемки на 2,8 см/сут. В центре озера Хиндж это соответствует смещению 10 см в течение 24 ч (Capps et al., 2010)

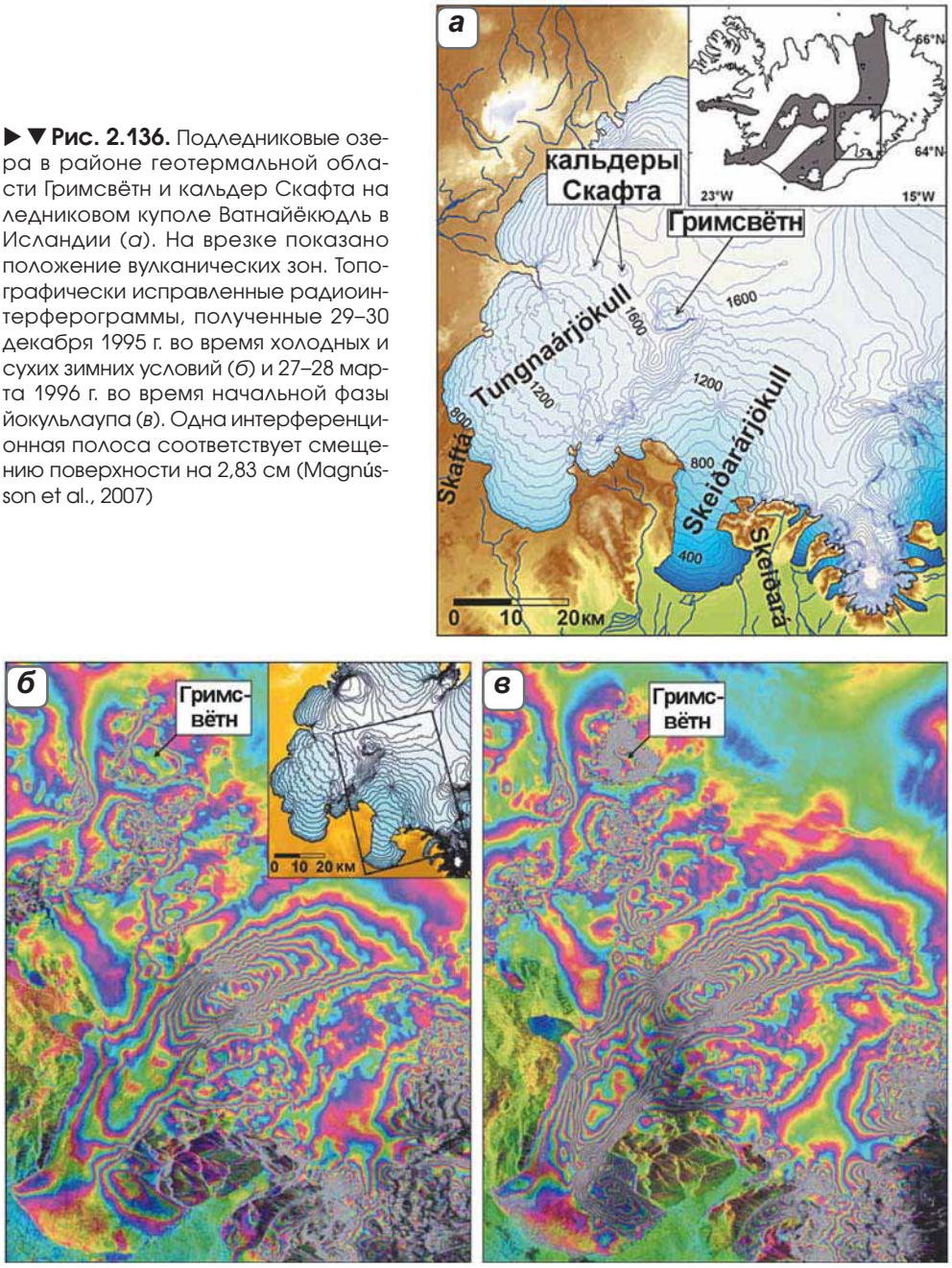
зимы расходы значительно уменьшались вплоть до марта. Общее минимальное изменение объема воды из озер за 8 суток составило около 1 000 000±129 000 м^3. Наибольшие изменения объема и расхода озер на единицу площади происходили в конце сентября и составляли от 0,033 до 0,050 м^3/м^2.

Такие исследования в других районах позволят заблаговременно выявить те подледниковые озера, которые могут угрожать паводками и влиять на динамику ледников.

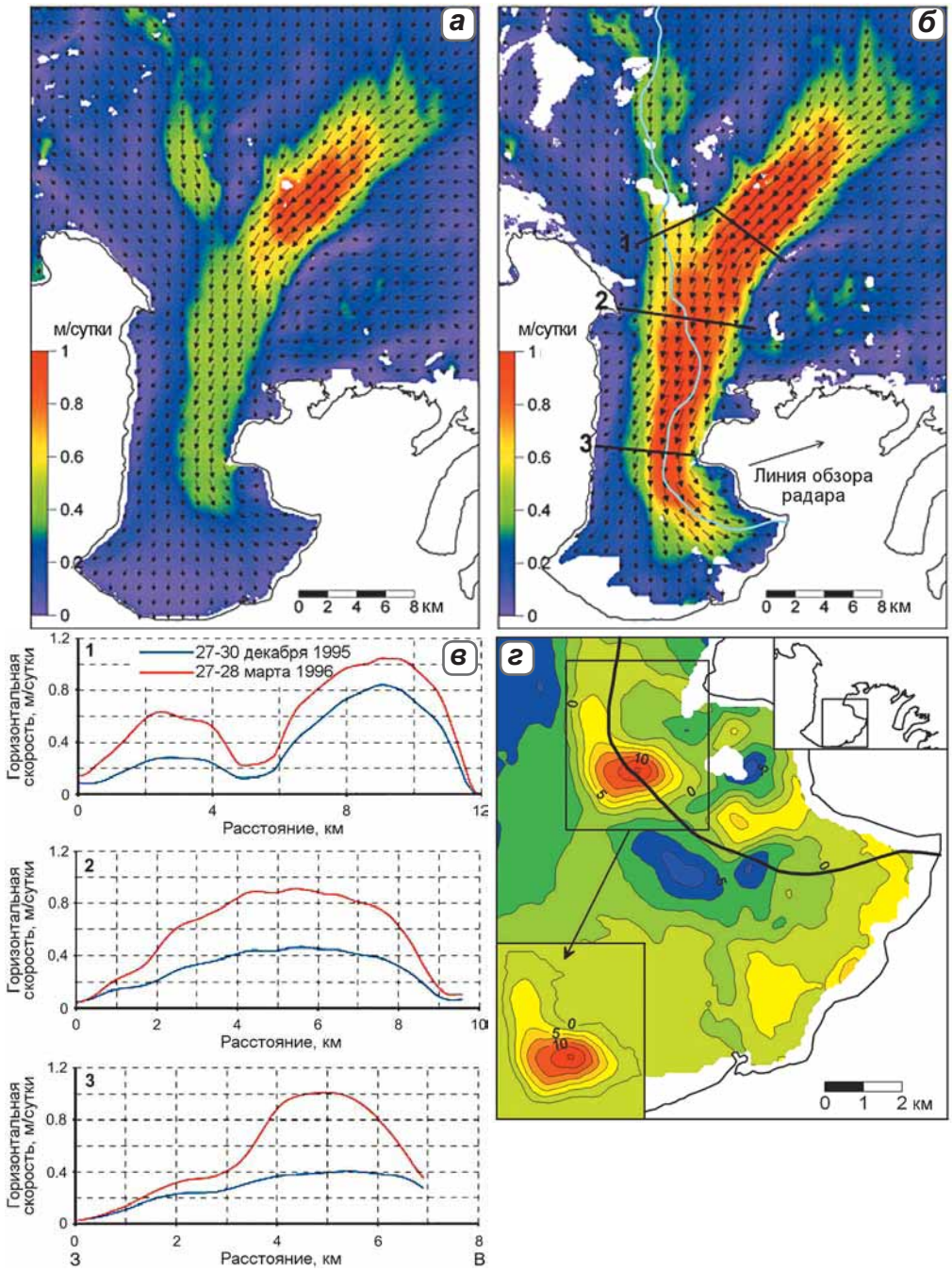
Исландия. В Исландии подобные озера находятся на ледниковом куполе Ватнайекюдль в районе кальдер Скафта и геотермальной области Гримсветн и дренируются соответственно под выводными ледниками Тунгнаарйекюдль и Скейдарарйекюдль (Magnússen et al., 2007) (рис. 2.136, *а*). Радиоинтеференционные изображения этих двух ледников, полученные в декабре 1995 г. и марте 1996 г. до и после начальной фазы прорыва подледниковых озер, показаны на рис. 2.136, *б*, *в*.

Анализ этих изображений позволил обнаружить горизонтальные смещения поверхности и по ним судить, как подледниковые паводки отражаются в динамике ледников, через которые происходит дренаж подледниковой воды (рис. 2.137). Выводной ледник Скейдарарйекюдль после начала подледникового паводка стал двигаться в 3 раза быстрее по сравнению с декабрем 1995 г. и это увеличение скорости охватило площадь шириной до 8 км вокруг пути подледникового потока. Благодаря накоплению подледниковой воды поверхность выводного ледника Скейпарарйекюдль повысилась более чем на 10 см (рис. 2.137, *г*).

Выводной ледник Тунгнаарйекюдль за 1,5 дня до прорыва воды ускорился в 4 раза на площади шириной 9 км, но во время самого прорыва он замедлился. Ускорение этих ледников и локальный подъем их поверхности, наблюдавшиеся на ранней фазе йокульлаупов, поддерживают концепцию, что увеличенный приток воды в систему узких подледниковых каналов вызывает рост давления воды в областях вне каналов, уменьшая таким образом контакт ледника с ложем.



▶ ▼ **Рис. 2.136.** Подледниковые озера в районе геотермальной области Гримсвётн и кальдер Скафта на ледниковом куполе Ватнайёкюдль в Исландии (*а*). На врезке показано положение вулканических зон. Топографически исправленные радиоинтерферограммы, полученные 29–30 декабря 1995 г. во время холодных и сухих зимних условий (*б*) и 27–28 марта 1996 г. во время начальной фазы йокульлаупа (*в*). Одна интерференционная полоса соответствует смещению поверхности на 2,83 см (Magnússon et al., 2007)



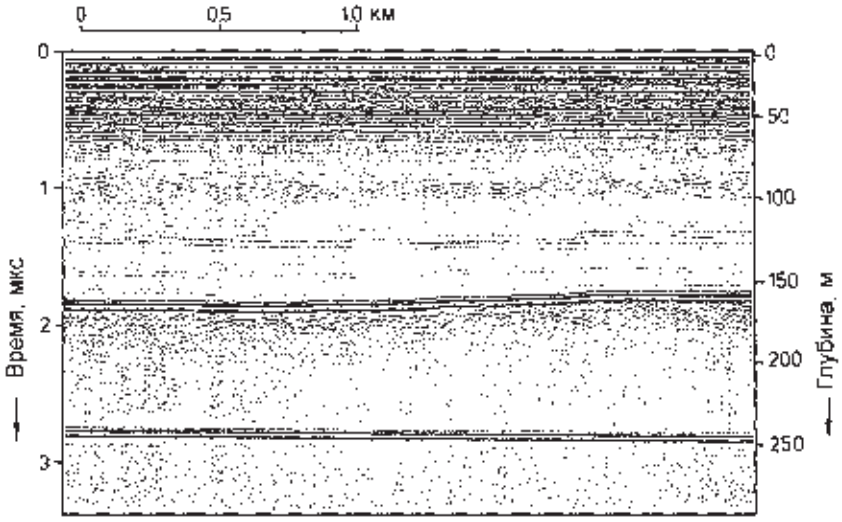
▲ **Рис. 2.137.** Горизонтальные поверхностные скорости, м/день, на леднике Скейдарарйёкюдль в Исландии по данным InSAR: *а*) 27–30 декабря 1995 г. до начала йокульлаупа, *б*) 27–28 марта 1996 г. в начале йокульлаупа. Голубой линией на (*б*) показано вычисленное направление подледникового прорыва под ледником Скейдарарйокудль; *в*) скорости в декабре 1995 г. и марте 1996 г. на трех поперечных профилях 1, 2 и 3, показанных на (*б*); *г*) оценка вздымания (см) поверхности ледника Скейдарарйёкюдль из-за накопления подледниковой воды 27–28 марта 1996 г. в начале йокульлаупа. На врезке показан подъем поверхности с учетом коррекции. Черная линия показывает путь сброса воды в р. Скейдара (Magnússon et al., 2007)

2.10. Условия на нижней поверхности плавучих ледников

Условия на нижней границе шельфовых ледников, взаимодействующих с морем, представляют собой обширную область исследований на стыке гляциологии и океанологии. Здесь мы остановимся лишь на некоторых дистанционных методах, которые используют, чтобы определить, где шельфовые ледники переходят на плав, где их подошва тает или намерзает и где идет таяние возле их фронта.

Известно, что таяние или намерзание пресного льда, погруженного в морскую воду, определяется двумя факторами: давлением окружающей воды и ее соленостью. В свою очередь, соленость вод и их плотность меняются из-за таяния и намерзания в ней льда. Сочетание этих факторов определяет возникновение термогалинной циркуляции, при которой холодные нисходящие потоки могут переохлаждаться и образовывать слои намерзшего морского льда у нижней поверхности шельфовых ледников (Wen et al., 2010).

Из-за больших различий в диэлектрической проницаемости ε' и проводимости σ ледникового пресного льда и морского льда (McGregor et al., 2011) граница раздела между ними обычно хорошо выделяется на радарных записях (Frickeret et al., 2001). Однако большое поглощение радиоволн в слое морского льда обычно препятствует регистрации отражений от границы раздела морской лед – морская вода (Fricker et al., 2001), хотя в отдельных случаях такие отражения регистрируются на коротких участках (Determann et al., 1990) (рис. 2.138). Это позволяет сразу определить толщину Z намерзшего слоя морского льда по данным радиозондирования, если скорость распространения радиоволн в нем может быть оценена каким-либо независимым способом, например из сравнения с данными бурения или сейсмозондирования.



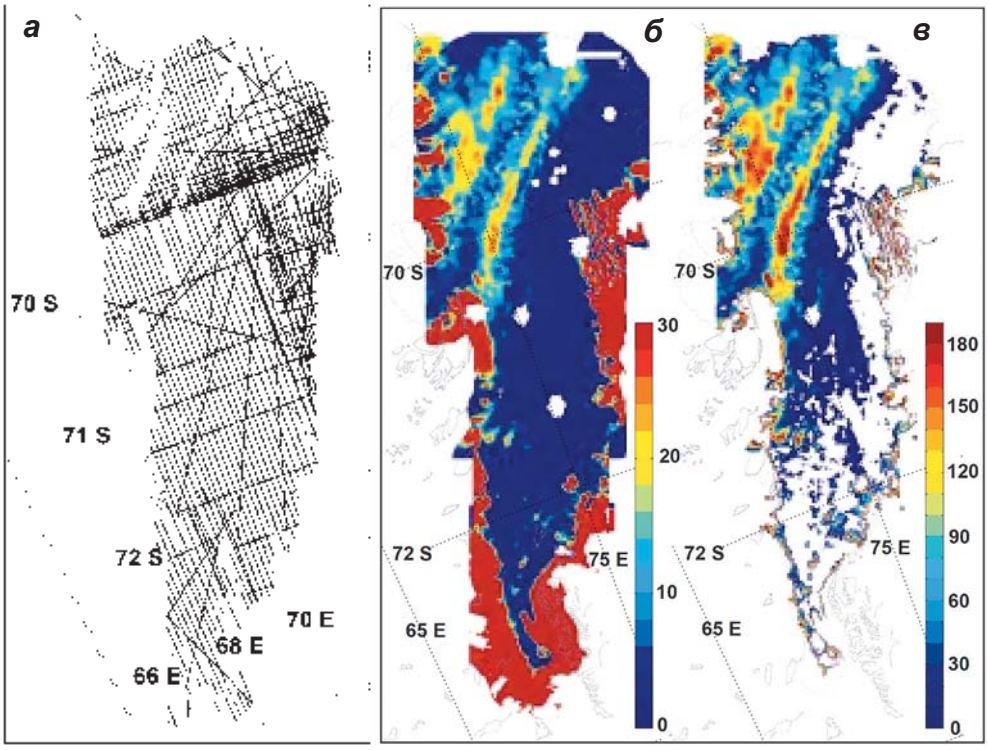
▲ **Рис. 2.138.** Отражения от переходной зоны раздела ледникового и морского льда и основания шельфового ледника Фильхнера–Ронне на глубинах около 150 и 250 м по данным радиозондирования на частоте 35 МГц в 50 км к северо-западу от станции Фильхнер (Determann et al., 1990)

В тех случаях, когда отражения от подошвы шельфового ледника не регистрируются, для оценки толщины Z слоя морского льда используется уравнение гидростатики (Fricker et al., 2001)

$$H = [Z(\rho_w - \rho_i)]/\rho_w, \qquad (2.107)$$

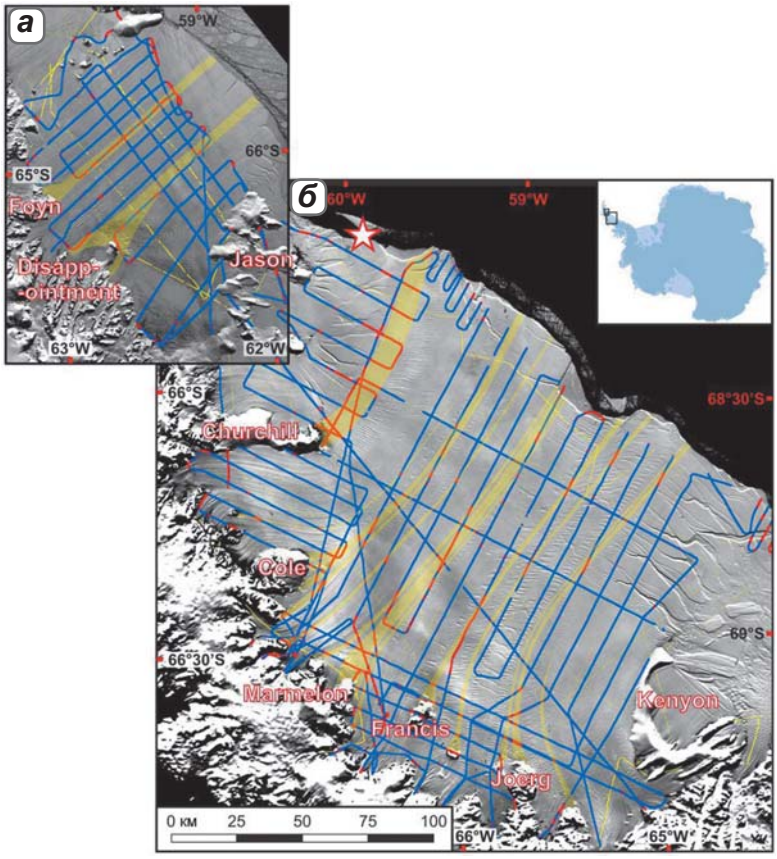
где H – высота поверхности ледника относительно уровня моря, ρ_i и ρ_w – осредненная плотность колонок фирново-ледяной толщи и морской воды. Для шельфового ледника Эймери ЦМР поверхности получена по данным радарной альтиметрии со спутника ERS-1 (Fricker et al., 2001), толщина ледникового льда – по данным аэрорадиозондирования 1986–1995 гг. на частоте 60 МГц (рис. 2.139, *а*). При вычислениях принято $\rho_w = 1029$ кг/м^3 и использована двухслойная модель с изменяющимися вдоль линии тока (в зонах аккумуляции, абляции и наложенного льда) и в верхней (от 0 до 100 м) и в нижней (от 100 м до основания ледникового льда) частях ледниковой толщи плотностями ρ_i в диапазоне от 785 до 922 кг/м^3.

Аномалия гидростатической высоты $\delta h'$ определена как разность между геодезической высотой поверхности и высотой поверхности, вычисленной из радарной толщины льда (Fricker et al., 2001). Величина аномалии будет значительной для наземного льда (где гидростатическое уравнение не работает) или в области распространения морского льда на подошве плавающего шельфового ледника (рис. 2.139,



▲ **Рис. 2.139.** Шельфовый ледник Эймери: *а*) профили радиозондирования 1986–1995 гг. на частоте 60 МГц; *б*) распределение гидростатической аномалии $\delta h'$ (цветная шкала); *в*) вычисленная толщина морского льда на подошве ледника (цветная шкала); серые линии – базовая карта района (береговая линия, фронт по данным ледника в 1997 г. и выходы горных пород) (Fricker et al., 2001; Wen et al., 2010)

б, в). Под северо-западной частью шельфового ледника толщина слоя намерзшего морского льда достигает 190 м, его доля в общем объеме шельфового ледника составляет 9% и основная часть морского льда образуется в зонах A и B (рис. 2.140, *г*), где скорость намерзания по данным моделирования (Wen et al., 2010) равна 0,8–2,4 м/год.



▲ **Рис. 2.140.** Результаты радиозондирования шельфового ледника Ларсен С в 1997–1998 гг. на частоте 150 МГц в северном (а) и южном (б) районах (см. врезку) и их сравнение с данными моделирования. Точки с отражениями от поверхности и ложа обозначены синим цветом. Наложенные на них красные точки показывают отсутствие отражений от ложа. Желтые полосы показывают предполагаемый морской лед у основания шельфового ледника по данным моделирования с применением двумерной модели для океанографических данных (Holland et al., 2009)

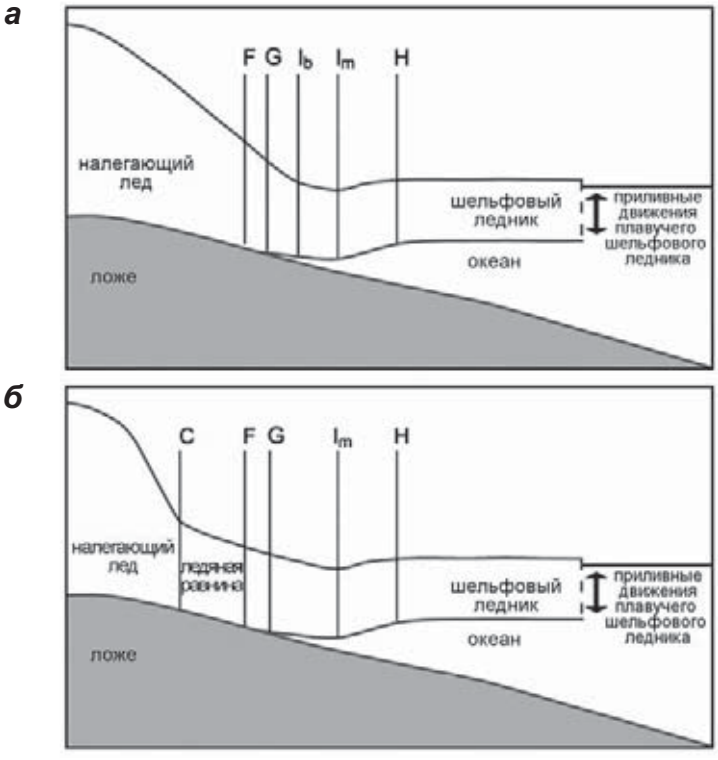
Сходная картина получена по данным аэрорадиозондирования 1997–1998 гг. на частоте 150 МГц на шельфовом леднике Ларсен С (Holland et al., 2009): здесь на части профилей зондирования отсутствуют отражения от подошвы ледника в местах с придонным слоем морского льда (рис. 2.140). Анализ показал (Holland et al., 2009), что эти участки совпадают с видимыми на космических снимках участками сглаженной и залеченной от трещин поверхности – следами течения и сжатия в нижней части ледника, где моделирование предсказывает намерзание и образо-

вание полос морского льда. Это дает основание предполагать, что подобные полосы «скрепляют» основание шельфового ледника Ларсен С между этими участками и увеличивают его устойчивость к воздействию более теплых океанических вод, проникающих под ледник.

2.11. Дистанционные методы определения линии налегания плавучих ледников

Под линией налегания понимается место, где шельфовый или оканчивающийся в море выводной ледник и ледяной поток впервые теряет контакт с ложем. Ее положение определяют с разной точностью по снимкам Landsat и MOA, по данным спутниковой радарной радиоинтерферометрии и лазерной альтиметрии (Fricker et al., 2009; Brunt et al., 2010; McGregor, 2011; Rignot et al., 2011; Bindschadler et al., 2011), а также по данным радиозондирования (Jacobel et al., 1994). Использование этих дистанционных методов позволяет найти пять разных точек, которые так или иначе характеризуют положение линии налегания (рис. 2.141).

Истинное положение линии налегания определяет точка G, где ледник впервые теряет контакт с ложем. Точка F характеризует самое верхнее по течению ледника



◀ **Рис. 2.141.** Схематический разрез шельфового ледника, показывающий характерные точки в зоне его налегания при отсутствии (*а*) и наличии (*б*) «ледяной равнины». Дальнейшие объяснения см. в тексте (Brunt et al., 2010)

место, где приливные движения еще проявляются в виде изгиба его поверхности. Точка I_b соответствует месту, где уклон поверхности начинает убывать. Точка I_m находится в самом низком участке поверхности. В точке H шельфовый ледник приходит в гидростатическое равновесие. У некоторых ледников существует так называемая «ледяная равнина» − переходная область с малыми уклонами и находящаяся в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. В ней ледник частично касается ложа, а частично находится уже на плаву. Начало такой ледяной равнины отмечают точкой C.

Для определения этих точек используют шесть методов (табл. 2.4). Часть из них требуют регистрации приливных движений ледниковой поверхности и относятся к группе «динамических методов», другие опираются только на геометрические данные и относятся к «статической» группе. Кроме того, их положение в плане можно определить дискретно в отдельных точках или непрерывно в виде линии.

Таблица 2.4

Методы определения линии налегания
(по Brunt et al., 2010, с дополнениями)

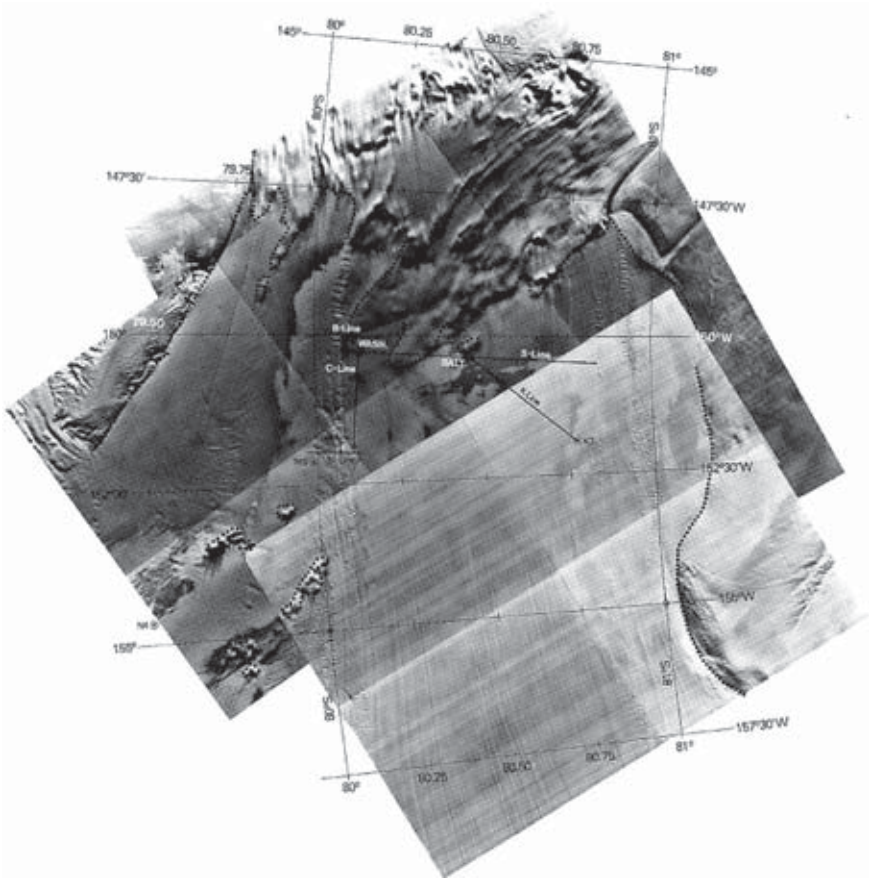
Метод определения	Характерная точка	Положение в плане	Группа методов
INSAR	F, H	непрерывное	динамическая
ICESat повторные профили	F, H (I_b, I_m)	дискретное	
GPS	F, H	дискретное	
MODIS	I_b	непрерывное	статическая
ЦМР	I_b	непрерывное	
Расчет гидростатического равновесия	H	дискретное	
Радиозондирование	F	дискретное	

Ниже приведены примеры определения положения линии налегания с помощью разных методов. Для определения положения линии налегания в области слияния ледяных потоков D и E в Западной Антарктиде были использованы снимки Landsat Thematic Mapper (TM) и данные радиозондирования и измерений толщины льда и высоты поверхности (Jacobel et al., 1994) (рис. 2.142). Ниже линии налегания (0−2 км) (рис. 2.142, *б*) интенсивность радарных отражений возрастает. Дополнительным свидетельством положения линии налегания послужили измерения высоты приливов (Jacobel et al., 1994).

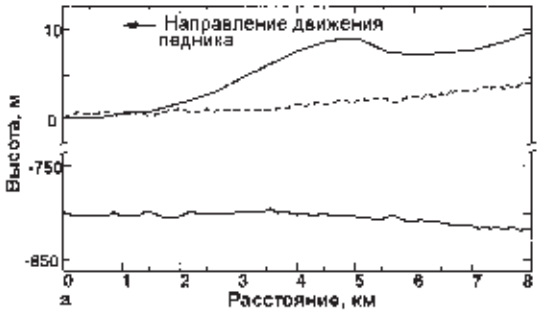
Характерные примеры оценки положения линии налегания в Антарктиде по спутниковым данным приведены на рис. 2.143−2.145.

Для шельфового ледника Росса (см. рис. 2.143, *а*) различие в положении линии налегания, оцененное указанными выше методами, составляет около 10 км, но в отдельных случаях достигает 60 км. Наиболее точное картирование точек F и H обычно обеспечивают данные дифференциальной радиоинтерферометрии – тандемной съемки со спутников ERS-1 и ERS-2, частично покрывающей ледник, поэтому для более точного картирования линии налегания требуется синтез различных спутниковых баз данных (Brunt et al., 2010).

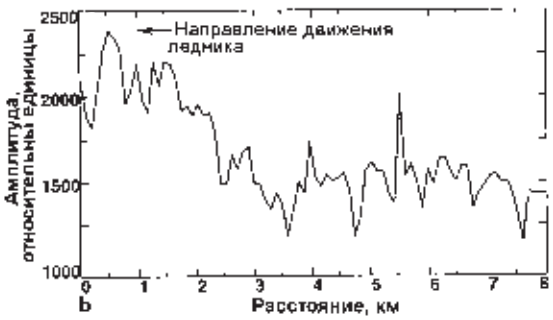
а



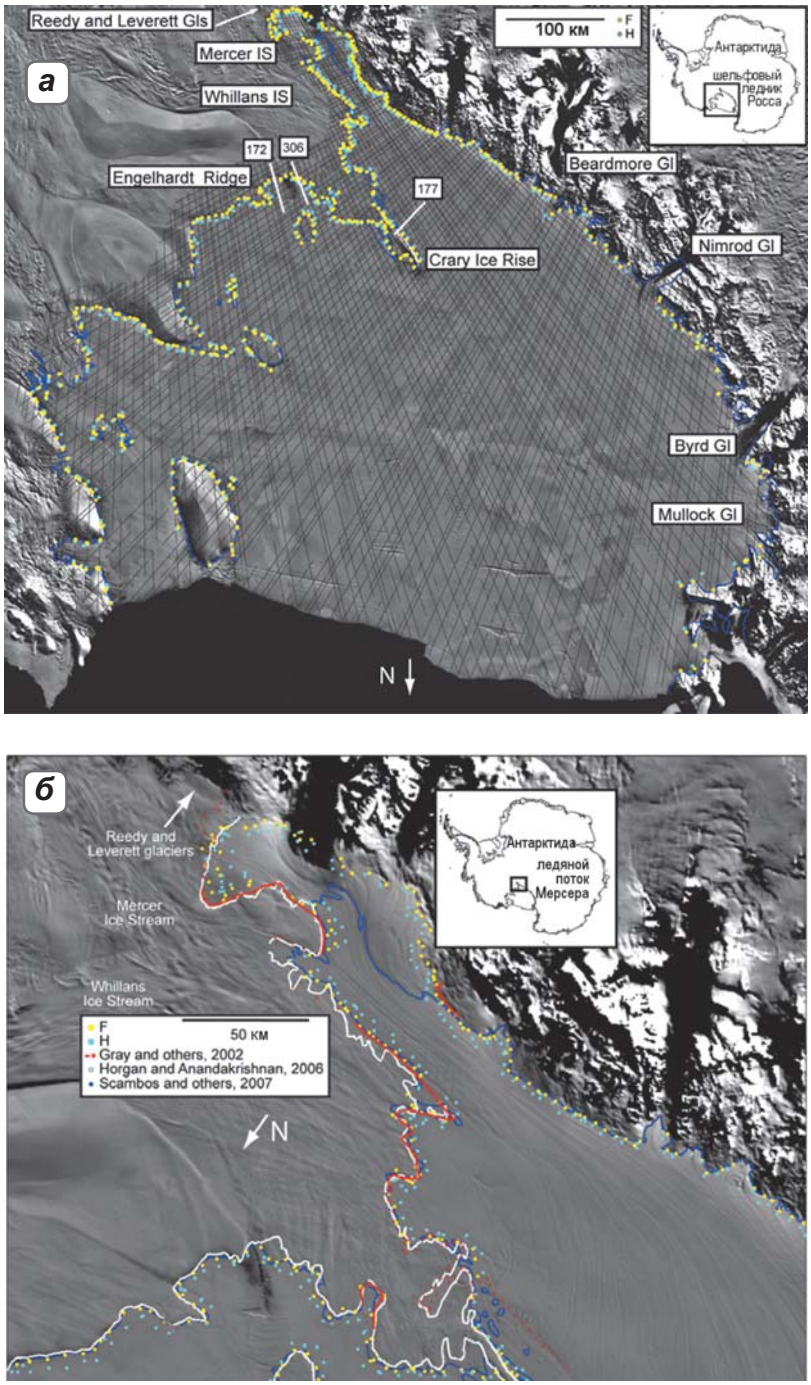
б



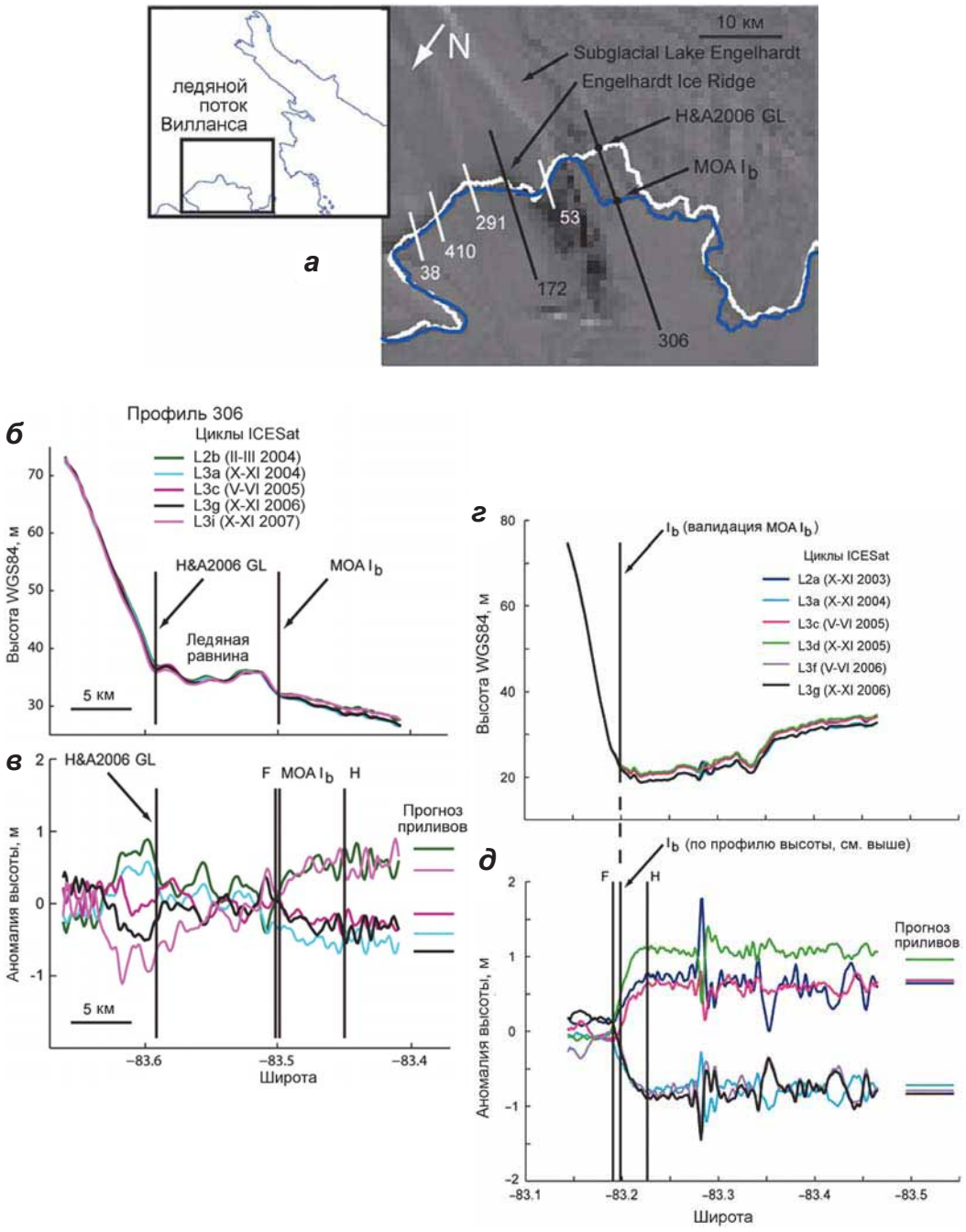
в



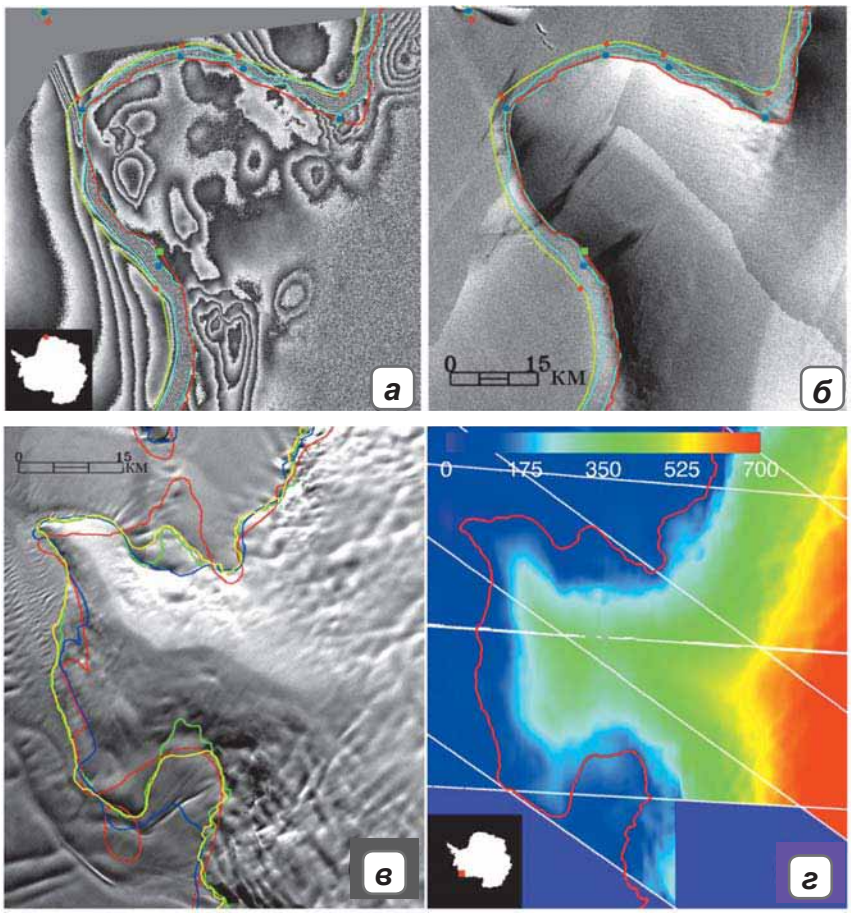
▶ **Рис. 2.142.** Линия налегания в районе слияния ледяных потоков D и E вдоль профиля B (*а*); (*б*) высота поверхности и глубина ложа (сплошные линии) по данным наземного радиозондирования на частоте 2 МГц и гидростатическая поверхность (штриховая линия), соответствующая условию всплывания ниже линии налегания (0,9 толщины льда); (*в*) амплитуда отраженных от ложа сигналов вдоль этого профиля (Jacobel et al., 1994)



▲ **Рис. 2.143.** Положение линии налегания всего шельфового ледника Росса (*а*) и его южной части (*б*). Ее положение оценено по точкам F (желтые точки), H (голубые точки), по данным ICESat 2003 г. (черные линии) и точкам l_b (синие линии по данным MOA (Scambos et al., 2007). Дополнительно на (*б*) показано положение линии налегания по данным (Horgan, Anandakrishnan, 2006) (белая линия) и по данным (Gray et al., 2002) (красная линия) (Brunt et al., 2010)



▲ **Рис. 2.144.** Положение линии налегания GL (белая линия) и точки l_b (голубая линия) в окрестности подледникового озера Энегельгардт, оцененное по ЦМР по данным дифференциальной радиоинтерферометрии (Horgan, Anandakrishnan, 2006) (H&H2006) (*а*) и точек F и H по данным ICESat 2004–2007 гг. (*б, в*) в сравнении с предсказанными высотами приливов (справа); положение точек l_b, F и H в районе ледяного поднятия Крери (рис. 2.144, *а*) по данным ICESat 2003–2008 гг. с учетом предсказанной высоты приливов (справа) (*г, д*) (Brunt et al., 2010)

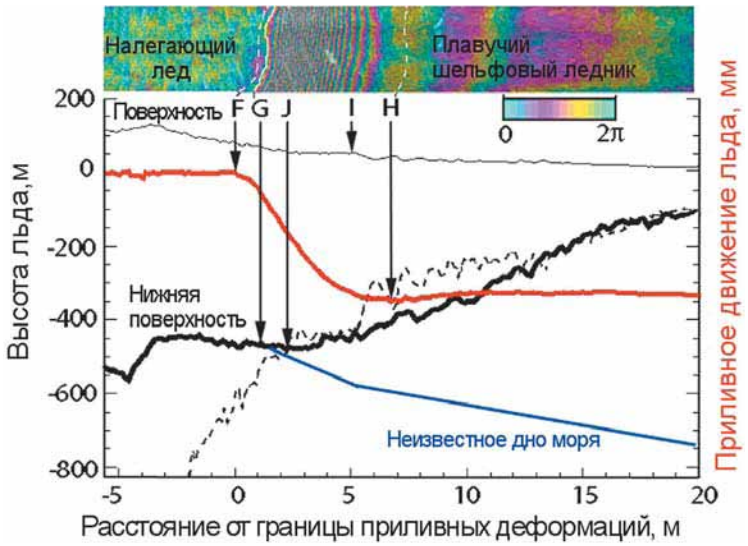


▲ **Рис. 2.145.** Положение зоны налегания в районе шельфового ледника Экстрем (*а, б*) и на участке антарктического побережья в районе полуострова Эванс (*в, г*). Оценено: по дифференциальному радиоинтерферометрическому изображению (*а*) и снимку Landsat (*б*), по снимку ETM + (*в*) и данным его фотоинклинометрии (*г*). Синие линии (*а, б*) ограничивают зону, находящуюся под действием приливов между точками F (зеленые квадраты), I_b (синие кружки) и H (красные звездочки). Красные и зеленые линии отмечают границу наземного льда и гидростатическую линию, найденные по ICESat. На изображении Landsat TM + (*в*) линии налегания установлены по данным: Antarctic Digital Database (красная линия), USGS Coastal Change map series (синяя линия), MODIS Mosaic of Antarctica (зеленая линия), ASAID (желтая линия. На (*г*) показана высота поверхности (в метрах над средним ур. моря) по данным фотоинклинометрии и граница наземного льда (Bindschadler et al., 2011)

Для картирования с высоким разрешением линии налегания ледников Антарктиды в течение 15 лет (1994–2009 гг.) успешно использовались данные дифференциальной радиоинтерферометрии (DInSAR) со спутников Earth Remote Sensing Satellites 1–2 (ERS-1/2), RADARSAT-1 и RADARSAT-2 и Advanced Land Observing System (ALOS) PALSAR (Rignot et al., 2011), которые показывают положение характерных точек в зоне перехода от наземного к плавающему льду.

Примером успешного использования радиоинтерферометрических изображений для идентификации линии налегания на выводных ледниках могут служить резуль-

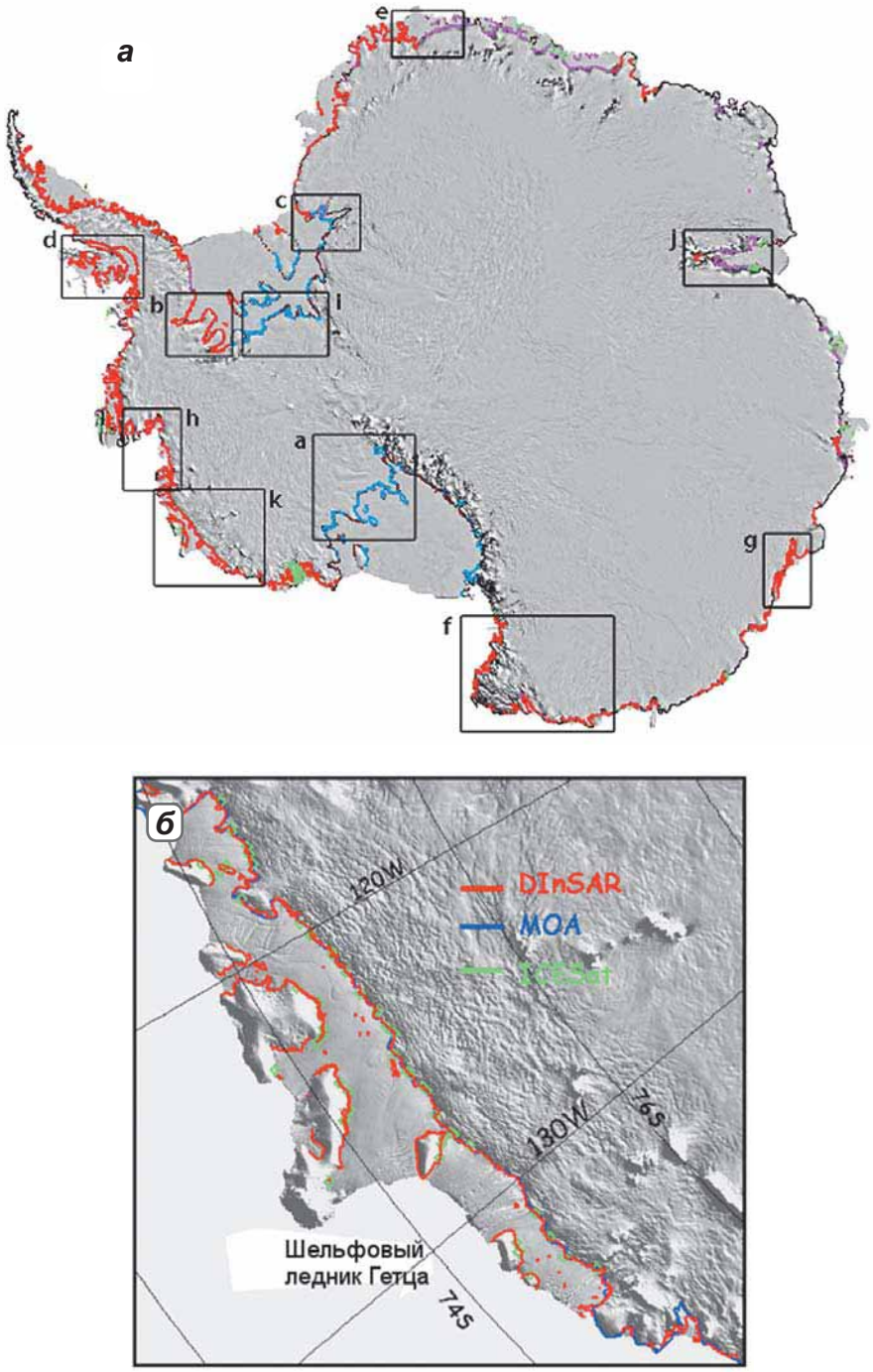
таты исследований ледника Петерманн в Гренландии (Rignot, 2011) (рис. 2.146). Авторский анализ показал (Rignot et al., 2011), что зона динамического прогиба между точками F и H на севере Гренландии имеет ширину 9–11 км, а на более толстых ледниках Антарктиды ее ширина достигает 25 км, в зависимости от условий на поверхности и ложе. Точка J, где лед впервые достигает гидростатического равновесия, обычно находится на расстоянии от 500 м до 1 км от точки G. Определение ее положения затрудняется тем, что нужно точно знать высоту поверхности, толщину льда и плотность морской воды и поправку на толщину фирна, которые могут сильно изменяться в пространстве.



▲ **Рис. 2.146.** Зона налегания выводного ледника Петерманн в Гренландии. Буквами обозначены: предел влияния приливов (F), линия налегания (G), место, где ледник впервые достигает гидростатического равновесия (J), точка перегиба наклона поверхности (I), граница зоны приливных деформаций (H), тонкой черной линией показана высота поверхности льда над средним уровнем моря по данным лазерной альтиметрии, толстой черной линией – топография ложа по данным радиозондирования, пунктирной линией – глубина ложа, вычисленная из условия гидростатического равновесия, голубой линией – неизвестная глубина дна (вероятно, превышающая 800 м), красной линией – высота приливов в миллиметрах вертикального движения, измеренная по данным ERS-1 DInSAR. Цветная вставка вверху показывает интерферометрические полосы от 0 до 2π, по которым определено положение точек F, G H (Rignot et al., 2011)

Сравнение данных DInSAR (Rignot et al., 2011), MOA (Scambos et al., 2007) и ICESat (Brunt et al., 2010) по положению линии налегания шельфовых и выводных ледников в семи районах Антарктиды с использованием 1,4 млн точек, испытывающих влияние приливов, показано на рис. 2.147. Особенно хорошее совпадение данных DInSAR и ICESat, имеющих разрешение 1 см и 10–20 см, получено для побережья Сайпл.

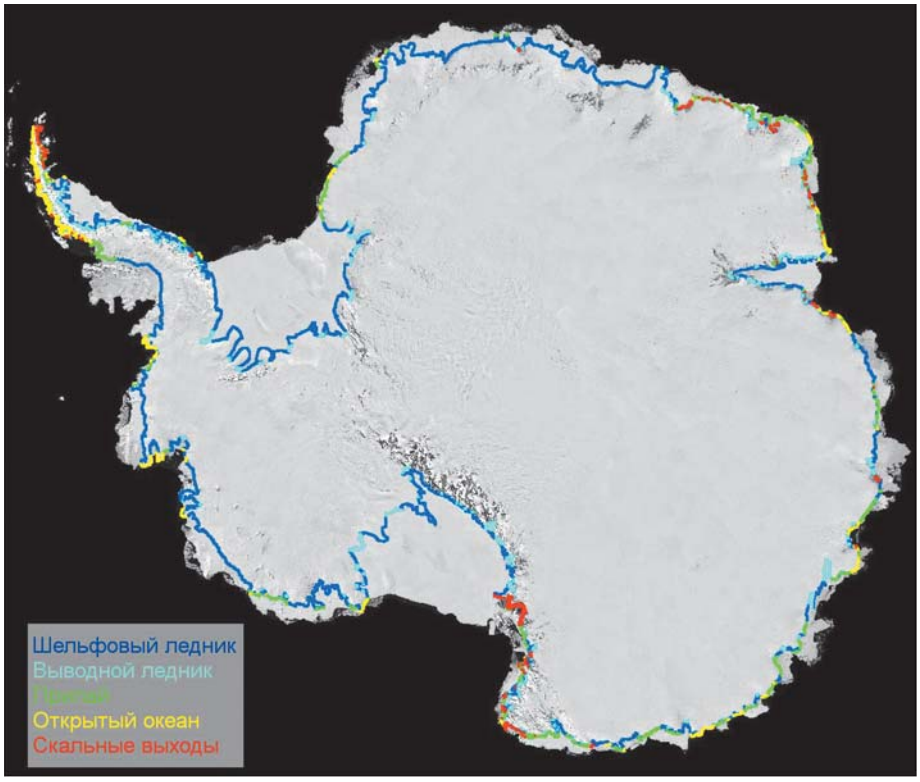
Картирование линии налегания в Антарктиде. Картирование линий налегания вокруг всего периметра Антарктиды выполнено в рамках проекта ASAID (Antarctic Surface Accumulation and Ice Discharge) по оценке аккумуляции и общего расхода льда из ледникового покрова (Bindschadler et al., 2011). Для ее картирования



▲ **Рис. 2.147.** Положение линии налегания в семи районах Антарктиды (*а*) и на побережье Сайпл (*б*) по данным дифференциальной радиоинтерферометрии (DInSAR) со спутников ERS-1/2 (красные линии), RADARSAT1 (фиолетовые линии), RADARSAT2 (синие линии), ALOS PALSAR (зеленые линии) и MOA (коричневые линии). Горизонтальный масштаб на (*б*) относится ко всем участкам на (*а*). Из работы DInSAR (Rignot et al., 2011)

использовались имеющиеся базы данных по высоте поверхности (Antarctic Digital Database, USGS Coastal Change map series, MODIS Mosaic of Antarctica) и толщине льда в подледном рельефе (BEDMAP). Севернее 82,5° ю.ш. высоты поверхности получены по данным съемки Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) со спутника Landsat-7 и лазерным альтиметром GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) со спутника ICESat 1999–2003 гг. В более южных районах основным источником данных служили изображения MOA с разрешением 15 м. Для картировании линии налегания и гидростатической линии (всплывания) использовались также ЦМР, построенные по данным радиоинтерферометрии со спутников RADARSAT и ERS.

Данные ICESat (Brunt et al., 2010) использовались следующим образом. Во-первых, отдельные треки служили для определения положения точек F H и I_b. С их помощью проверяли правильность идентификации линии налегания на космических снимках MOA. Во-вторых, повторные профили, снятые при разных фазах приливов, позволили идентифицировать положение точек H, необходимых для определения гидростатической линии. В-третьих, они анализировались совместно с изображениями ETM+ для построения полей высоты поверхности методом фотоинклинометрии (Wildey, 1975; Bindschadler, Vornberger, 1994). Полученные результаты приведены на рис. 2.148.



▲ **Рис. 2.148.** Границы наземного льда в Антарктиде, установленные на шельфовых ледниках (синие линии, 61 %), выводных ледниках (голубые линии, 13 %), быстро движущемся льду (зеленые линии, 10 %), у открытого океана (желтые линии, 9 %) и у выходов горных пород (красные линии, 7 %) (Bindschadler et al., 2011)

По данным (Bindschadler et al., 2011), общая длина линии налегания в Антарктиде составляет 53 610 км, из которых 74% приходится на плавающие шельфовые и выводные ледники, 19% – на участки, где край ледникового покрова обрывается в открытый или покрытый морским льдом океан, и 7% – на границу с коренными породами. Протяженность гидростатической линии на шельфовых ледниках, где они испытывают влияние океанских приливов, составляет 27521 км. Положение границы наземного льда оценено с точностью от ±52 м для суши до ±502 м для выводных ледников, положение гидростатической линии – с ошибками более 2 км. Высоты поверхности вдоль каждой гидростатической линии определены из цифровых моделей поверхности по снимкам Landsat, если они согласуются с данными ICESat по их величине и форме, и использованы для вычисления толщины льда у линии всплывания.

2.12. Скорость донного таяния у линии налегания ледников

2.12.1. Оценка по данным радиозондирования и моделирования

Для оценки скорости донного таяния у линии налегания в районе купола Сайпл и о. Рузвельт в Западной Антарктиде были использованы данные радиозондирования на частотах 3 и 7 МГц (Catania et al., 2010) (рис. 2.149). Изменения в характере донных отражений и форме внутренних отражающих слоев сравнивались с модельными расчетами изменений формы слоев в результате донного таяния, которое в районе линии налегания может приводить к тому, что внутренние слои срезаются границей лед–ложе (рис. 2.150).

По данным радиозондирования, современное положение линии налегания в этих двух районах определяется по следующим характерным особенностям: появление отражений от придонных трещин, возникших при недавней миграции линии налегания (рис. 2.150, *а–б, г–д*); по резкому (до 300 м) погружению внутренних отражающих слоев на протяжении нескольких километров от линии налегания вследствие донного таяния (рис. 2.150, *е–з*). Сравнение с данными ICESat показало, что ошибка в определении положения линии налегания по данным радиозондирования может составлять от нескольких сотен метров (рис. 2.150, *а–ж*) до 7 км (рис. 2.150, *з*).

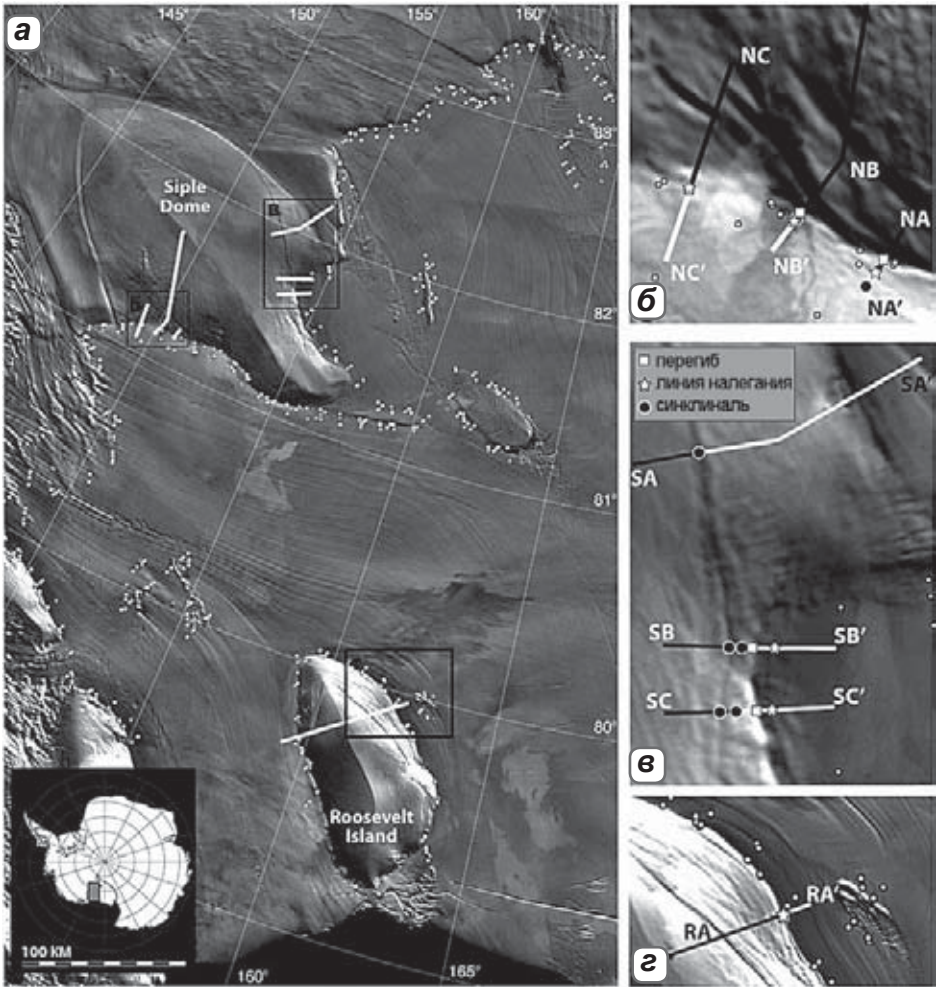
Чтобы оценить скорость и продолжительность донного таяния у современной и прошлых линий налегания, на участках погружения внутренних слоев и регистрации отражений от донных трещин вблизи точки всплывании, была измерена глубина каждого слоя относительно самого верхнего слоя вдоль профилей, пересекающих линию налегания на северной и южной стороне купола Сайпл и на о. Рузвельт.

Далее использовали двумерную модель течения льда перпендикулярно линии налегания (Catania et al., 2006), предполагая, что внутренние слои являются изохронами. С помощью этой модели подбирали скорость и продолжительность донного

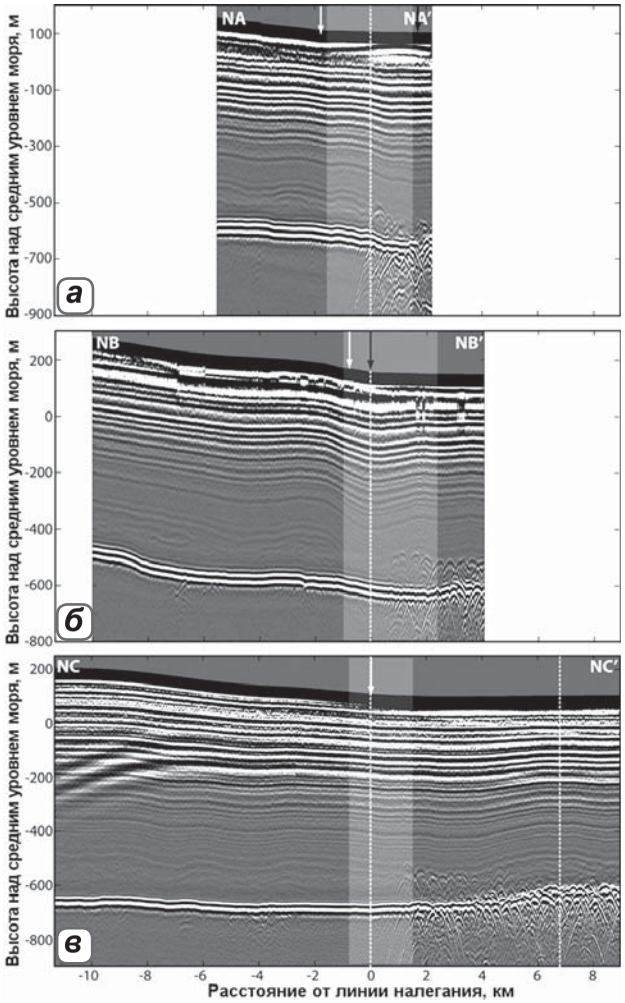
таяния так, чтобы изменения формы и глубины внутренних слоев соответствовали наблюденным, полагая, что донное таяние $m(x)$ вдоль профиля описывается гаусовым распределением

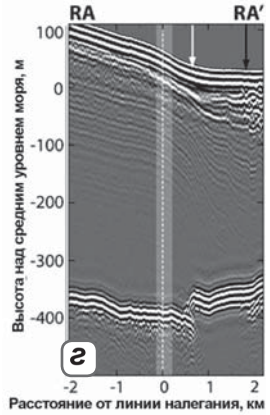
$$m(x) = m_o + m_p \exp[c\ (x - x_o)], \qquad (2.108)$$

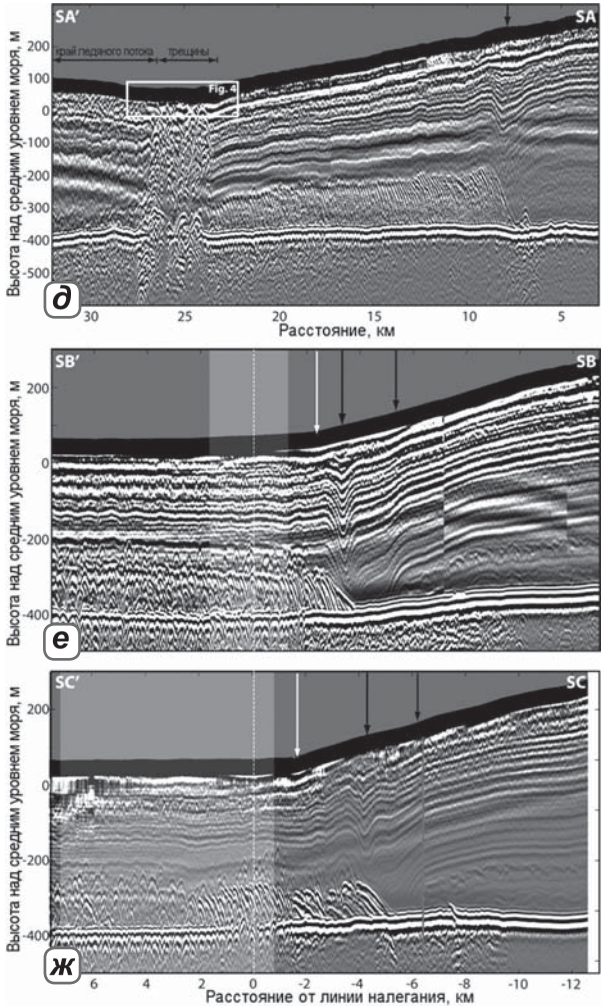
в котором пик таяния m_p может изменяться, но горизонтальное положение x_o, в котором таяние максимально, остается фиксированным. Коэффициент c контролирует скорость пика таяния, но фоновое таяние m_o считается равным нулю. Пространственное распределение таяния вдоль профиля изменяли так, чтобы получить наилучшее воспроизведение картины погружения внутренних слоев. Для этого,



▲ **Рис. 2.149.** Профили радиозондирования на частотах 3 и 7 МГц (белые линии) на куполе Сайпл и о. Рузвельт (*а*). Границы зоны приливных деформаций, установленные по повторным трекам ICESat (Brunt et al., 2010) показаны белыми точками. На участках профилей на севере (*б*) и юге (*в*) купола Сайпл и о. Рузвельт (*г*) показаны: места, где внутренние слои отклоняются к ложу (черные кружки), точки всплывания (звездочки), перегибы поверхности (квадраты) зоны донных трещин (белые участки профилей) (Catania et al., 2010)







◀▶ **Рис. 2.150.** Радарные записи вдоль профилей NA–NA′ (*а*), NB–NB′ (*б*), NC–NC′ (*в*), RA–RA′ (*г*), SA′–SA (*д*), SB′–SB (*е*), SC′–SC (*ж*) на куполе Сайпл и о. Рузвельт. Положение профилей показано на рис. 2.149. Черная и белая стрелки показывают положение стратиграфического погружения верхних слоев и перегиб склона поверхности; область гидростатического равновесия находится в районе линии налегания на 0 км (зона ее возможного положения выделена прозрачным белым цветом) (Catania et al., 2010)

следуя методу (Nereson et al., 1998), брали от 8 до 10 слоев и каждый слой j задавали набором из i точек, описывающих его форму в виде серии высот S_{ij} в общем числе точек вдоль слоя n_j и вычисляли индекс воспроизведения J, используя наблюденные S_{oj} и модельные S_{ij} слои и суммы квадратов их отклонений:

$$J = 1/(N - p)\ \Sigma_L \Sigma_{nj}\ \omega_i[(S^m_{ij} - S^o_{ij})^2]/\sigma_j^2, \qquad (2.109)$$

где $N = \Sigma n_j$ – общее число точек в выборке, L – количество измеренных слоев, p – количество свободных параметров в модели, ω_i – весовая функция для выбранной серии слоев. Данный анализ позволяет найти диапазон изменения скорости m и продолжительности t_m донного таяния, который наилучшим образом учитывает измеренные нарушения изохронных слоев, а время t_m может быть интерпретировано как время, в течение которого линия налегания могла занимать фиксированное положение в прошлом.

Сравнение формы, наклона и глубины погружения внутренних слоев с модельными расчетами позволило оценить минимальную скорость, продолжительность и величину донного таяния у линии налегания вдоль профилей зондирования (табл. 2.5).

Таблица 2.5

Минимальные модельные (при $J = 0{,}5$) скорости донного таяния m у линии налегания вдоль профилей радиозондирования на северном (N) и южном (S) краях купола Сайпл и на о. Рузвельт (RI)*

Профиль/Параметр	NA–NA′	NB–NB′	NC–NC′	RI	DB–CB′	SC–SC′
Минимальная скорость донного таяния m_{min}, м/год	0,07	0,13	0	0,72	0	0
Продолжительность донного таяния при m_{min}, годы	360	460	0	230	0	0
Величина таяния, м	25	60	0	166	0	0

* Для каждого профиля модельное решение дополнено до величины, предсказанной океанографической моделью (Holland et al., 2003). Для профилей, где нет погружения слоев, предполагается, что $m = 0$.

2.12.2. Оценка балансовым методом по поверхностной скорости и толщине льда

Лед из внутренних частей Антарктиды достигает линии налегания шельфовых и выводных ледников, всплывает и начинает таять на их подошве. Из балансовых соображений сохранение массы между двумя створами на линии налегания (*GL*) и ниже по ее течению (*DG*) будет выполняться при условии, если утончение ледника dH/dt на площади шельфового ледника SA между этими двумя створами будет равно разности аккумуляции A на поверхности и донного таяния B, т.е.

$$dH/dt = A - B \pm (\phi_{GL} - \phi_{DG})/ISA, \qquad (2.110)$$

где ϕ_{GL} и ϕ_{DG} − потоки льда на створе линии налегания (*Gl*) и ниже по течению (*DG*). При стационарных условиях $dH/dt = 0$ и, если пренебречь величиной тая-

ния и аккумуляции на верхней поверхности (менее 0,5 м/год) по сравнению с донным таянием, то его значение B будет равно разнице потоков льда на верхнем и нижнем створах.

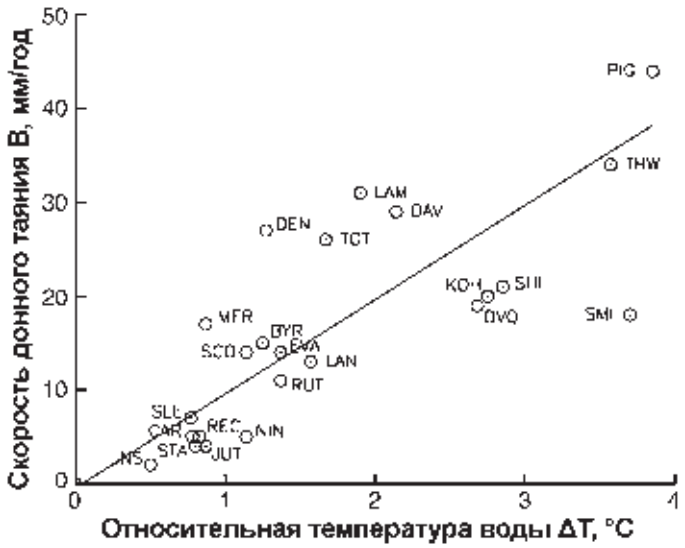
Такой метод оценки требует знания скоростей движения и толщины льда на створах. Для этого на ледниках Антарктиды по данным радиоинтерферометрических измерений были определены поверхностные скорости движения в районе линии налегания. Положение самой линии налегания также идентифицировано по данным радиоинтерферометрии. Толщина льда (H_p) на линии налегания и на нижнем створе оценивалась по уравнению гидростатики и контролировалась данными радиозондирования при их наличии.

Результаты оценок показали, что скорости донного таяния у линии налегания шельфовых ледников Антарктиды находятся в диапазоне от первых метров до ~40 м/год (на леднике Пайн-Айленд). Оказалось, что скорости донного таяния коррелируют с температурой океанических вод (рис. 2.151). Уравнение регрессии имеет вид

$$B = 10{,}06\Delta T - 0{,}48 \qquad (2.111)$$

с коэффициентом корреляции $R = 0{,}92$. Оно показывает, что увеличение эффективной температуры океана на 0,1 °С будет увеличивать скорость донного таяния на 1 м/год.

Большинство вычисленных скоростей донного таяния вблизи линии налегания превышают на 1–2 порядка средние по площади скорости для самых крупных шельфовых ледников. Отклонения от линии регрессии связаны с неопределенностями в температуре океана, толщине льда и с предположением о стационарном состоянии ледников. Скорость донного таяния зависит также от скорости теплообмена подошвы шельфовых ледников с океаном, которая, в свою очередь, зависит от поля плотности и солености морской воды, приливного перемешивания, топографии

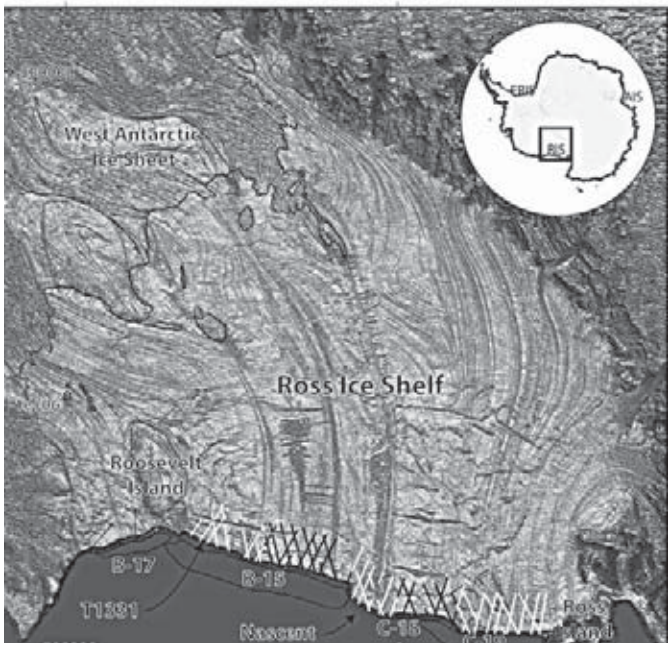


▲ **Рис. 2.151.** Скорость донного таяния B (мм/год) ниже линии налегания шельфовых и выводных ледников в Антарктиде как функция температуры океанских вод относительно точки замерзания ΔT на глубине, равной 0,88 от толщины льда на линии налегания (Rignot, Jacobs, 2002)

морского дна и формы подледниковой полости – локальных и обычно плохо известных факторов (MacAyel, 1984; Makinson, 2002).

2.13. Таяние в краевой части плавучих ледников

Таяние краевых областей шельфовых ледников можно определить с помощью повторных измерений высоты их поверхности. Данные таких (с интервалом от 39 до 146 дней) измерений, выполненные в период с 2003 по 2008 г. лазерным альтиметром GLAS со спутника ICESat высоты поверхности у фронта шельфового ледника Росса (Horgan et al., 2011), позволили оценить скорости донного таяния на расстоянии до 60 км от фронта ледника (рис. 2.152).



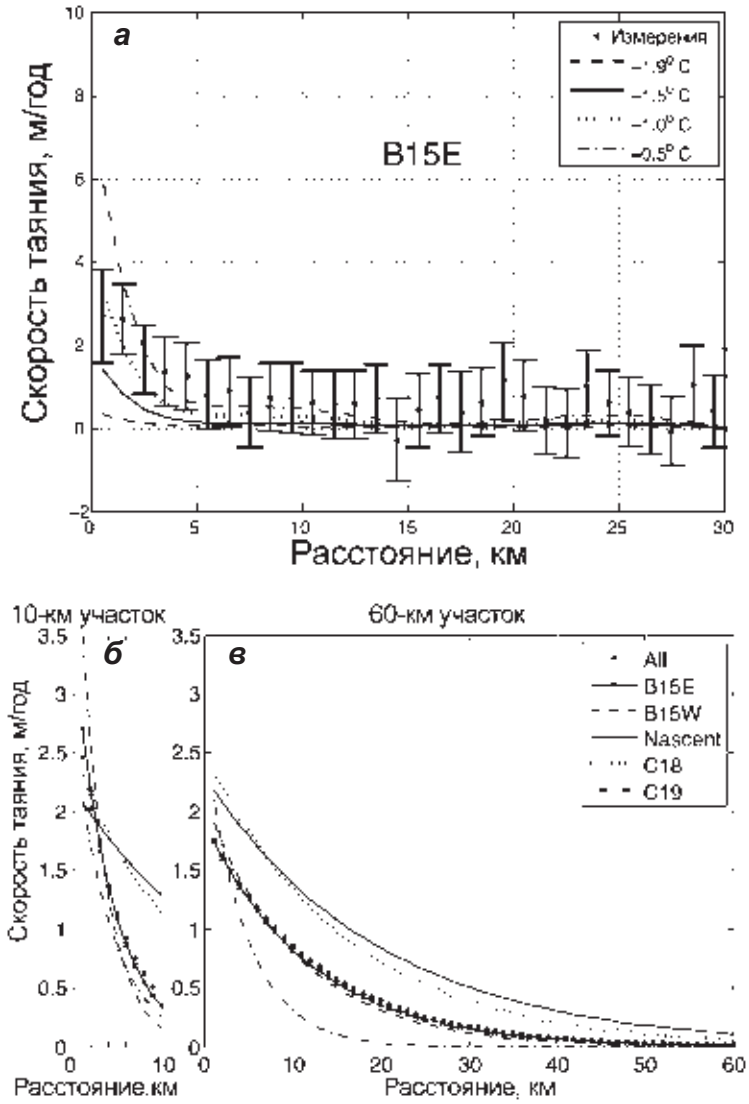
◀ **Рис. 2.152.** Треки измерений со спутника ICESat высоты поверхности у фронта шельфового ледника Росса. Толстой черной линией показано положение линии налегания. Тонкие черные линии и стрелки обозначают отдельные события откола айсбергов с января 2000 г. (Horgan et al., 2011)

По изменениям dH/dt высоты поверхности H скорость донного таяния M_b определялась из соотношения

$$dH/dt = M_s - M_b - H\varepsilon_{zz} - f, \qquad (2.112)$$

где M_s – скорость аккумуляции, ε_{zz} – скорость деформации, f – изменение толщины фирна.

Скорость аккумуляции M_s получена из данных измерений (Arthern et al., 2006); скорость деформации ε_{zz}, вычисленная из условия гидростатического равновесия льда, принята постоянной и равной 0,001 м/год; из этого же условия определена величина f. Было также учтено влияние приливов, изменяющих высоту поверхности в диапазоне до ±2 м (Shuman et al., 2006). Пример полученных данных и их аппроксимации показательной функцией приведен на рис. 2.153. Согласно этим данным, скорость донного таяния экспоненциально увеличивается при приближении



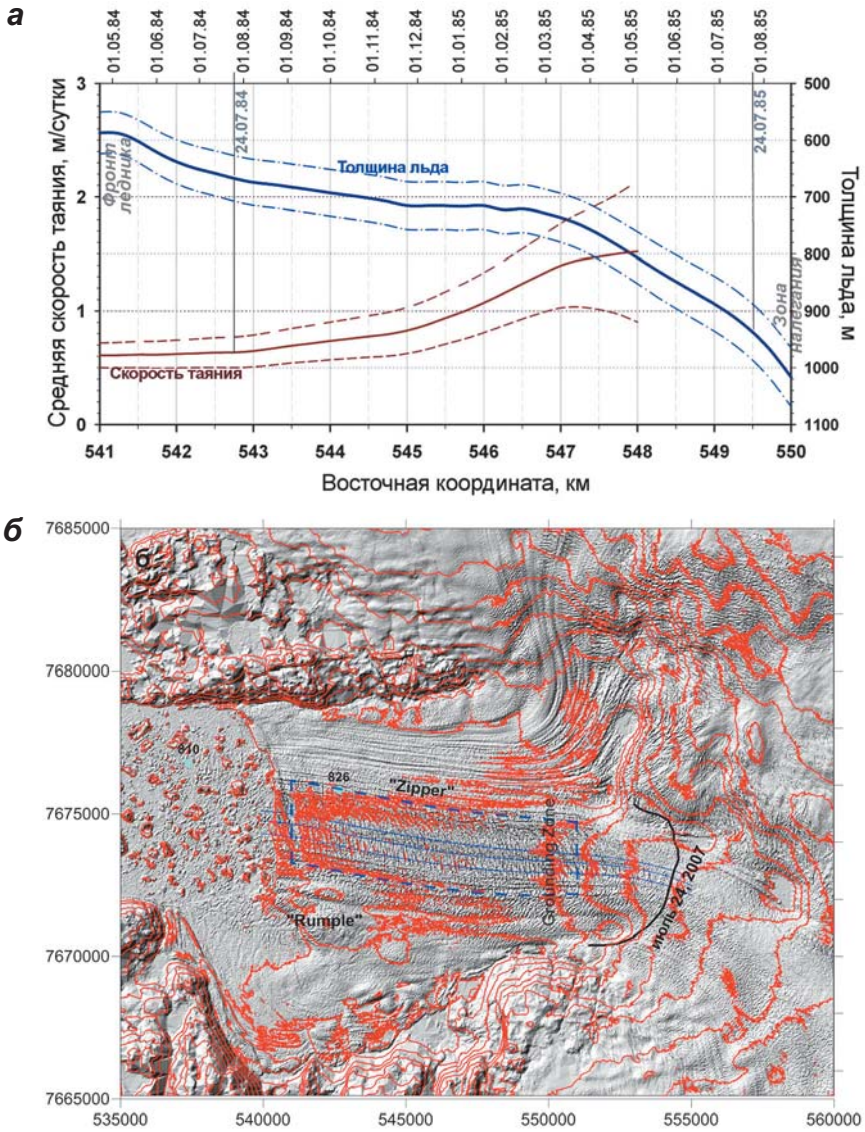
▲ **Рис. 2.153.** Измеренная скорость донного таяния (м/год) на профиле B15E (*а*) и ее экспоненциальное изменение на этом и других профилях на расстоянии до 10 км (*б*) и до 60 км (*в*) от фронта шельфового ледника Росса. Измеренная скорость донного таяния на профиле B15E (точки на *а*) сравнивается с результатами моделирования для разных поверхностных температур морской воды. Положение профилей показано на рис. 2.152 (Horgan et al., 2011)

к фронту ледника и на расстоянии 1 км от него достигает 2,8±1,0 м/год. Донное таяние на 60-км участке описывается соотношением

$$M_b = 2{,}0x \exp(-x/11900) \text{ м/год}. \qquad (2.113)$$

На расстоянии x менее 40 км от фронта ледника общее таяние составляет около 16 км^3/год, т.е. не менее 20% общего таяния под всем шельфовым ледником, существенно влияя на его общий баланс массы.

Пространственное осреднение вдоль фронта ледника показало, что картина таяния различается между районами в зависимости от того, происходил ли там откол айсбергов или нет. Моделирование с учетом зонально осредненных данных о толщине льда, уклоне ложа и скорости приливов вдоль фронта ледника показало (рис. 2.153, *в*), что измеренная на профиле B15E скорость донного таяния лучше соответствует поверхностной температуре морской воды около −1,5 °C и ее повы-



▲ **Рис. 2.154.** Оценки средних скоростей таяния на подошве плавучего языка ледника Якобсхавн (*а*); голубыми линиями показана толщина ледника (м), осредненная по его ширине, и диапазон погрешности, красными линиями – средняя скорость донного таяния (м/сут) и диапазон погрешности; нижняя и верхняя горизонтальные оси показывают расстояние в км в системе координат UTM и даты, когда лед находящийся в данном месте, пересекал линию налегания; *б*) положение зоны налегания на леднике Якобсхавн (Motyka et al., 2011)

шение до −0,5 °С может привести к значительному (от 2 до 6 м/год) увеличению таяния под фронтом шельфового ледника.

Повторные измерения высоты поверхности с помощью аэрофотограмметрии, дополненные данными о толщине льда и скорости его движения у линии налегания, дали возможность оценить скорости таяния подошвы плавучей части ледника Якобсхавн в Гренландии (Motyka et al., 2011). Эти оценки показали, что при температуре окружающей воды +4,2 °С донное таяние в среднем составляет 228±49 м/год (0,62±0,13 м/день) (рис. 2.154).

2.14. Выводы

Приведенные выше данные свидетельствуют о широких возможностях и высоком потенциале дистанционных и геофизических методов для исследования воды на поверхности, в толще и на ложе ледников, обеспечивающих получение исходных данных, необходимых для моделирования их режима и динамики.

Различные модификации космических методов позволяют не только исследовать пространственно-временные изменения областей таяния на поверхности ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, пути дренирования талой воды, положение, размеры, глубину и объем наледниковых озер и водоемов и их изменения и положение ледниковых колодцев в Гренландии, но и обнаруживать крупные скопления воды (подледниковые озера) в Антарктиде, Исландии и на Аляске, а также следить за их изменениями − наполнением, опорожнением и прорывами.

Информацию о поверхностных характеристиках ледников дают космические съемки их отражательной способности в видимом, ближнем инфракрасном и диапазоне длин с помощью таких сенсоров, как Landsat TM и ETM+, AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), Envisat AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) и Aqua/Terra MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), позволяющих получать изображения со средним и высоким разрешением (15−1000 м) в светлое время суток и в безоблачных условиях. Съемки в сантиметровом диапазоне радиометрами AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) (с 1978 г.), SMMR (Scanning Multichannel Micriwave radiometer) (1981−1987 гг.), SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) (в настоящее время) со спутников Нимбус-7 и DMSP позволяют определять радиояркостные температуры поверхности и по ним судить о распределении областей с сухим и влажным снегом на поверхности и продолжительности сезона таяния. Появление воды на поверхности ледников независимо от условий освещенности и облачности позволяет определять измерения обратного рассеяния в сантиметровом диапазоне длин рефлектометрами разных систем, установленных на спутниках ERS-1/2, RADARSAT, QuikSCAT и др., обеспечивающих получение данных в полосе 1400−1800 км с разрешением 8−10 км с суточными и более длинными интервалами времени. В 1979−2009 гг. в прибрежных районах Гренландии поверхностное таяние наблюдалось в течение 2−40 дней и их количество за этот период возросло до 1,4 дней/год.

Изображения MODIS и ASTER с более высоким разрешением (15−500 м) позволяют идентифицировать наледниковые озера, водоемы и водотоки, а также определять сезонные и межгодовые изменения площади наледниковых озер, их глубину и объем. В трех районах (на юго-западе, северо-западе и северо-востоке) Гренландии

в 2003–2007 гг. общая площадь наледниковых озер достигала 120 км^2, их средняя площадь в разных высотных зонах в период таяния составляла 0,16–0,42 км^2, общий объем достигал 1 км^3 и максимальный расход – 100 млн м^3.

Характерным поверхностным признаком подледниковых озер в Антарктиде служат очень маленькие уклоны поверхности ледникового покрова над озером, а также изменения высоты поверхности над активными озерами, которые могут быть обнаружены по повторной радарной и лазерной альтиметрии и радиоинтерферометрии со спутников RADARSAT, ERS-1, ERS-2, IceSat и других, обеспечивающих сантиметровую точность измерений вертикальных смещений ледниковой поверхности и возможность сравнения данных повторных съемок с интервалом до нескольких лет.

Данные спутниковой альтиметрии и радиоинтерферометрии могут быть также использованы для определения положения линии налегания и всплывания на шельфовых и выводных ледниках и ледяных потоках, а также для оценки толщины льда у линии налегания из условия гидростатического равновесия плавающей в море части ледника. Для этой цели могут быть использованы цифровые модели рельефа (ЦМР), построенные по изображениям ASTER, хотя они обеспечивают меньшую точность (порядка 15 м).

Согласно современным данным, общая длина линии налегания в Антарктиде составляет 53 610 км, из которых 74% приходится на плавающие шельфовые и выводные ледники, 19% – на участки, где край ледникового покрова обрывается в открытый или покрытый морским льдом океан, и 7% – на границу с коренными породами. Протяженность гидростатической линии на шельфовых ледниках, где они испытывают влияние океанских приливов, составляет 27 521 км.

Радиолокационные измерения с наземного и воздушного транспорта позволяют по картине отражений, времени запаздывания, амплитуде и мощности отраженных сигналов измерять толщину ледников, исследовать их внутреннее строение и оценивать их гидротермическое состояние, содержание и распределение воды в ледниковой толще. Повторные измерения позволяют также исследовать пространственно-временные изменения внутреннего строения и гидротермического состояния ледников. На шельфовых ледниках измерения их толщины радиолокационным методом затрудняет слой намерзшего на их подошве морского льда, который препятствует регистрации отражений от границы его раздела с морской водой. В этих случаях толщину морского льда определяют из условия гидростатического равновесия, используя данные о высоте поверхности ледника, полученные другими дистанционными методами. Для повышения точности оценок при этом необходимо учитывать возможные пространственные изменения плотности пресноводного льда и морской воды, а также толщины и плотности фирна и степени насыщения его талой водой.

Важным дистанционным индикатором гидротермического состояния ледников являются отражения от скоплений воды в их толще. На политермических (двухслойных) ледниках, состоящих из верхнего слоя холодного льда и нижнего слоя теплого водосодержащего льда, таким индикатором служит внутренний отражающий горизонт (ВОГ) от границы раздела этих слоев и близко совпадающий по глубине с изотермой 0 °С, на холодных и теплых ледниках – отсутствие ВОГ, на теплых ледниках – также множество нерегулярных отражений от включений воды в теплом льду.

Абсолютное объемное содержание воды во льду теплых и политермических ледников может быть оценено несколькими способами: путем измерений скорости распространения радиоволн по данным двухпозиционного и многопозицион-

ного наклонного радиозондирования методом общей глубинной точки (ОГТ), путем измерений скорости распространения сейсмических волн, по данным измерений методом отраженных волн (МОВ), из сравнения данных радиозондирования и бурения, по данным вертикального и горизонтального радиолокационного каротажа скважин и с использованием гиперболических отражений от включений воды. В политермических ледниках содержание воды в верхней части слоя теплого льда может быть также оценено по величине коэффициента отражения от ВОГ, а относительное содержание воды − по мощности обратного рассеяния от включений воды. Аналогичными методами могут быть оценены пространственно-временные вариации содержания воды в теплых и политермических ледниках. При этом точность оценок существенно зависит от точности определения скорости распространения радио- и сейсмических волн в леднике и в меньшей степени − от используемых зависимостей скоростей от диэлектрических и упругих свойств смесей льда, воды и воздуха. При оценке содержания воды в ледниках следует имет в виду возможную анизотропию скорости радиоволн.

Наибольшее количество воды (от 2,5 до 7,8%) содержится в толще теплых ледников в период таяния. Содержание воды зависит от особенностей их внутреннего строения и погодных факторов. Наличие зон дробления во льду благоприятствует проникновению талой воды в толщу и к ложку, заполнению внутриледниковых полостей в периоды повышенного таяния и дренажу в более холодные периоды.

Примерно такое же количество воды может находиться в верхней части слоя теплого льда политермических ледников. Это создает благоприятные условия для выявления таких ледников по данным радиозондирования, так как внутренняя отражающая граница (ВОГ) раздела холодного и теплого водосодержащего льда хорошо прослеживается на радарных записях и может служить индикатором таких ледников. На архипелаге Шпицберген таким путем выявлено несколько десятков политермических ледников, многие из которых относятся к ледникам пульсирующего типа, что создает предпосылки для оценки их пульсирующего потенциала. Вместе с тем изменения глубины и конфигурации ВОГ (толщины холодного слоя льда) могут служить индикатором изменений климата за последние десятилетия.

В холодных, теплых и политермических ледниках количество и положение макровключений воды, размеры которых соизмеримы с длиной волны локатора во льду, могут быть оценены по фазовым и амплитудным характеристикам отраженных сигналов, а их размеры − по мощности отражений. В холодных ледниках для оценки положения, высоты, ширины и степени заполненности водой внутриледниковых каналов могут быть использованы гиперболические отражения от верхней и нижней стенок канала и воды в нем. По серии вертикальных гиперболических отражений могут быть также оценены глубина ледниковых колодцев и степень их заполнения воздухом, снегом или водой. По данным радио- и сейсмозондирования могут быть обнаружены заполненные водой придонные трещины и оценены запасы воды в них, а по данным сейсмо- и электрозондирования – оценено изменение содержания воды и породы по глубине каменных глетчеров. Объем крупных подледниковых скоплений воды в ледниках толщиной до 100 м может быть также оценен методом протонного магнитного резонанса (ПМР).

Большие различия в диэлектрической проницаемости льда, пород ложа и воды создают благоприятные условия для выявления и картирования областей донного таяния по интенсивности отражения радиоволн от разных границ раздела. Для более однозначной интерпретации этих данных необходимо учитывать региональные

изменения удельного поглощения радиоволн в леднике, зависящие от температуры льда, содержания примесей во льду и особенностей строения ледниковой толщи.

Дистанционное обнаружение крупных подледниковых скоплений воды на ложе облегчают низкая шероховатость границы раздела лед−вода и большое различие диэлектрических свойств льда и воды. Благодаря этому достаточно надежным индикатором подледниковых озер в Антарктиде становятся «плоские» и «сильные» отражения от этой границы. Тем не менее возникают трудности при идентификации менее крупных и менее глубоких подледниковых озер, так как на характер радарных отражений начинают влиять подстилающие породы.

Другим индикатором служит плоская поверхность над достаточно крупными озерами, что позволяет выявлять их по данным спутниковой радиоинтерферометрии, радио- и лазерной альтиметрии и судить об изменениях их объема, скорости наполнения и опорожнения. Вычисления гидравлического потенциала в целом дают правдоподобную картину течения подледниковой воды, особенно когда привлекаются данные лазерной альтиметрии об изменениях высоты поверхности ледникового покрова.

Наиболее эффективным инструментальным методом дистанционной оценки условий на нижней границе ледников служит метод радиолокационного зондирования. Оценки основаны на уравнении радиолокации, показывающем зависимость мощности донных отражений от параметров приемо-передающей и регистрирующей аппаратуры, толщины и строения ледника и диэлектрических свойств льда и субстрата. С одной стороны, эти параметры определяют глубину зондирования ледников, а с другой − потери на поглощение и рассеяние электромагнитной энергии во льду и интенсивность отражений от ложа. Поскольку поглощение во льду зависит главным образом от его температуры и содержания примесей, достоверность оценок во многом определяется распределением температуры во льду и степенью его неоднородности (слоистости), которые, в свою очередь, зависят от скорости аккумуляции и геотермического потока. В итоге это позволяет с большей или меньшей достоверностью определять области таяния и намерзания на ложе ледникового покрова Антарктиды и оценивать параметры шероховатости ложа. Достоверность оценок возрастает, когда для калибровки используются отражения от подледниковых озер и морской воды.

Методы когерентной радиолокации позвояют получить дополнительные характеристики условий на ложе ледников, в частности, обнаруживать небольшие скопления воды на ложе ледниковых покровов, количественно оценивать степень концентрации подледниковых водотоков и анизотропии их систем, идентифицировать с большим разрешением придонное строение ледников.

Вычисления гидравлического потенциала в целом дают правдоподобную картину течения подледниковой воды, особенно когда привлекаются данные лазерной альтиметрии об изменениях высоты поверхности ледникового покрова.

Данные сейсмозондирования также могут быть использованы для оценки условий на ложе ледников по амплитудным и фазовым характеристикам отражений, акустическому импедансу и скорости распространения продольных и поперечных волн − наличия слоя воды, мерзлоты, талых пород, водных включений в подстилающих отложениях, определять их толщину, пористость и плотность и содержание моренных включений. Отражения от поверхности и дна подледниковых озер могут быть также использованы для определения их глубины и объема.

ГЛАВА 3

Вода в ледниках Арктики и Субантарктики: опыт применения геофизических методов

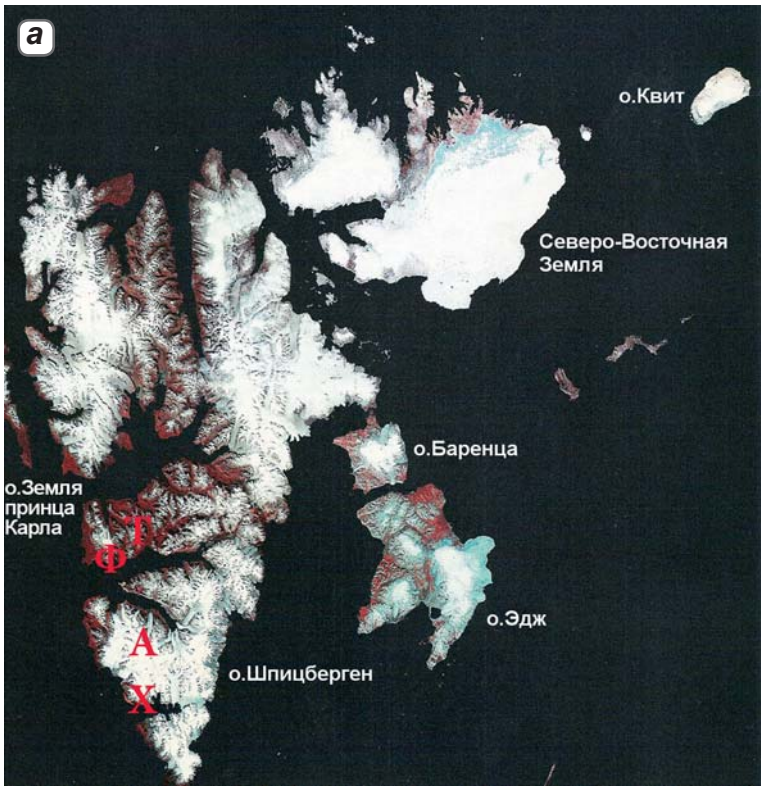
Главная задача этой главы заключается в том, чтобы показать на ряде примеров, как авторы книги применяли на практике некоторые методы, описанные в предыдущей главе, в своих исследованиях воды в ледниках Арктики и Субантарктики и какие конкретные результаты были ими получены.

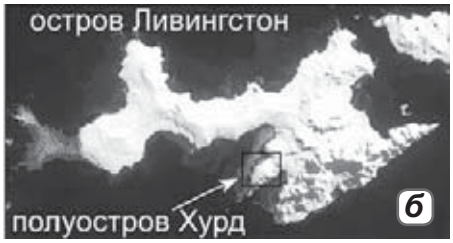
3.1. Районы и объекты исследований

В рамках исследований по программе МПГ несколько проектов было посвящено исследованиям воды в теплых и политермических ледниках с применением радиолокационных и радиофизических методов. К ним относятся Международный проект «Динамическая реакция арктических ледников на глобальное потепление» (Dynamic response of Arctic glaciers to global warming – GLACIODYN) и ряд национальных проектов, в которых, наряду с авторами этой книги, принимали участие ученые из Польши, Испании, Узбекистана, Норвегии, Финляндии, Швеции и Великобритании. Эти проекты выполнялись в 2003–2007 гг. в Арктике, на архипелаге Шпицберген, и в Антарктике, на о. Ливингстон (рис. 3.1).

Объектами исследований на Шпицбергене были ледники Ханс, Фритьоф, Тавле и ледниковое плато Амундсена, на острове Ливингстон – ледники Джонсонс и Хард на п-ове Хард. На Шпицбергене полевые исследования стали продолжением работ Института географии АН СССР (ныне Институт географии РАН), выполнявшихся в 1974–1984 гг., на о. Ливингстон – продолжением работ Испанской антарктической экспедиции, начатых в 1995 г.

Основной целью исследований было выяснение связи пространственно-временных вариаций содержания воды с движением ледников и механизмом подвижек политермических ледников. Последнее обусловлено тем, что многие из таких ледников, по данным предыдущих исследований на архипелаге Шпицберген (Мачерет и др., 1992; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007), относятся к ледникам пульсирующего типа и их важным дистанционным индикатором служат отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ) – протяженной границы





▲ ◀ **Рис. 3.1.** Объекты исследований 1999–2007 гг. на архипелаге Шпицберген (*а*) и на о. Ливингстон (*б*). Буквами обозначены: Х – ледник Ханс, Ф – ледник Фритьоф, А – ледниковое плато Амундсена, Т – ледник Тавле

раздела верхнего слоя сухого холодного льда и нижнего слоя теплого водосодержащего льда, регистрируемые на радарных записях, а также более низкая скорость распространения радиоволн в теплом льду (Kotlyakov, Macheret, 1987; Macheret, Glazovsky, 2000) по сравнению с холодным льдом.

3.2. Радиолокационная аппаратура и методика исследований

Для радиолокационных и радиофизических исследований применялась разная аппаратура (рис. 3.2): моноимпульсные локаторы ВИРЛ разных модификаций (ВИРЛ-2, ВИРЛ-6) с центральной частотой 20 МГц (Василенко и др., 2001; Vasilenko et al., 2002), моноимпульсный локатор RAMAC шведской фирмы Mål a с центральной

▲ **Рис. 3.2.** Моноимпульсные локаторы ВИРЛ-2 (*а*) и ВИРЛ-6 (*б*) с системой цифровой и регистрации радарных и навигационных данных (*в*), RAMAC-200 и ВИРЛ-6 (на переднем и заднем плане) (*г*) и локатор с синтезированной апертурой на частоте 350 МГц (*д*), применявшиеся в 1999–2007 гг. для радиолокационных и радиофизических исследований ледников на архипелаге Шпицберген и о. Ливингстон

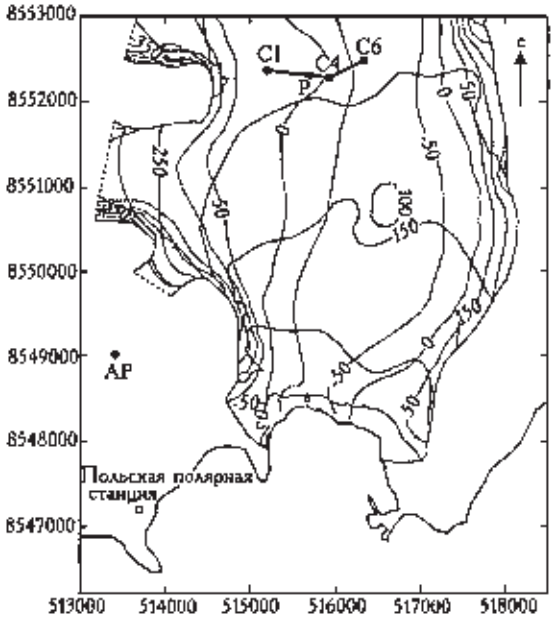
частотой 25 и 200 МГц и локатор с синтезированной апертурой с частотой 350 МГц (Hamran et al., 1993). Эти локаторы снабжены системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS-данных и системой запуска либо от одометра с интервалом 0,4–1,7 м, либо в автоматическом режиме с интервалом от 0,1 до 1 с с шагом 0,1 с (ВИРЛ-6) и от 1 до 99 с с шагом 1 с (ВИРЛ-2) и монтировались на санях, транспортируемых снегоходом.

В локаторах ВИРЛ использовалась система синхронизации по оптоволоконному кабелю, что позволяло выполнять наклонное радиозондирование с разносом приемной и передающей антенн на расстояние до 500 м. Соответствующее программное обеспечение (Кульницкий и др., 2001) позволяет визуализировать радарные записи и выполнять их последующую обработку и интерпретацию, используя соответствующие модули, которые обеспечивают амплитудную коррекцию, частотную фильтрацию, пикировку отражений в интерактивном режиме и определение временных и амплитудных характеристик отраженных сигналов, а также построение соответствующих профилей и карт (Василенко и др., 2001).

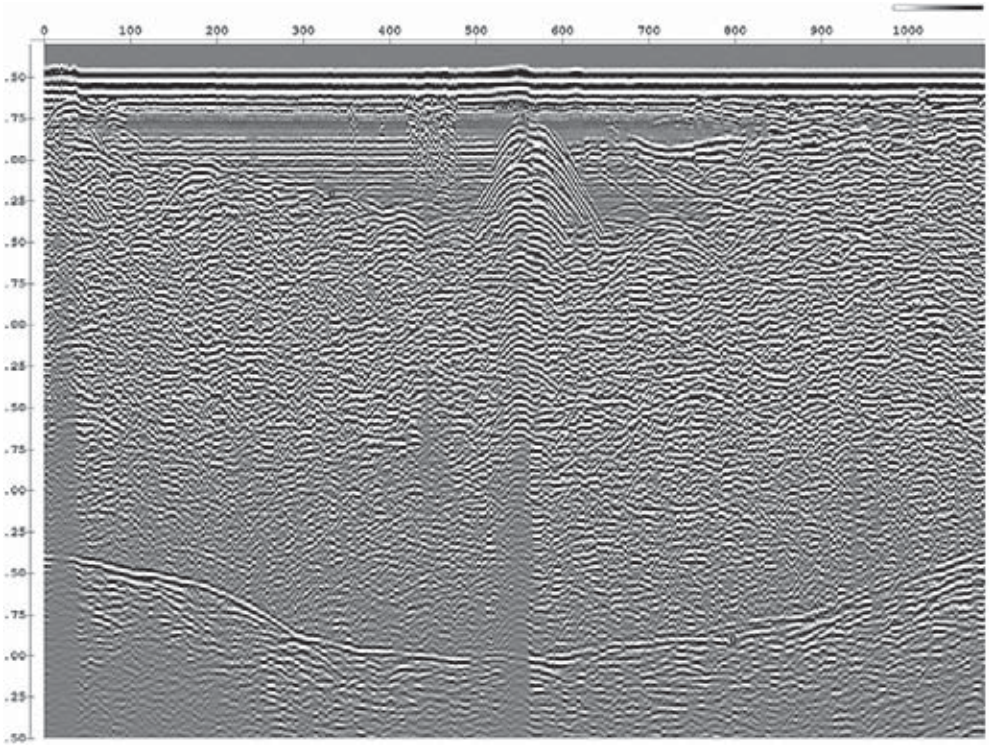
3.3. Результаты исследований

3.3.1. Ледник Ханс

На леднике Ханс исследования проводились летом 2003 г. и весной 2004 г. (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005) и включали: 1) повторные измерения с 25 МГц локатором RAMAC в период таяния (между 17 июля и 4 августа 2003 г.) вдоль поперечного профиля, расположенного в районе границы питания; 2) повторные измерения скорости распространения радиоволн методом наклонного радиозондирования с



◄ **Рис. 3.3.** Радиолокационные и радиофизические исследования на леднике Ханс в 2003 и 2004 гг. С1–С6 – поперечный профиль, где в период таяния с 17 июля по 4 августа 2003 г. проводились повторные измерения, С4 – центральная точка ОГТ-измерений, Р – положение автоматической метеостанции, DGPS-приемника и радарных измерений в фиксированной точке в период таяния с 25 июля по 1 августа 2003 г. (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)

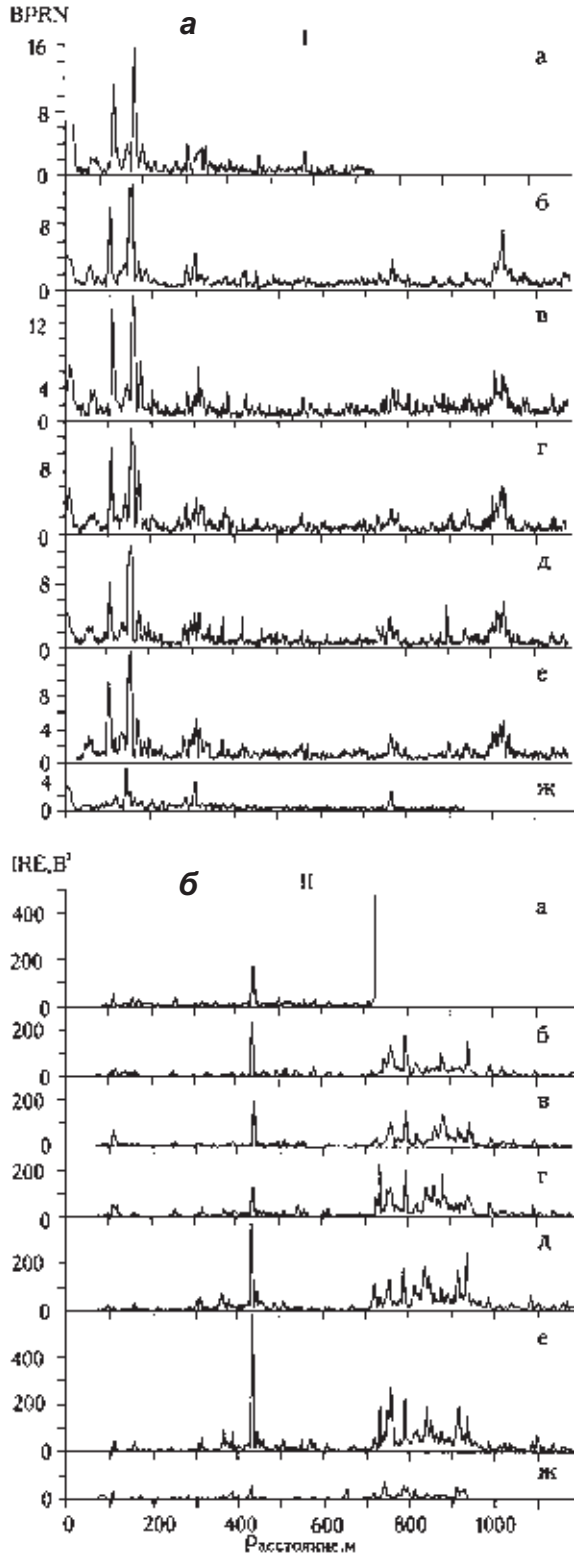


▲ **Рис. 3.4.** Строение ледника Ханс по данным радиозондирования на поперечном профиле C1–C6 (см. рис. 3.3) 20 МГц локатором ВИРЛ-6 (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)

общей глубинной точкой (ОГТ) с шагом 5 и 10 м в теплый (23 июля, 8 августа 2003 г.) и холодный (11 апреля 2004 г.) периоды; 3) измерения амплитуды отраженных сигналов в фиксированной точке с интервалом 1 мин в период таяния (с 25 июля по 1 августа 2003 г.); 4) синхронные измерения в этот же период температуры воздуха и скорости поверхностного таяния с интервалом 1 ч с помощью автоматической метеостанции, а также (5) измерение поверхностной скорости ледника во время 30-минутных сессий с интервалом 1–3 ч с помощью дифференциального GPS-приемника, установленного вблизи этой станции (рис. 3.3). Все эти измерения выполнены на участке поперечного профиля C1–C6, где регистрировались отражения от ложа и границы раздела холодного и теплого льда (рис. 3.4).

Повторные измерения на поперечном профиле. Результаты повторных измерений мощности, нормированных по толщине льда, по методу (Gades, 1999) (см. раздел 2.8.3) отраженных сигналов от ложа BPRN и границы раздела холодного и теплого льда IRE на поперечном профиле C1–C6 приведены на рис. 3.5.

Локальный максимум, отражений BRPN на участке 150–200 м, интерпретирован как индикатор большего количества воды у границы раздела лед–ложе в районе углубления ложа. Большие величины IRE и почти постоянные величины BRPN соответствуют участку профиля 725–900 м, расположенному в зоне с хорошо разработанной дренажной системой в виде трещин и ледниковых колодцев, проникающих через холодный лед. Однако по краям этой зоны получены относительно низкие значения IRE, а увеличивающееся количество воды у границы лед–ложе проявляется в высоких значениях BRPN. Низкие значения IRE, особенно на участке вблизи 650 м по



◀ **Рис. 3.5.** Изменение мощности отраженных сигналов от ложа BPRN (*а*) и из толщи теплого льда IRE (*б*) вдоль поперечного профиля ледника Ханс в период таяния 2003 г. (а – 17 июля, б – 19 июля, в – 20 июля, г – 23 июля, д – 25 июля, е – 26 июля, ж – 4 августа) (Яниа и др., 2005)

обе стороны от системы трещин и ледниковых колодцев, коррелируют с положением самого толстого слоя холодного льда, в котором рассеяние/ослабление радиоволн намного меньше, чем в теплом льду.

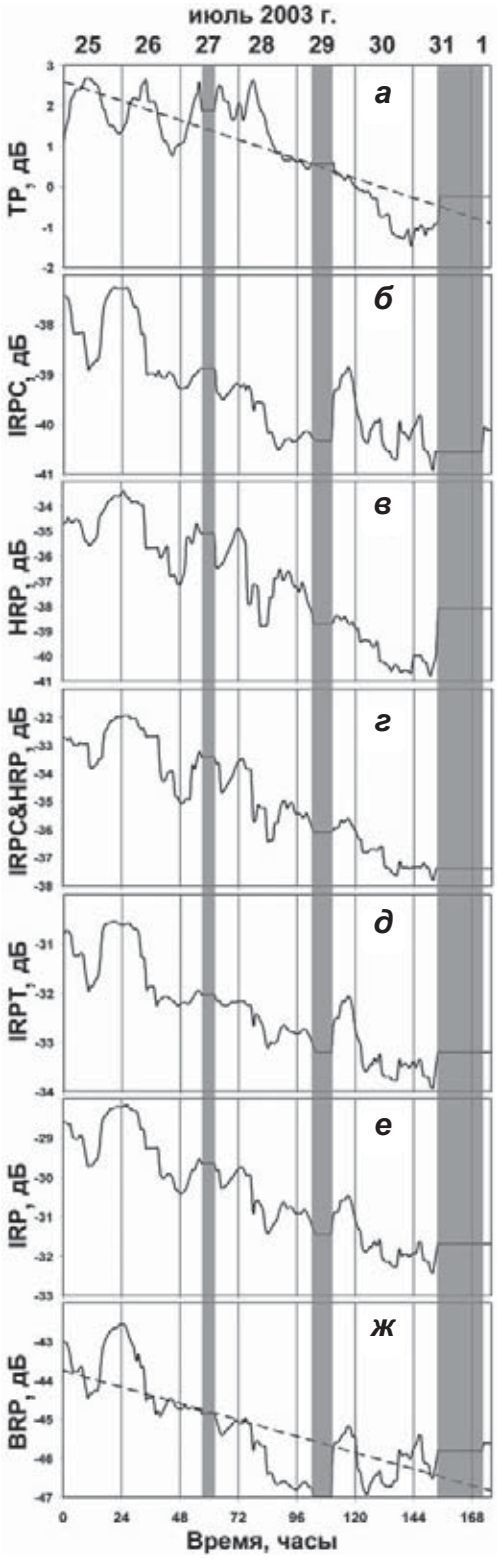
Область трещин, видимая на радарном профиле на дистанции около 300 м, обнаруживается на графиках BRPN в виде локальных максимумов, но не проявляется на графике IRE. В противоположность этому трещина на дистанции 430 м соответствует локальному максимуму на графике IRE, но не проявляется на графике BRPN. Очевидно, трещина на дистанции 300 м, имеет хорошую связь с ложем через дренажную систему и поставляет к нему большее количество воды, обусловливая более высокую отражательную способность границы раздела лед–ложе, тогда как трещина на дистанции 330 м может не иметь такой связи.

Анализ метеоданных показал, что положительный тренд мощности отражений BRPN и IRE в первые дни измерений связан с понижением температуры воздуха, а их экстремально низкие уровни, отмеченные 4 августа, – с сильным потеплением во время феновых ветров и увеличением поверхностного таяния, приведшими к увеличению слоя талой воды на поверхности ледника и к ослаблению мощности излучаемого в ледник сигнала.

Измерения в фиксированной точке. В период таяния в течение 8 дней (с 25 июля по 1 августа

2003 г.) с интервалом 1 мин регистрировались амплитуды отраженных сигналов от ложа (BRP), границы раздела холодного и теплого льда (IRP) и из всей толщи между поверхностью и ложем ледника (IRP). Для измерений применялся локатор ВИРЛ-2, приемная и передающая антенны которого были разнесены на расстояние 60 м относительно центральной точки С4 наклонного радиозондирования (см. рис. 3.3). Полученные данные, осредненные с интервалом 1 ч в соответствующих временных окнах, служили основой для определения мощности излученных сигналов (NP), отражений из слоя холодного льда (IRPC), от границы раздела холодного и теплого льда в (HRP), из слоя холодного льда и от границы холодного и теплого льда (IPRC–HRP), из слоя теплого льда (IRPT), из слоя теплого льда и от ложа (IRP), из всей толщи ледника между поверхностью и ложем (IRP) и от ложа (BRP) (рис. 3.6).

Чтобы учесть временные изменения мощности излученных сигналов NP и получить временные ряды, характеризующие изменения отражающих свойств ложа, границы раздела холодного и теплого льда и слоя теплого льда, из каждого указанного выше ряда был вычтен временно́й ряд TP и определены мощности отражений из слоев холодного (IRPC) и теплого (IRPT) льда, из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда (IRPC–HRP).



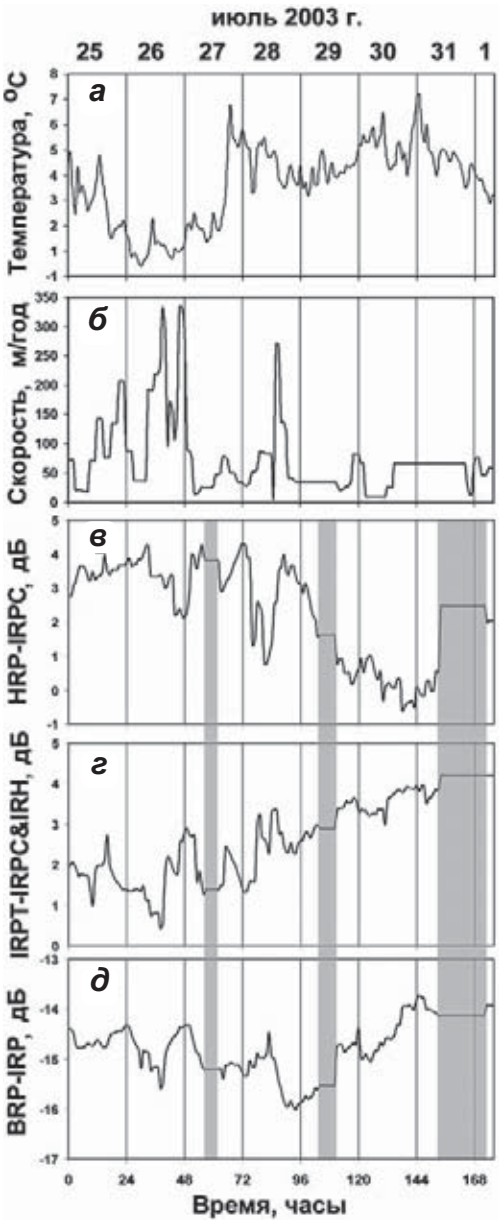
▶ **Рис. 3.6.** Изменение в период таяния с 27 июля по 1 августа 2003 г. мощности излученных сигналов NP (*а*), отражений из слоя холодного льда IRPC (*б*), от границы раздела холодного и теплого льда HRP (*в*), из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда IRPC–HRP (*г*), из слоя теплого льда IRPT (*д*), из всей толщи ледника IRP (*е*) и от ложа BRP (*ж*) (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)

Сравнение изменений во времени мощности излученных сигналов ТР с температурой воздуха (рис. 3.6, *а* и 3.7, *а*) показало, что за период измерений мощность излученного сигнала ТР уменьшалась с ростом температуры воздуха и наоборот. Это поведение может быть объяснено вариациями количества воды на поверхности ледника, которые следуют изменениям температуры воздуха. За 176 ч наблюдений уровень ТР понизился примерно на 3 дБ (см. рис. 3.6, *а*). Эти данные были использованы для оценки толщины слоя воды d на поверхности ледника с учетом зависимости ослабления N сигнала при двукратном прохождении этого слоя от частоты зондирования f (Smith, Evans, 1972):

$$N = 4{,}8fd. \qquad (3.1)$$

Для частоты $f = 20$ МГц эта зависимость дает величину $d = 3$ см в предположении, что в начале измерений воды на поверхности льда не было. Понижение высоты поверхности ледника за тот же период составило 33 см, а общее таяние по данным измерений автоматической метеостанцией было равно 23 см в.э., что при плотности льда 0,9 г/см^3 дает близкую величину $d \sim 4$ см.

Как и мощность излученного сигнала (см. рис. 3.6, *а*), отражения IRPC–HRP также показывают общий тренд уменьшения приблизительно на 3 дБ за весь период наблюдений (см. рис. 3.7, *г*). Это может быть объяснено двумя возможными причинами. Первая из них может быть связана с увеличением содержания воды в теплом льду (Bamber, 1987; Macheret, Glazovsky, 2000), вторая – с ростом размеров водных включений у границы раздела холодного и теплого льда. Этот эффект был продемонстрирован Д. Бамбером (Bamber, 1988) для частоты 60 МГц: увеличение радиуса водных включений в верхней части слоя теплого льда на 3 см (от 22 до 25 см) без изменения общего содержания воды (принятого равным 10%) уменьшает коэффициент



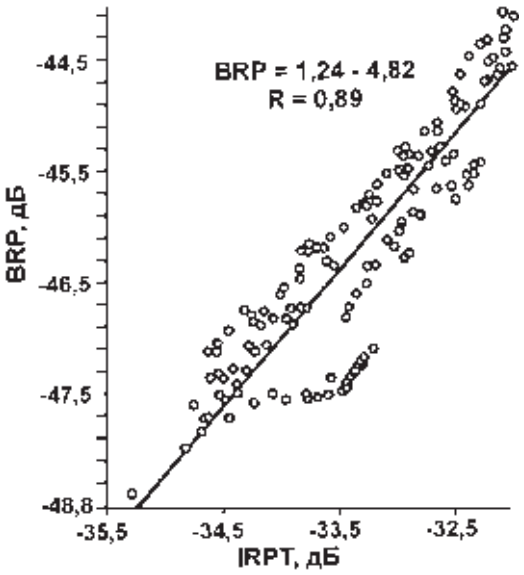
▲ **Рис. 3.7.** Изменение температуры воздуха (*а*), поверхностной скорости (*б*), мощности отражений из слоя холодного льда и от границы раздела холодного и теплого льда HRP–IRPC (*в*), из слоя холодного и теплого льда IRPT–IRPC–IRH (*г*), из слоя теплого и льда и от ложа BRP–IRP (*д*) период таяния с 27 июля по 1 августа 2003 г. (Jania et al., 2005; Яниа и др., 2005)

отражения от границы холодного и теплого льда примерно на 15 дБ, что соизмеримо с эффектом увеличения содержания воды на 1–2% (Macheret, Glazovsky, 2000). Последнее согласуется с приведенными в следующем разделе данными ОГТ-измерений скорости распространения радиоволн, показывающими увеличение содержания воды в этой части слоя теплого льда в период таяния.

В этот же период с помощью автоматической метеостанции с интервалом 5 мин и часовым осреднением измерялись температура воздуха и смещение поверхности ледника с помощью дифференциального GPS-приемника во время 30-секундных сессий с интервалом 3 ч.

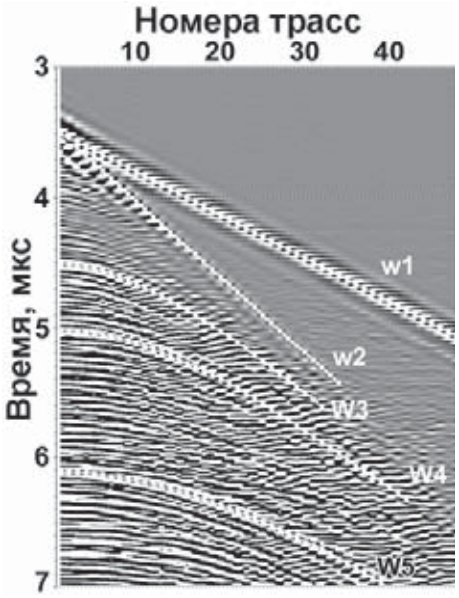
Временная серия отражающих свойств слоя теплого льда и ложа BRP–IRP (см. рис. 3.7, *д*) в целом следует за вариациями температуры воздуха (см. рис. 3.7, *а*) приблизительно с 11-часовым временным лагом (коэффициент корреляции $R^2 = 0{,}6$). Этот временно́й лаг может быть интерпретирован как время запаздывания поступления воды с поверхности ледника к слою теплого льда через хорошо разработанную дренажную систему, проникающую через весь слой холодного льда и способную поддерживать такую скорость поступления воды к ложу – на это указывает прямая связь отражающих свойств слоя теплого льда (IRPT) и ложа (BRP) с высоким коэффициентом корреляции – около 0,9 (рис. 3.8).

Это может свидетельствовать о том, что количество воды в слое теплого льда и на ложе в период эксперимента менялось почти синхронно. Такую же синхронность показали измерения в фиксированной точке мощности отражений из толщи льда и от ложа на теплом леднике Блэк-Рэпидс в Канаде в период таяния (Gades, 1998). На леднике Ханс отражающие свойства слоя теплого льда и ложа (BRP–IRP) (см. рис. 3.7, *д*) также изменялись и следовали изменениям скорости движения льда (см. рис. 3.8, *б*). Близкое соответствие максимумов и минимумов на обеих кривых особенно заметно в интервале записи 0–132 ч. Эти данные указывают на то, что содержание воды в слое теплого льда и у ложа достаточно быстро реагирует на интенсивность поверхностного таяния и свидетельствуют о высокой степени разработанности внутриледниковой дренажной системы, обеспечивающей сравнительно быстрое поступление талой воды с поверхности к ложу ледника и ускорение скорости движения ледника из-за увеличения скорости скольжения по ложу.



▲ **Рис. 3.8.** Связь мощности отражений из слоя теплого льда (IRPT) и от ложа (BRP) (Яниа и др., 2005)

Наклонное радиозондирование. Пример радарных записей, полученных при измерениях методом ОГТ с локатором ВИРЛ-6, приведен на рис. 3.9. На записи выделяются пять типов волн: 1) прямая волна W1, распространяющаяся по воздуху от передающей к приемной антенне; эта волна была использована для определения времени задержки



▲ **Рис. 3.9.** Пример радарных записей, полученных при ОГТ-измерениях на леднике Ханс летом 2003 г. Типы волн: W1 – прямая воздушная волна, W2 – волна, распространяющаяся вдоль поверхности ледника, W3 и W4 – отраженные волны от скоплений воды в слое теплого льда, W5 – отраженная волна от ложа ледника (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)

в оптоволоконном кабеле, которое, в свою очередь, использовалось при введении статической поправки; 2) прямая волна W2, распространяющаяся в приповерхностной толще ледника; 3) волна W3, отраженная от менее глубокого внутреннего отражателя 1 на границе раздела слоев холодного и теплого льда; 4) волна W4, отраженная в толще теплого льда от более глубокого внутреннего отражателя 2 в слое теплого льда; 5) волна W5, отраженная от ложа ледника.

Волна W2 и служила для определения скорости V_{dir} в приповерхностной толще ледника, волна W5 – для определения скорости V_{b} во всей толще ледника (между его поверхностью и ложем) и толщины ледника h_{b}, волна W3 – для определения скорости V_1 в холодном льду (между поверхностью ледника и отражателем 1 и глубины h_1 отражателя 1); волна W4 – для определения скорости V_2 между поверхностью ледника и отражателем 2 и глубины h_2 отражателя 2. Волны W3, W4 и W5 служили также для определения пластовых скоростей $V_{1\text{b}}$ (между отражателем 1 и ложем), $V_{2\text{b}}$ (между отражателем 2 и ложем) и V_{12} (между отражателями 1 и 2) и толщины соответствующих слоев: поверхность–отражатель 1 (H_{s1}), отражатель 1 – ложе ($H_{1\text{b}}$), отражатель 2 – ложе ($H_{2\text{b}}$) и отражатель 1 – отражатель 2 (H_{12}).

Для определения скорости V распространения радиоволн по данным ОГТ были использованы два метода: «стандартный», основанный на приближении геометрической оптики (Трепов, 1970; Jiracek, Bentley, 1971), и скоростной анализ с применением метода подобия (semblance), разработанный для обработки сейсмических данных ОГТ (Хаттон и др., 1989).

«Стандартный» метод основан на вычислении двукратного времени t пробега волны, отраженной от плоской границы раздела двух сред как функции расстояния L между передающей и приемной антеннами, расположенными на плоской поверхности ледника. В нашем случае поверхность ледника вдоль профиля измерений ОГТ неплоская и изменения ее высоты по данным измерений с дифференциальной GPS и геодезическим методом (Василенко и др., 2006; Navarro et al., 2009) достигают 10–20 м, поэтому в измеренные времена запаздывания для каждой пары офсетов вводилась поправка

$$\Delta t' = \Delta H / V_{\text{dir}}, \tag{3.2}$$

где ΔH – относительная высота поверхности ледника над самой низкой точкой на всем участке ОГТ измерений, определяемая как сумма относительных высот в точках излучения и приема, V_{dir} – скорость радиоволн прямой волны $W2$.

Полученные таким образом скорости для волн W2, W3, W4 и W5 определяют средние скорости распространения радиоволн между поверхностью ледника и соответствующими отражателями у границы раздела холодного и теплого льда, внутри слоя теплого льда и на ложе.

Для определения (пластовых) скоростей в слоях теплого льда между отражателями 1 и 2 и отражателем 2 и ложем использовались соотношения вида

$$V_{ij} = (h_j - h_i)/[(h_j/V_j) - (h_i/V_i)], \qquad (3.3)$$

справедливые для плоских границ раздела.

В нашем случае в формуле (3.3) индексы i и j соответствуют верхнему и нижнему отражателям 1 и 2; отражателем 1 может быть отражатель на границе холодного и теплого льда, отражателем 2 – либо более глубокий отражатель в слое теплого льда, либо ложе (b). Вычисленные по формуле (3.3) скорости V_{dir} прямой волны в приповерхностном слое ледника и средние скорости распространения радиоволн во льду между поверхностью ледника и внутренними отражателями 1 и 2 и ложем (V_1, V_2, V_b) и глубины этих отражателей (h_1, h_2, h_b) приведены в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Средняя скорость распространения радиоволн *V* (м/мкс) и глубина отражателей *h* (м) по данным ОГТ-измерений на леднике Ханс

Волна	Параметр	ОГТ-1 23 июля 2003	ОГТ-3 7 августа 2003	ОГТ-4 11 апреля 2004
W2 прямая волна во льду	V_{dir}	167,1±0,2	169,5±0,6	171,2±0,1
W3 отражатель 1	V_1 h_1	168,6±0,3 91,3	170,0±1,3 91,2	171,3±0,2 86,6
W4 отражатель 2	V_2 h_2	161,3±0,5 161,5	176,2±0,9 175,8	173,8±0,4 132,7
W5 ложе	V_b h_b	162,1±1,2 207,8	168,214±1,2 213,2	170,0±0,1 223,1

Данные по скорости распространения радиоволн в леднике и глубине отражателей использованы для вычисления по формулам (2.47)–(2.48) интервальных V_{ij} и средних скоростей V_{dix} распространения радиоволн в отдельных слоях и их толщины H_{ij} (м) и оценки содержания воды w (%) в слоях теплого льда с применением формулы Луэнги (Looyenga, 1965) для двухкомпонентных (лед–вода) диэлектрических смесей (Василенко и др., 1990; Macheret et al., 1993). Скорости V_{dix} вычислены по формуле Дикса (Dix, 1955). Полученные таким путем оценки содержания воды w в слоях теплого льда в леднике Ханс приведены в табл. 3.2.

Для определения скорости распространения радиоволн был также применен итеративный скоростной анализ, основанный на вычислении спектра скорости путем расчета коэффициента подобия (semblance). Под спектром скорости понимается график некоторой меры когерентности как функции кинематической скорости и времени запаздывания отраженных сигналов (Хаттон и др., 1989). Такой подход позволил оценить также распределение скорости по глубине ледника (рис. 3.10).

Таблица 3.2

Скорости V_{ij} и V_{dix} радиоволн (м/мкс) в отдельных слоях политермического ледника Ханс толщиной H_{ij} и содержание воды w в этих слоях, оцененное по скорости распространения радиоволн

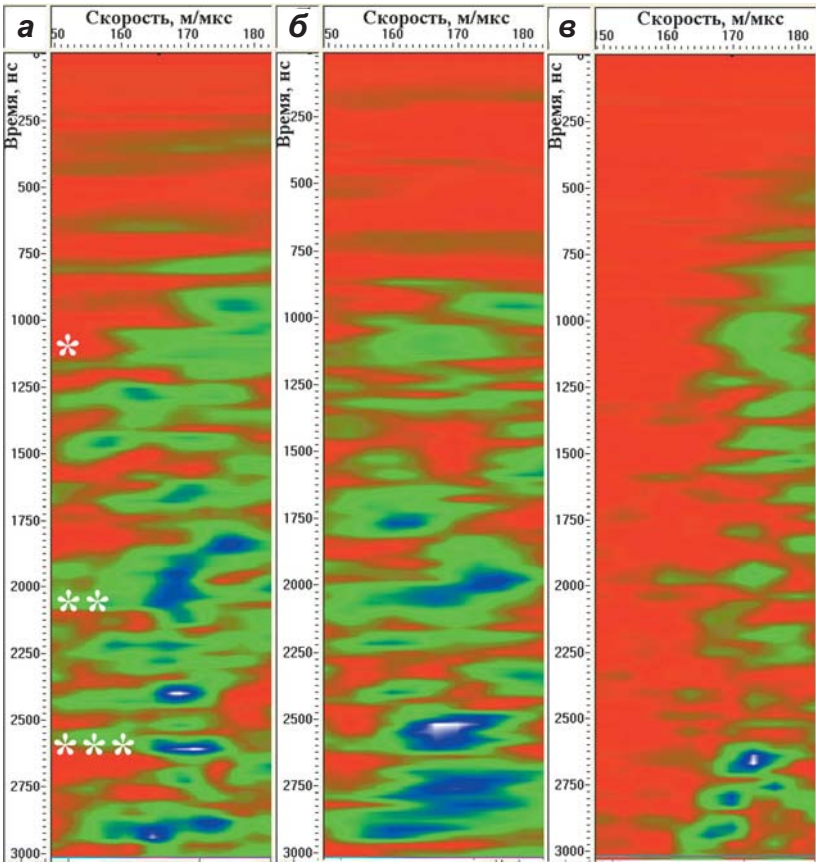
Слой	Параметр	ОГТ-1 23 июля 2003	ОГТ-3 7 августа 2003	ОГТ-4 11 апреля 2004
от поверхности до отражателя 1	V_{S1}	168,6	170,0	171,3
	V_{dix}	168	170	170
толщина слоя	H_{S1}	91,3	91,2	86,6
содержание воды (%)	w_{S1}	0	0	0
от отражателя 1 до ложа	V_{1b}	157,4	166,9	169,2
	V_{dix}	157	167	169
толщина слоя	H_{1b}	116,5	122,1	136,5
содержание воды (%)	w_{1b}	2,2±0,4	2,1±0,2*	0,4±0,01*
содержание воды, м в.э.		1,0±0,2	2,6±0,1*	0,6±0,1*
от отражателя 2 до ложа	V_{2b}	164,2	138,8	164,8
	V_{dix}	165	140	167
толщина слоя	H_{2b}	46,3	37,4	90,5
содержание воды,%	w_{2b}	0,6	6,8	0,6±0,1*
содержание воды, м в.э.		0,3±03	2,5±0,1	0,6±0,1*
между отражателями 1 и 2	V_{12}	152,8	183,3	178,6
	V_{dix}	153	183	180
толщина слоя	H_{12}	70,2	84,6	46,1
содержание воды,%	W_{12}	3,2±0,2	0	0
содержание воды, м в.э.		1,5±0,1	0	0

*В случае если толща льда состоит из верхнего слоя без воды и нижнего с водой, для оценки содержания воды во всей толще вместо ε′ использована эффективная диэлектрическая проницаемость сухого холодного льда $\varepsilon^* = \varepsilon'_{d12}H_{12}/H_{1b}$, $\varepsilon'_{d12} = (300/V_{12})^2$. При таком допущении выполняется условие примерного равенства суммарного содержания воды в слое теплого льда.

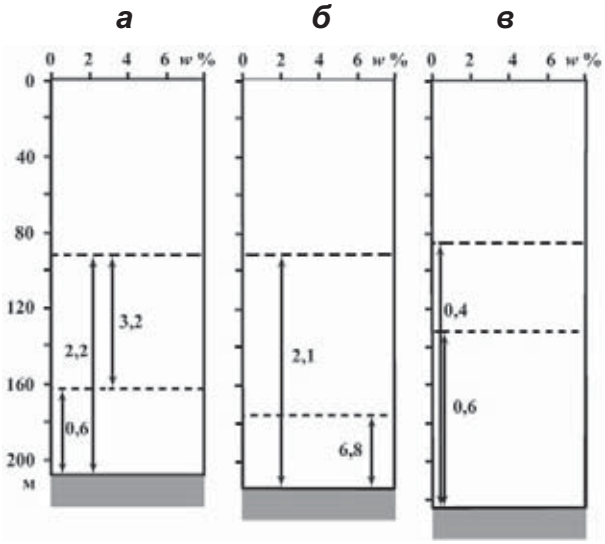
По данным ОГТ-измерений за период с 25 июля по 7 августа 2003 г. содержание воды во всем слое теплого льда изменилось незначительно – от 2,2 до 2,1%, но заметно увеличилось в нижней части этого слоя от 0,6 до 6,8%, а почти через год, к 11 апреля 2004 г. уменьшилось до 0,6% (рис. 3.11). Примерно такое же содержание воды (0,5%) в этой части слоя теплого льда было найдено в апреле 1988 г. (Macheret, Glazovsky, 2000), т.е. сезонные вариации содержания воды в придонном слое теплого льда оказались бóльшими, чем межгодовые вариации, что не могло не сказаться на скорости движения ледника Ханс в эти периоды.

3.3.2. Ледник Фритьоф

Один из пяти ледников пульсирующего типа, который дважды, в 1861–1862 гг. и в 1990-х годах испытывал подвижки (серджи) (Murray et al., 2003). Именно на этом леднике в 1974 г. при аэрорадиозондировании на частоте 440 МГц экспедицией Института географии АН СССР впервые на архипелаге Шпицберген были зарегистрированы отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ) (Мачерет, Журавлев, 1980), которые позднее были отмечены на многих других ледниках архипелага при аэрозондировании на частотах 620 МГц (см. рис. 2.1) и 60 МГц



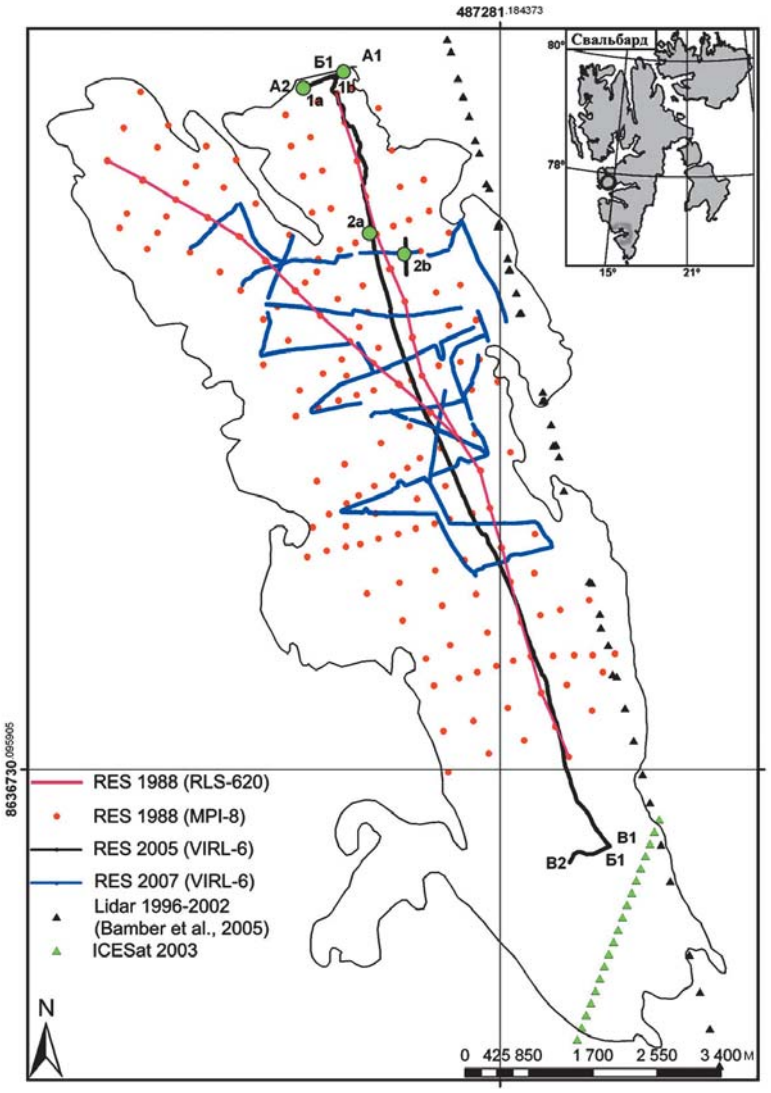
▲ **Рис. 3.10.** Скоростной профиль ледника Ханс по данным двухпозиционных ОГТ-измерений и итеративного скоростного семблянс-анализа: *а*) СМР-1, *б*) СМР-3 и *в*) СМР-4. Знак * показывает время распространения до отражателя 1, ** – до отражателя 2, *** – до ложа (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)



▶ **Рис. 3.11.** Сезонные и годовые изменения содержания воды в леднике Ханс по данным ОГТ-измерений весной 2003 г. (*а*), летом 2003 г. (*б*) и весной 2004 г. (*в*) (Яниа и др., 2005; Jania et al., 2005)

(Мачерет, Журавлев, 1985; Мачерет и др., 1992; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007; Dowdeswell et al., 1984a, б; Jiscoot et al., 2000).

Изменение толщины льда и гидротермической структуры. В 1977, 1978, 1979 и 1988 гг., до начала второй подвижки, на леднике Фритьоф были выполнены: 1) наземные радиолокационные измерения на частоте 620 МГц на поперечном профиле в районе ледораздела с ледником Восточный Гренфьорд (Мачерет и др., 1980); 2) площадная съемка на частоте 8 МГц (Глазовский, Москалевский, 1989; Глазовский и др., 1991; Glazovsky et al., 1991); 3) измерения скорости распространения радиоволн путем сравнения данных радиозондирования и бурения скважины 1а на ледоразделе (Мачерет и др., 1980), радиолокационного каротажа скважины 2а в 3 км от ледораздела (Мачерет и др., 1984, 1985а, б, 1992; Kotlyakov, Macheret,

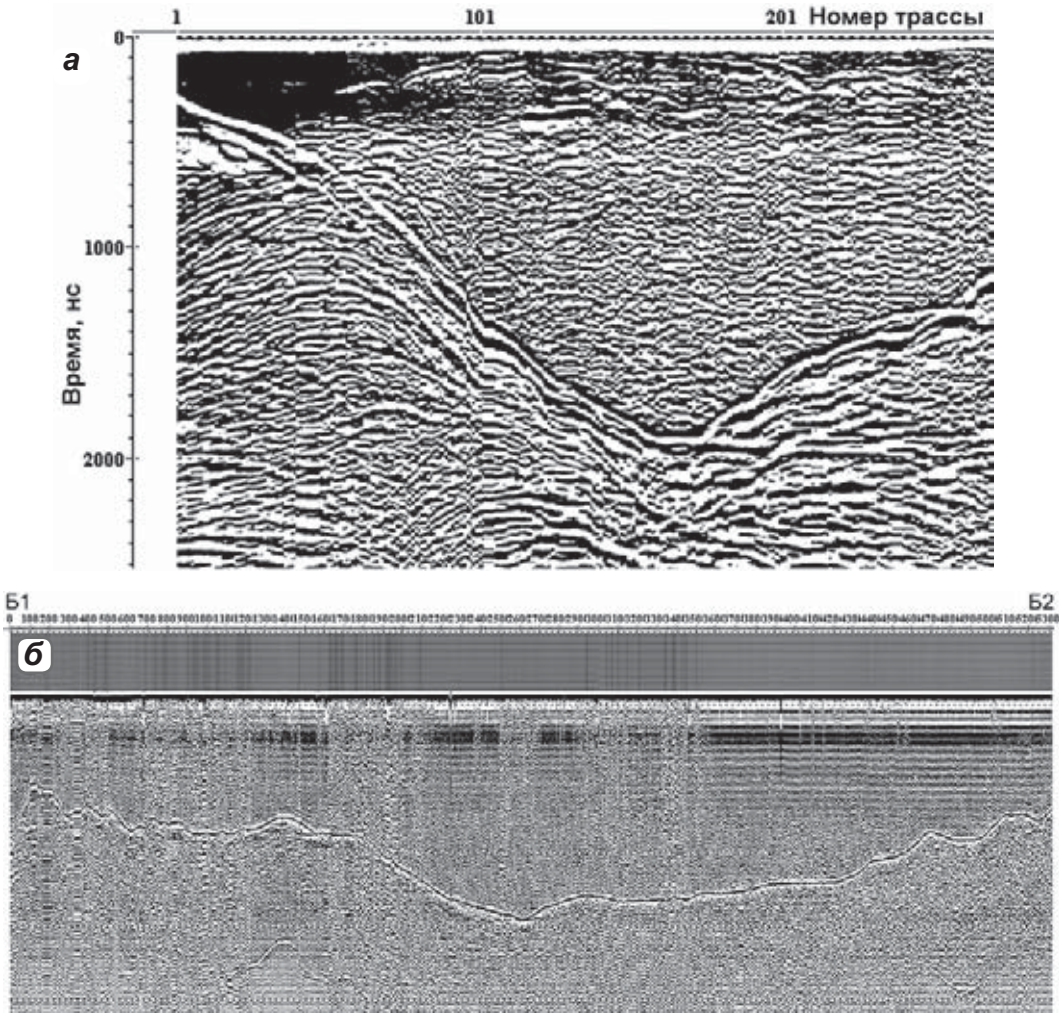


▲ **Рис. 3.12.** Радиолокационные и радиофизические исследования на леднике Фритьоф до (1977–1988 гг.) и после (2005 г.) его подвижки в 1990-х годах (Василенко и др., 2006)

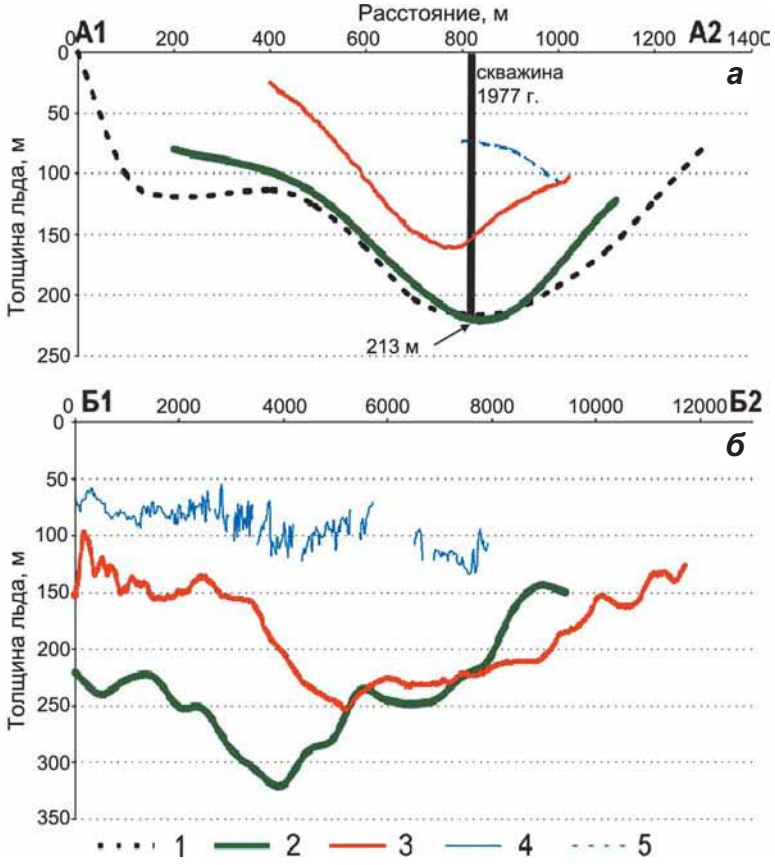
1987) и ОГТ-измерений в точках 1b в 2b вблизи этих скважин (Глазовский, Москалевский, 1989) (рис. 3.12).

В 2005 г., после завершения второй подвижки, на леднике Фритьоф с применением локатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц были выполнены повторные радиолокационные измерения на поперечном профиле А1–А2 в районе ледораздела и на продольном профиле Б1–Б2, а также ОГТ-измерения вблизи скважины 1 (ОГТ-2) и скважины 2 (ОГТ-1) с целью установить изменения в толщине и гидротермической структуре ледника, произошедшие за период до и после его второй подвижки (Василенко и др., 2006; Lavrentiev, 2007).

Данные радиозондирования показали заметные изменения в гидротермической структуре (рис. 3.13) и толщине ледника (рис. 3.14).



▲ **Рис. 3.13.** Строение ледника Фритьоф по данным радиозондирования 2005 г. с локатором ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц на поперечном профиле А1–А2 в районе ледораздела (*а*) и на продольном профиле Б1–Б2 (*б*). Положение профилей показано на рис. 3.12 (Василенко и др., 2006)

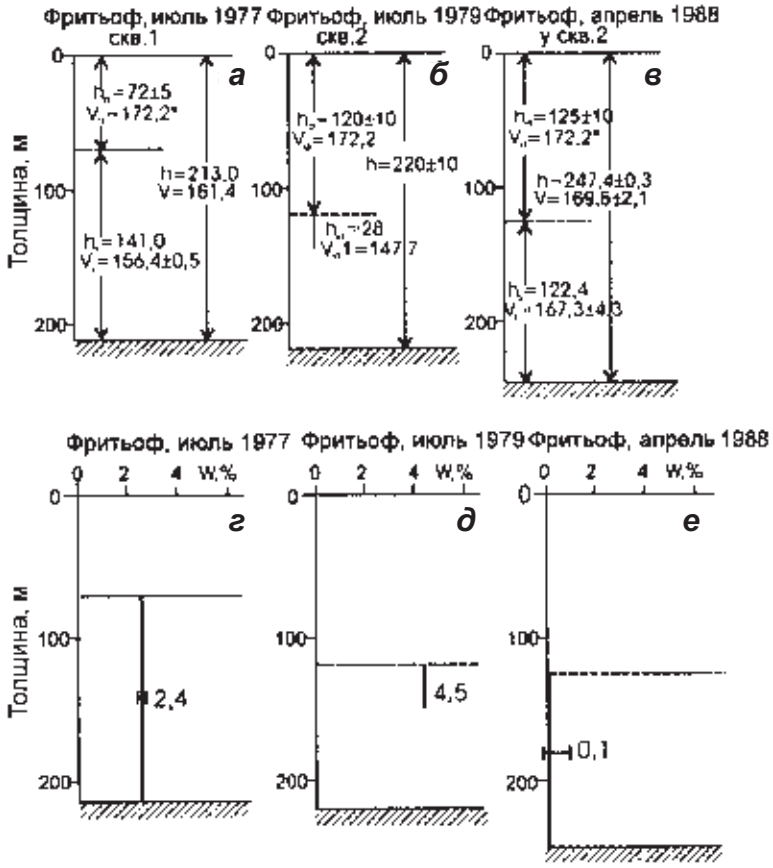


▲ **Рис. 3.14.** Изменение толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф на поперечном профиле в районе ледораздела (*а*) и на продольном профиле (*б*) с 1977 по 2005 г. (Василенко и др., 2006)

Изменение скорости радиоволн и содержания воды в теплом льду. До подвижки 1990-х годов сезонные и годовые вариации среднего абсолютного содержания воды W в теплом льду ледника Фритьоф оценены по данным весенних и летних измерений скорости радиоволн V, выполненных в 1977–1988 гг. (Glazovsky, Macheret, 2000). По этим данным, содержание воды составляет 2,4% летом и 0,1% (рис. 3.15). Даже учитывая ошибки оценки W, сезонные вариации объемного содержания воды в теплом льду ледника Фритьоф могут достигать 2,3%.

Похожую картину показали измерения скорости распространения радиоволн в леднике Ханс летом 2003 г. и весной 2004 г. (см. рис. 3.11) (Яниа и др., 2005).

Согласно (Глазовский, Москалевский, 1989; Глазовский и др., 1991; Glazovsky et al., 1991), объем ледника Фритьоф равен 7,6 км^3, средняя толщина верхнего холодного слоя льда – около 100 м, объем теплого льда – 2,7 км^3. Содержание воды в теплом льду, как это видно из рис. 3.15, увеличивается к концу сезона таяния на 2,3%, или на 0,062 км^3, что эквивалентно слою воды 1,28 м. С другой стороны, летний баланс массы в 1987/88 г. составлял 1,49 м (Троицкий, 1989), т.е. объем таяния был равен 0,073 км^3. Следовательно, почти 85% объема поверхностного таяния ухо-



▲ **Рис. 3.15.** Сезонные и годовые изменения скорости *V* распространения радиоволн (*а–в*) и содержания воды *W* (*г–е*) в леднике Фритьоф в 1977–1988 гг. (Глазовский, Мачерет, 2007)

дит в ледник, предполагая существенный вклад летнего таяния в повторное заполнение водой слоя теплого льда. Такие же оценки, но для сезонных вариаций внутриледниковой воды, равные 1,7%, показывают, что 63% поверхностного таяния может поступать в теплый лед ежегодно.

Некоторая доля проникающей воды замерзает у основания слоя холодного льда, как следует из данных кернового бурения на леднике Фритьоф (Мачерет и др., 1985а, б), где был найден 15-метровый слой льда с каналами замерзшей воды. Скорость замерзания 0,2–0,6 м/год была получена из измерений температуры в скважинах на леднике Финстервальдер (Ødegaard et al., 1997). Применение этой величины к леднику Фритьоф дает объем годового повторного замерзания воды около 0,0002–0,0007 км^3, что составляет 1,5% от общего годового поступления талой воды в ледник.

Вода, аккумулированная в теле ледника, также дренируется в летнее время, и ее объем составляет только 0,1–0,7%. Распределение стока в осенне-зимний период на леднике Фритьоф может быть оценено косвенно, используя данные измерений стока воды на леднике Бертиль на Шпицбергене, который имеет круглогодичный сток и объем теплого льда 0,03 км^3 (Гохман, Ходаков, 1985). Согласно этим данным, сток

воды из теплого ледяного ядра равен 0,00004 км^3, или 40% общего стока во время холодного периода. Предполагая, что сток воды из теплого льда пропорционален его объему, зимний сток из ледника Фритьоф оценен примерно в 0,0036 км^3. Со всеми этими предположениями, теплый лед ледника Фритьоф теряет 92–94% воды в осенний период и остальные 6–8% – в зимнее время. В свою очередь, это указывает на хорошо разработанную внутриледниковую дренажную систему, которая с большой скоростью заполняется талой водой в летнее время и затем быстро опорожняется.

После подвижки 1990-х годов на радарных записях 2005 г. (см. рис. 3.13) отсутствовали отражения от границы холодного и теплого льда, отмеченные на всем протяжении продольного профиля в 1979 г. (см. рис. 2.1) и полученные с такой же аппаратурой на леднике Ханс (см. рис. 3.5). Вместе с тем на продольном профиле (см. рис. 3.12) хорошо видны вертикальные полосы многократных отражений шириной несколько десятков метров. Эти отражения находятся в полосе частот 15–17 МГц и связаны с переотражениями от поверхностных водотоков метрового размера.

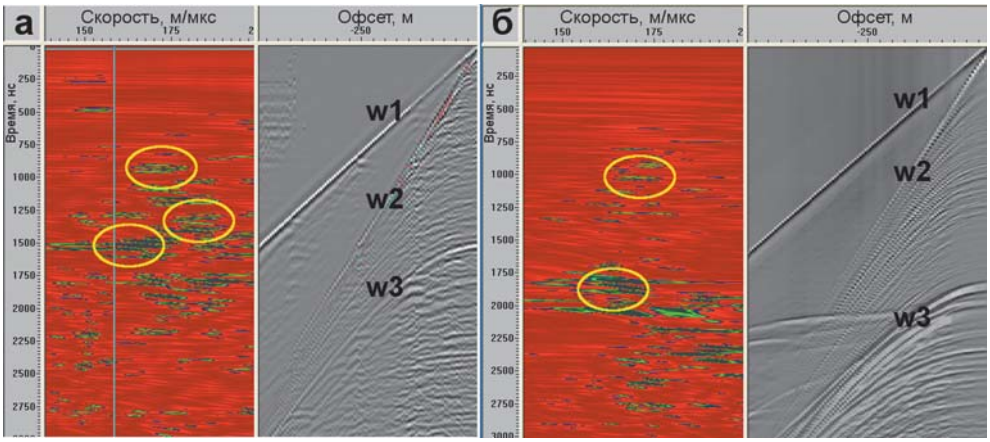
Как и для ледника Ханс, для интерпретации данных ОГТ-измерений было использовано два метода: «стандартный» метод годографов (см. раздел 2.3) для плоской (simple) и реальной (topo) поверхности ледника и интерактивный скоростной анализ (semblance). Из-за более сложной картины отражений, связанной с изменением фаз отраженных от ложа сигналов, метод годографов был применен в трех вариантах: для всех трасс и для отдельных их частей. Полученные результаты приведены в табл. 3.3. Неучет реальной геометрии поверхности ледника, т.е. применение «плоской» (simple) модели, приводит в одном случае к занижению скорости (ОГТ-2), в другом – к завышению (ОГТ-1) по сравнению с вариантом, где применялась поправка на реальную геометрию поверхности (см. уравнение (3.2)).

Таблица 3.3

Скорость распространения радиоволн и толщина льда по данным ОГТ-измерений на леднике Фритьоф в августе 2005 г.

ОГТ	Метод	V_{topo}*, м/мкс	V_{simple}**, м/мкс	H_{topo}, м	H_{simple}, м
ОГТ-2	Годограф, вар.1***	179,3±0,4		168,6	
	Semblance analysis	169		157	
	Годограф, вар. 2*** Все трассы	175,2±0,3	161,7±0,1	168,1±0,1	168,5±0,2
	1 часть (1 трассы 1-49)	173,5±0,5	167,2±0,5	168,1±0,1	161,7±0,1
	2 часть (трассы 50-71)	178,8±0,5	168,2±0,4	169,0±0,1	160,9±0,1
ОГТ-1	Годограф, вар.1	168±0,3		118,1±0,2	
	Semblance analysis	171		128,5	
	Годограф, вар. 2 Все трассы	169,7±0,2	170,6±0,2	121,3±0,1	134,8±0,1
	1 часть (трассы 1-53)	163,4±0,5	167,9±0,6	128,2±0,2	131,9±0,2
	2 часть (трассы 54-91)	168,3±0,5	171,0±0,4	117,5±0,5	135,6±0,3

* Скорость с учетом геометрии поверхности ледника (неплоская модель).
** Скорость без учета геометрии поверхности ледника (плоская модель).
*** Пикировки радарных ОГТ записей выполнены двумя независимыми интерпретаторами.



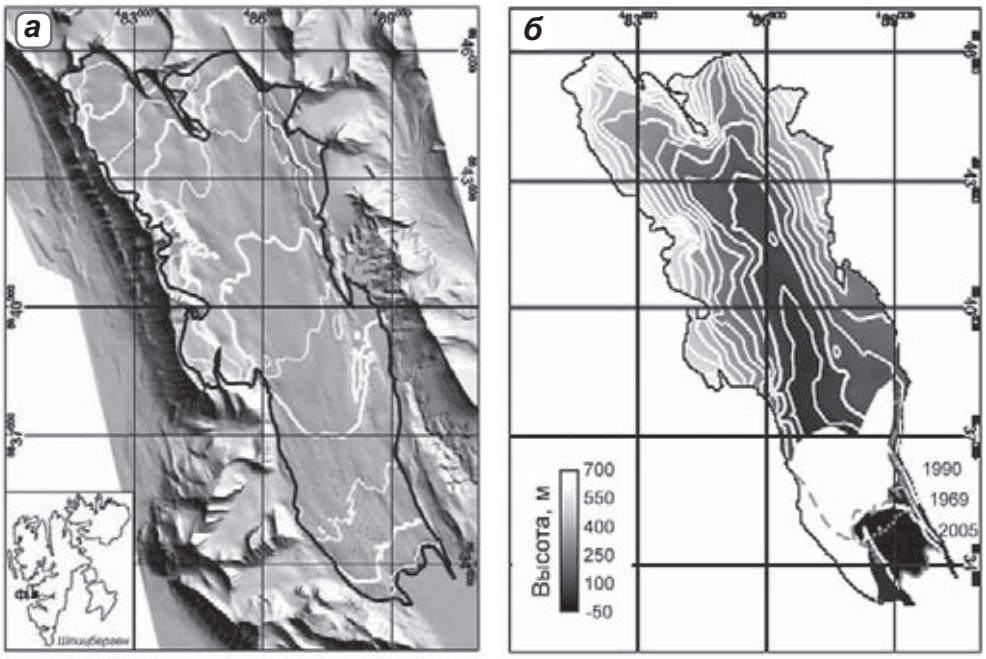
▲ **Рис. 3.16.** Профиль скорость–глубина (дальность), полученный с применением итеративного скоростного сембланс-анализа данных ОГТ-измерений на леднике Фритьоф в 2005 г. Типы волн: W1 – прямая воздушная волна, W2 – волна вдоль поверхности ледника, W3 – отражение от ложа. Кружками показаны отражения от скоплений воды в ледникеы (Василенко и др., 2006)

По данным semblance-анализа (рис. 3.16), ледниковая толща, как и на радарных записях (см. рис. 3.12) относительно однородна и заметной границы между холодным и теплым льдом не прослеживается, хотя в придонной и средней частях скоростного профиля видны несколько максимумов амплитуд (показаны кружками), что указывает на наличие водных включений в толще льда; похожая картина получена и на леднике Ханс в период таяния (см. рис. 3.4).

В целом данные ОГТ-измерений, приведенные в табл. 3.3 и на рис. 3.16, не позволяют сделать однозначный вывод о гидротермическом состояния ледника Фритьоф после его подвижки в 1990-х годах, поскольку значения скорости радиоволн V варьируют в диапазоне от 161 до 179 м/мкс, характерном как для холодного, так и для теплого льда (Macheret, Glazovsky, 2000).

Топография поверхности и ложа. Данные радиозондирования 1988 г. (см. рис. 3.12), лидарных измерений 2005 г., топографические карты Норвежского полярного института масштаба 1:20 000 и 1:50 000, построенные по материалам аэрофотосъемок 1969 и 1990 гг., и реконструированные карты 1860–1861 гг. (Lønne, 2006) были использованы (Murray et al., 2012) для построения карт высоты поверхности и ложа (рис. 3.17), создания цифровых моделей рельефа (ЦМР) поверхности и ложа с разрешением 200 м, определения границ, площади и объема ледника Фритьоф в 1969, 1990 и 2005 гг., вычисления напряжения сдвига на ложе и определения их изменений за периоды до и после подвижки ледника, произошедшей в 1990-х годах (Murray et al., 2003).

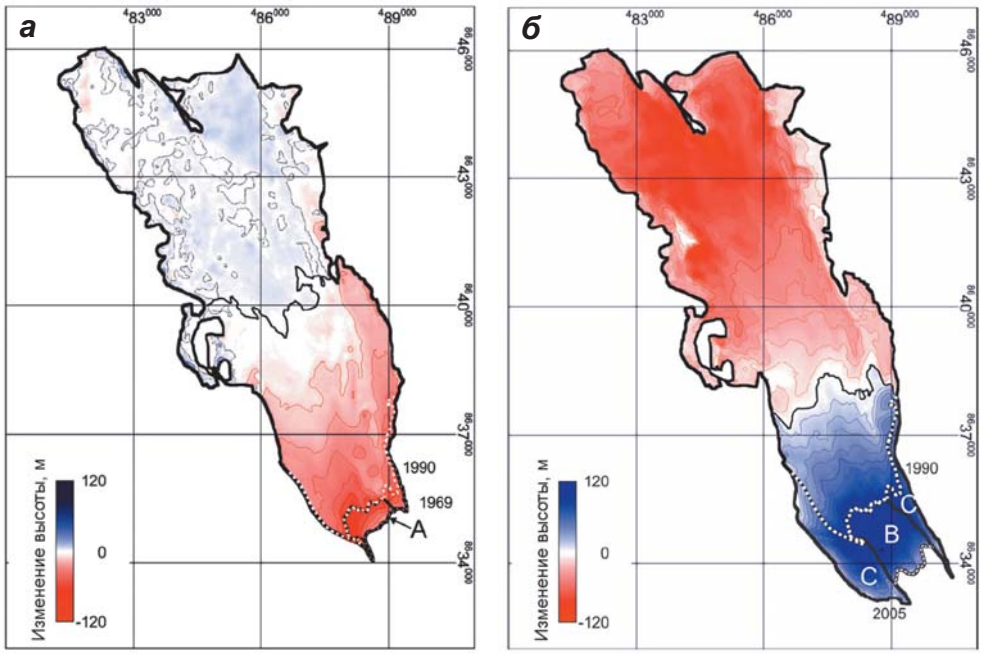
ЦМР поверхности покрывают последнюю стадию спокойной фазы перед подвижкой ледника Фритьоф (1969–1990 гг.) и впервые для пульсирующих ледников Свальбарда полностью охватывают всю активную фазу подвижки (1990–2005 гг.). Эти данные использованы, чтобы количественно определить перераспределение льда в леднике Фритьоф и изменения его поверхности в результате его подвижки, оценить откол айсбергов в фьорд и исследовать механизм подвижки ледника.



▲ **Рис. 3.17.** Цифровая модель рельефа (ЦМР) поверхности ледников Фритьоф (FJ), Грёнфьорд Западный и Восточный (G) в границах 2005 г. (*а*) (показаны черной линией) по данным воздушных лидарных измерений 2005 г.; пунктиром показано положение радарного профиля (см. рис. 3.19), черными линиями – край ледника Фритьоф в 1936, 1969, 1990 и 1998/1999 гг. по топографическим картам и аэроснимкам, в 1860–1861 гг. – по реконструированным картам (Lønne, 2006). ЦМР ложа ледника Фритьоф по данным наземного радиозондирования 1988 г. (*б*), изогипсы проведены через 50 м (Глазовский, Москалевский, 1989; Глазовский и др., 1991; Лаврентьев, 2008; Glazovsky et al., 1991). В нижней части толщина ледника не была измерена (белый участок). Показано положение края ледника в 1990, 1969 и 2005 гг. (зеленая, синяя и красная линии) (Murray et al., 2012)

Ледник Фритьоф течет на юг от ледораздела с непульсирующим ледником Восточный Гренфьорд, имеет площадь около 38 км^2, длину 13 км, ширину от 5 км до ~1,5 км вблизи фронта, который частично оканчивается в фьорде и частично на суше (см. рис. 3.17). Согласно оценкам (Murray et al., 2012), ошибки определения изменений высоты по ЦМР поверхности ледника Фритьоф для периодов до и после его подвижки составляют 1,8 м и ~1,4 м, глубин ложа по данным радиозондирования ±10 м.

Изменение высоты поверхности, границ, площади и объема. Изменения высоты поверхности ледника Фритьоф, полученные по ЦМР поверхности 1969, 1990 и 2005 гг., показаны на рис. 3.18. В период перед подвижкой (1969–1990 гг.) ледник отступил на ~530 м (25 м/год) и его площадь сократилась на $65 \cdot 10^3$ м^2. Но в верхней части ледник стал несколько толще (в среднем на 1±3 м, максимум до 20 м) и его объем увеличился на $(2\pm6) \cdot 10^7$ м^3 льда. Зато в нижней части ледник стал заметно тоньше (в среднем на 15±2 м, максимум на 60 м) и потерял $(27\pm3) \cdot 10^7$ м^3 льда. Граница между областями потери и прироста массы находилась на высоте ~310 м. В целом за 21 год поздней спокойной фазы ледник Фритьоф с учетом исчезнувшей целиком части языка потерял $(30\pm7) \cdot 10^7$ м^3 льда, или ~5% общего объема, что эквивалентно среднему понижению поверхности 0,31 м/год на всей площади ледника.



▲ **Рис. 3.18.** Изменение высоты поверхности ледника Фритьоф: *а*) до подвижки – с 1969 по 1990 г., *б*) после подвижки – с 1990 по 2005 г. (Murray et al., 2003). Изолинии проведены через 10 и 50 м; черной линией показана примерная граница между зонами накопления и убыли массы льда (синим и красным цветом). A и B – области, где ледник отступал и наступал в тех частях фьорда, для которых нет батиметрии; C – области, где ледник наступал по осадочным отложениям или захватывал свой западный приток Сагабреен (Murray et al., 2012)

К концу периода после подвижки (1990–2005 гг.) край ледника продвинулся на ~1800 м дальше, чем он был в 1990 г. (см. рис. 3.18, *б*). В результате подвижки его язык стал толще в среднем на 36±1 м (максимум на 140 м). Верхняя область ледника (выше ~204 м) стала тоньше в среднем на 46±2 м и потеряла $160 \cdot 10^7$ м^3 льда. В целом ледник за эти 15 лет потерял $93 \cdot 10^7$ м^3, что эквивалентно убыли 17,2% его общего объема (со средней скоростью изменения высоты поверхности −1,33 м/год). В результате подвижки ледника его северо-восточные верховья перехватили часть бассейна ледника Восточный Гренфьорд (см. рис. 3.18). Эти изменения бассейнов ледников видны и на профилях высот их поверхности (см. ниже рис. 3.19, *а*).

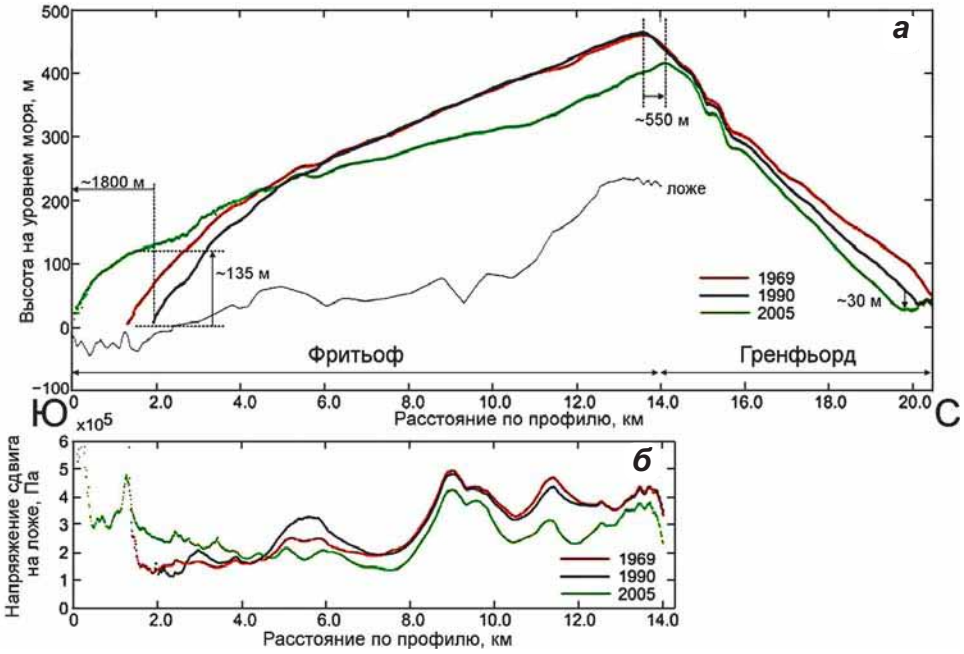
Чтобы оценить объем откола айсбергов во время подвижки ледника Фритьоф (1990–2005 гг.), сравнили общие скорости утончения ледников Фритьоф (0,33 м/год) и Восточный Гренфьорд (0,74 м/год) до подвижки ледника Фритьоф (1969–1990 гг.) и предположили, что отношение этих скоростей из-за таяния в период подвижки ледника Фритьоф было одинаковым на обоих ледниках. Используя это отношение и скорость утончения ледника Восточный Гренфьорд в этот же период (0,53 м/год), мы оценили потери массы ледника Фритьоф за счет таяния (~$37 \cdot 10^7$ м^3). Поэтому наиболее вероятно, что ~$56 \cdot 10^7$ м^3 льда (эквивалент скорости утончения 0,81 м/год, осредненной по всей площади ледника) ушло в виде айсбергов, и этот объем составлял ~10,4% общего объема ледника.

Изменение высоты поверхности и напряжения сдвига на ложе. Для вычисления напряжения сдвига $\tau_B(x)$ на ложе ледника Фритьоф вдоль продольного профиля от его ледораздела с ледником Восточный Гренфьорд и до фронта ледника Фритьоф (см. рис. 3.17, *а*) были использованы ЦМР поверхности и ложа и метод, учитывающий влияние продольных градиентов напряжений сдвига (Kamb, Echelmeyer, 1986):

$$\tau_B(x) = \frac{1}{2\ell h^{l/n}} \int_{-\infty}^{+\infty} \tau_L(x') h^{l/n}(x') \exp - |x' - x|/\ell dx', \qquad (3.5)$$

где l – продольная длина сопряжения, вдоль которой усредняются эффекты изменения толщины льда h и наклона поверхности, τ_L – локальное напряжение наклона, n – экспонента в законе течения Глена (принята равной 3), x – расстояние вдоль профиля, L/h – отношение, которое для долинных ледников изменяется от 1,5 до 2,5 и принято равным двойной толщине льда. Изменения высоты поверхности и результаты расчетов $\tau_B(x)$ вдоль этого профиля приведены на рис. 3.19.

В период до подвижки (1969–1990 гг.) напряжение сдвига увеличивалось главным образом в более низкой части ледника, тогда как в верхней его части оно не изменялось или уменьшалось. Наибольшие изменения напряжения сдвига на ложе ледника Фритьоф происходили во время его подвижки (см. рис. 3.19, *б*), между 1990 и 2005 гг., при этом базальные напряжения уменьшались в зоне накопления и увеличивались в зоне приема. Это отразилось и в различиях в разные периоды време-

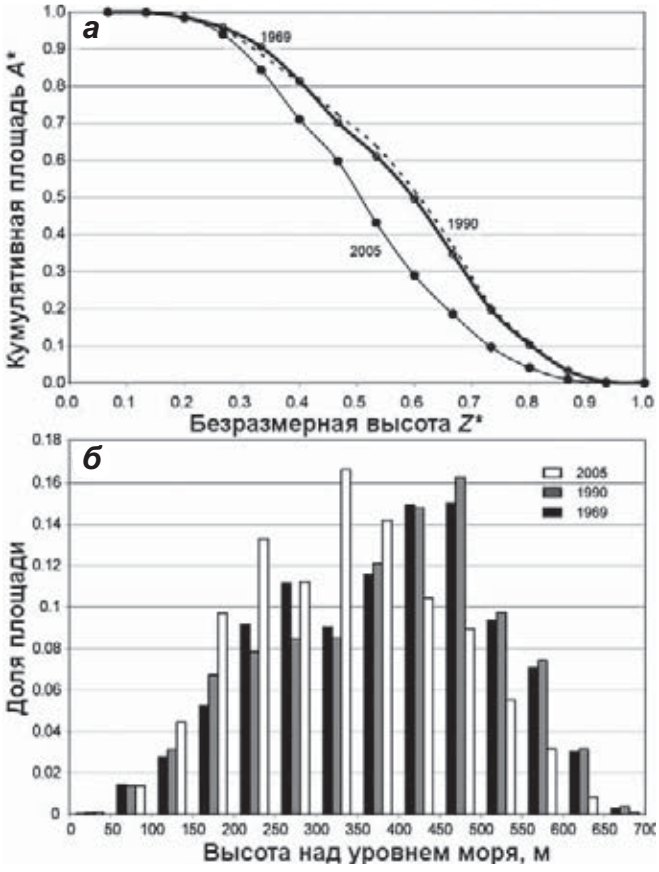


▲ **Рис. 3.19.** Изменение высоты поверхности ледников Фритьоф и Восточный Грёнфьорд и положение ложа на леднике Фритьоф (синяя линия) вдоль их центральной линии, показанной на рис. 3.17, *а*), до подвижки ледника Фритьоф в 1969 и 1990 гг. (черная и зеленая линии) и после его подвижки в 2005 г. (красная линия) (*а*); вычисленное по ЦМР поверхности и ложа напряжение сдвига на ложе ледника Фритьоф до его подвижки в 1969 г. (черная линия) и в 1990 г. (зеленая линия) и после его подвижки в 2005 г. (красная линия) (*б*) (Murray et al., 2012)

ни гипсометрической кривой ледника Фритьоф и доли площади ледника в разных высотных зонах (рис. 3.20).

Гипсометрические кривые имеют очень похожую форму в 1969 г., но в 1990 г., до подвижки ледника Фритьоф, показывают небольшой прирост массы на высотах от 450 до 500 м на северо-западной и северо-восточной ветвях ледника Фритьоф и небольшой дополнительный прирост массы во всем интервале бóльших высот. Подвижка ледника Фритьоф, вызванная переносом этой массы вниз по леднику, привела к увеличению его площади в интервале высот 200–400 м. В 1969 г. 61% площади ледника находился на высотах выше границы зон накопления и приема и к 1990 г. эта доля увеличилась до 64%. Однако после подвижки эта доля составила только 43% площади ледника выше этого высотного интервала, который в тот период был намного выше высоты границы питания на соседних непульсирующих ледниках (Kohler et al., 2007), хотя обычно предполагалось, что для стационарных ледников площади аккумуляции должны составлять около 70% их общей площади (Cuffey, Paterson, 2010), так что общие потери массы ледником Фритьоф в оба периода времени не ожидались, даже если учитывать ее уменьшение за счет возможного увеличения на 10% (Jiscoot et al., 2001) трещиноватости ледника вследствие его подвижки.

Также предполагается, что подледниковая вода не вносит значительного вклада в изменение объема ледника, так как в 1990 г. поверхность ледника Фритьоф



▶ **Рис. 3.20.** Гипсометрические кривые ледника Фритьоф в разные периоды времени (1969, 1990 и 2005 гг.) как функция *A** и *Z** – безразмерной площади и высоты поверхности (см. Furbish, Andrews, 1984), где A* – кумулятивная площадь выше определенной высоты *Z** (равна нулю на краю и единице на самых больших высотах ледника) (*а*); доля площади в те же годы в разных высотных зонах (*б*) (Murray et al., 2012)

резко не изменялась и скорости его течения не ускорялись, а к 2005 г. значительно понизились, когда его край уже был в стадии наступания и толщина льда на языке уменьшалась.

Считается (van der Veen, 1999; Benn, Evans, 2010; Cuffey, Paterson, 2010), что геометрия ледников пульсирующего типа в конце спокойной фазы возвращается к геометрии перед началом их подвижки. Однако во многих районах распространения таких ледников их баланс массы отрицательный. Например, на западе Свальбарда потеря массы происходит с ускоренной скоростью с 1930-х годов (Kohler et al., 2007) и отрицательный баланс, вероятно, сохранялся с конца малого ледникового периода, что не могло восстанавливать первоначальную геометрию ледников после их подвижки.

На леднике Фритьоф быстрое течение начиналось не в верхней его части (Murray et al., 2003) и определенно не в районе наибольшего утолщения в 1936–1988 гг. на его северо-западной ветви (Glazovsky et al., 1991), хотя в 1987–1988 гг. баланс массы ледника Фритьоф был отрицательным (−0,37 м в.э.) (Троицкий, 1989).

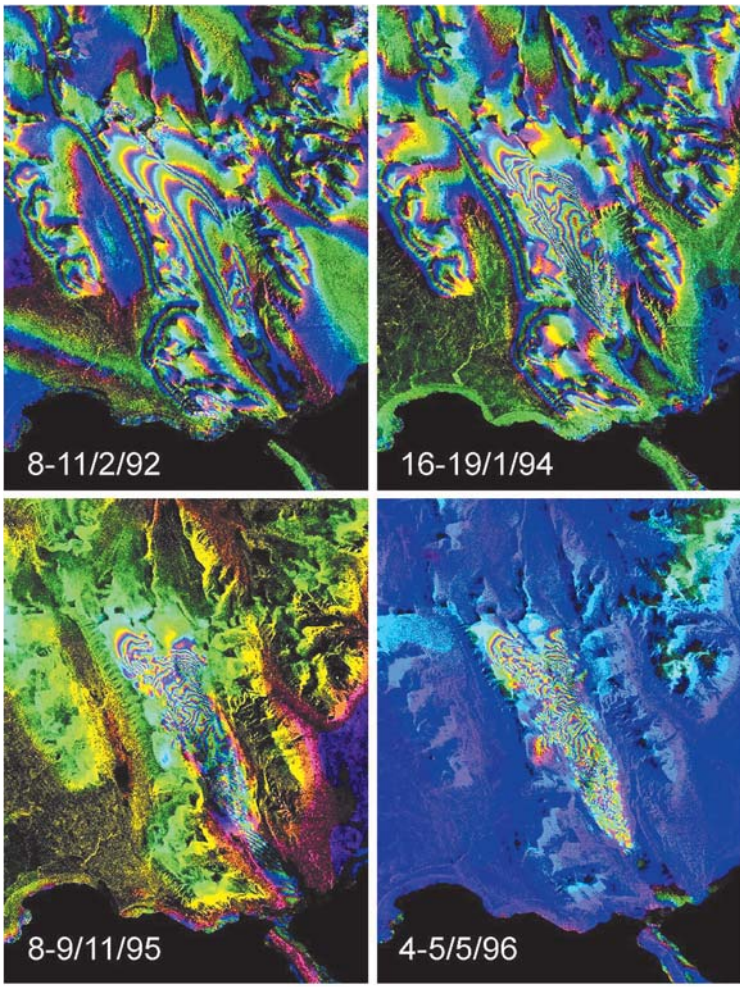
Поэтому маловероятно, что быстрое течение во время подвижки ледника Фритьоф было обусловлено изменениями толщины льда; более вероятно, что причиной стало увеличение напряжения сдвига на ложе из-за увеличения крутизны поверхности (см. рис. 3.19, *б*), которое скорее произошло главным образом благодаря утончению в нижней части ледника и отступанию его фронта, а не утолщению верхней части ледника. На это указывает и то, что ледники Фритьоф и Восточный Гренфьорд стали более крутыми, несмотря на более позднее утончение на всех высотах. В нижней части ледника Фритьоф это привело к увеличению напряжения сдвига на ложе, что и обусловило инициацию его подвижки в этой области.

Предполагалось также (Dowdeswell et al., 1995), что потепление климата с конца малого ледникового периода привело к уменьшению количества пульсирующих ледников на Свальбарде благодаря уменьшению баланса массы, которое удлиняет время возвращения ледника к геометрии до его подвижки и благоприятствует выхолаживанию ледника и его превращению в полностью холодный. Последнее почти определенно препятствует подвижке ледника, так как скольжение и деформация отложений под холодным льдом должны заметно уменьшаться. Однако, как показано выше, пульсирующие ледники на Свальбарде почти определенно не возвращаются к их геометрии до подвижки. Если учесть, что подвижка ледника Фритьоф была обусловлена увеличением напряжения сдвига на ложе, изменениями наклона поверхности во время спокойной фазы, эти факторы могут способствовать подвижкам ледников на Шпицбергене, несмотря на их отрицательный баланс массы и утончение, способствующие их превращению в ледники с холодным основанием или их отступанию, завершающемуся не в море, а на суше. Интервал между подвижками может уменьшаться, когда ледники отступают и становятся круче.

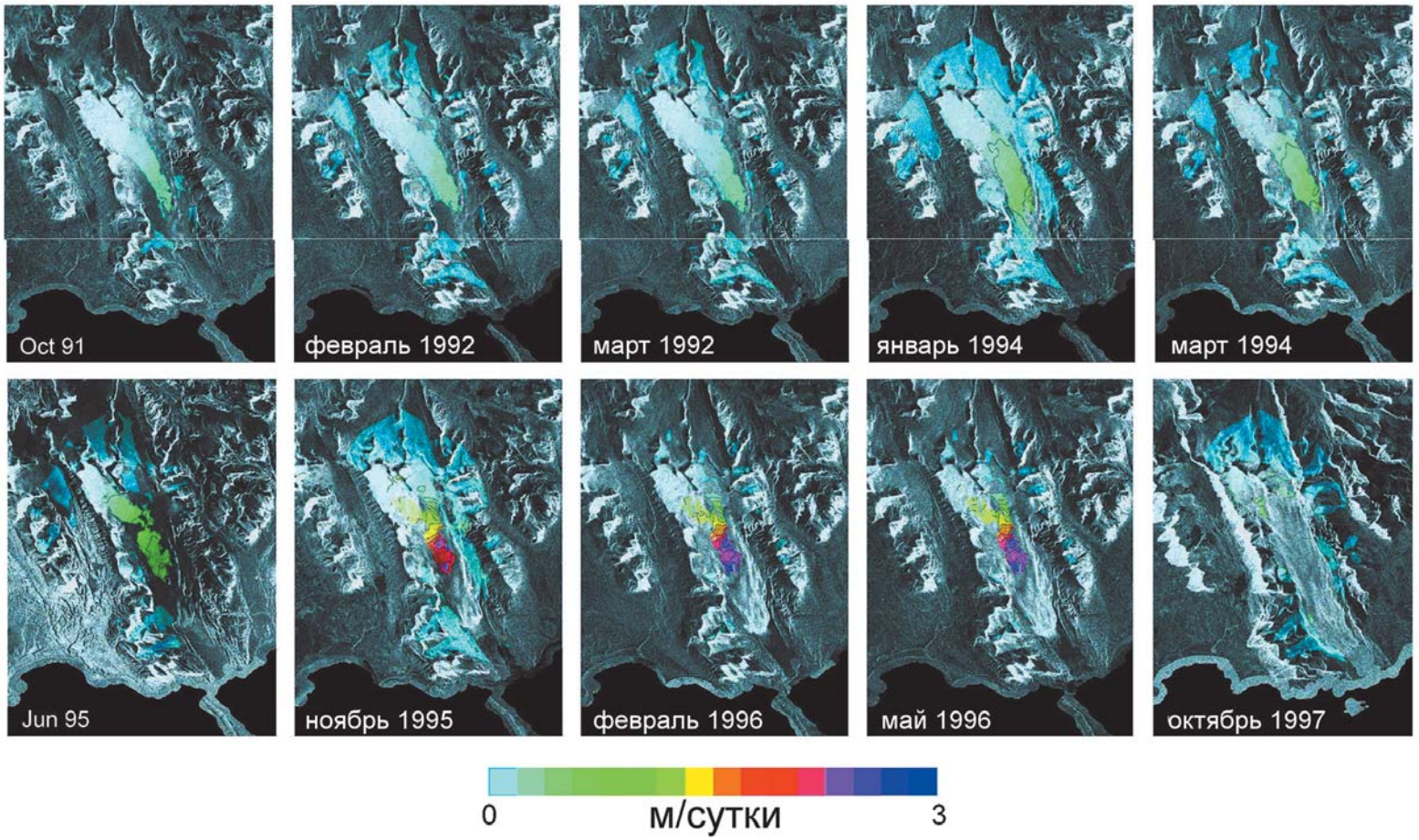
Таким образом, полученные по данным дистанционных исследований ЦМР поверхности и ложа ледника Фритьоф позволили впервые на Шпицбергене охватить полную фазу подвижки политермического ледника и оценить изменения его объема, гипсометрии поверхности и напряжения сдвига на ложе за периоды до (1969–1990 гг.) и после (1999–2005 гг.) его последней подвижки в 1990-х годах. Во время подвижки, частично оканчивающиеся на суше и частично в море, этот ледник потерял ~17,3% своего объема, в том числе ~10,4% за счет откола айсбергов и ~6,8%

за счет таяния. Установлено, что, несмотря на уменьшение объема, ледник пульсировал в 1990-х годах, тогда как ранее предполагалось, что подвижки ледников в этом районе происходят в основном после их возвращения к начальной геометрии и накладываются более чем на 50-летний тренд ускорения потери массы на высотах по крайней мере до 700 м, так что маловероятно, что подвижка происходит при достижении ледником определенной толщины. Предполагается, что в случае прогрессивного утончения ледника причиной подвижки могут быть изменения наклона поверхности и последующее увеличение напряжения сдвига на ложе.

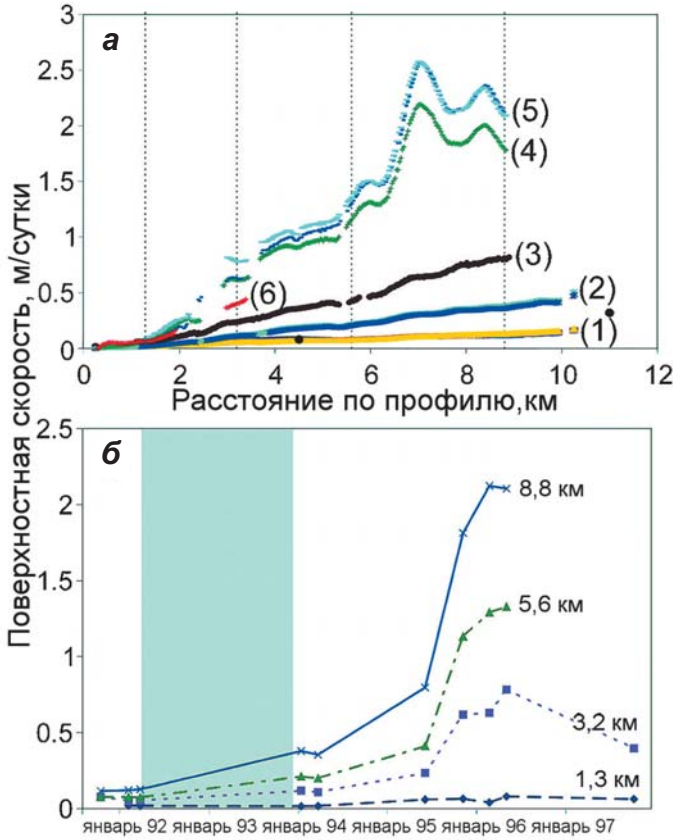
Изменение поверхностной скорости. По данным радиоинтерферометрии (Murray et al., 2003), заметные изменения поверхностной скорости движения ледника Фритьоф происходили в период с февраля 1992 г. по май 1996 г. (рис. 3.21).

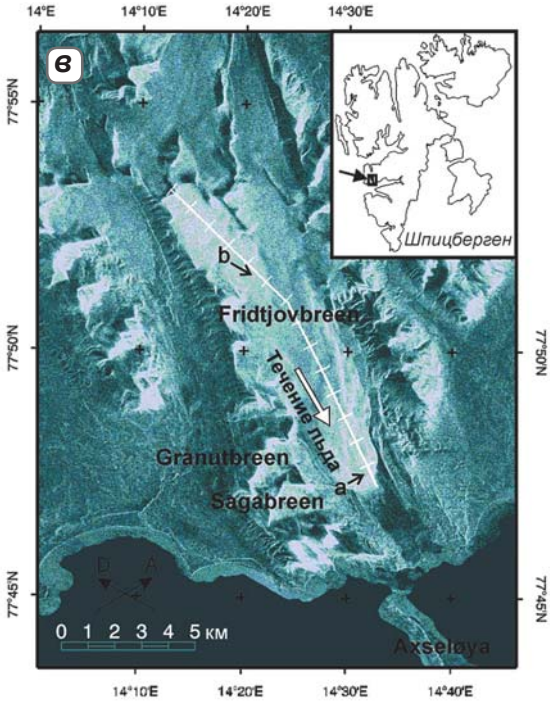


▲ **Рис. 3.21.** Интерферограммы, показывающие совмещенный эффект изменения высоты и смещения поверхности ледника в период с февраля 1992 г. по май 1996 г. Для ноября 1995 г. и мая 1996 г. влияние топографии относительно мало из-за очень коротких базовых линий (Murray et al., 2003)



▲ **Рис. 3.22.** Скорости движения (цветная шкала с интервалом 0,2 м/сут) ледника Фритьоф и его северо-восточной ветви (ледник Западный Грён-фьорд) в период с октября 1991 г. по октябрь 1997 г. по данным радиоинтерферометрии со спутников ERS (Murray et al., 2003)





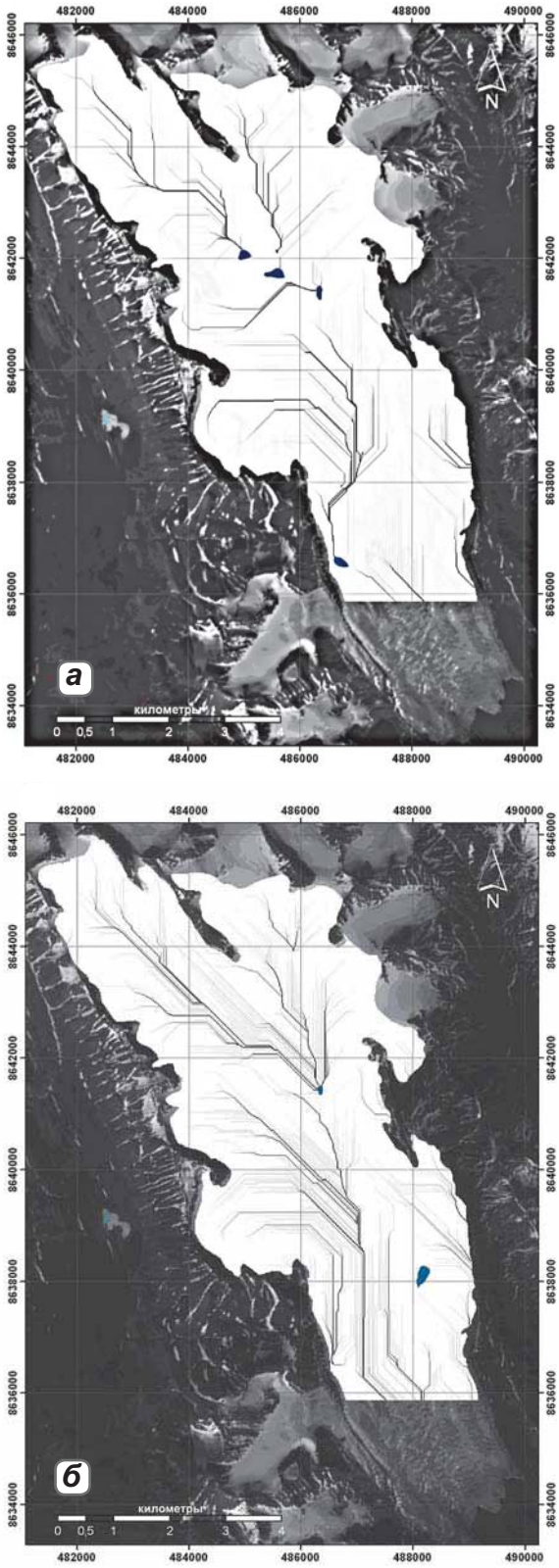
▲ ▶ **Рис. 3.23.** Изменение поверхностной скорости вдоль профиля от верховьев северо-западной ветви ледника Фритьоф до его нижней части (*в*): по данным спутниковой радиоинтерферометрии (Murray et al., 2003) (цветные линии) (*а*) в октябре 1991 г., феврале и марте 1992 г. (*1*), феврале и марте 1992 г. (*2*), январе и марте 1994 г. (*3*), июне 1995 г.(*4*), ноябре 1995 г. (*5*), феврале и мае 1996 г. (*6*) и октябре 1997 г.; на разных расстояниях от начала профиля по данным спутниковой радиоинтерферометрии (*б*) в период с января 1992 г. по январь 1997 г. (Murray et al., 2003) (цветные линии) и полевых измерений 1987 г. (Зингер и др., 1997) (черные кружки); голубой полосой показан интервал времени, когда скорости не могли быть определены из-за некогерентности радиоинтерферометрических изображений (Murray et al., 2003)

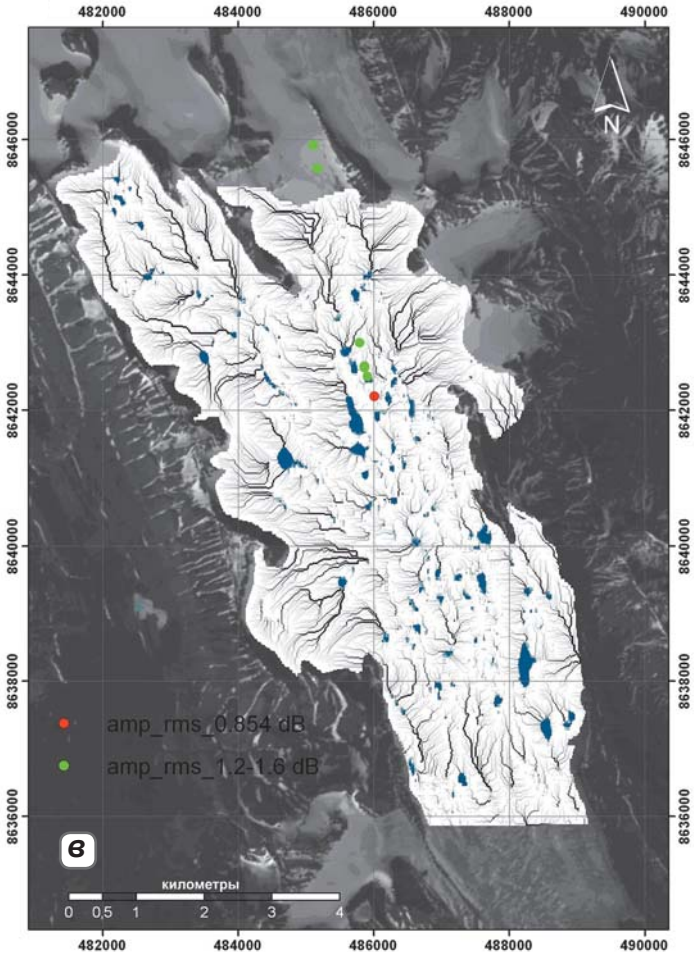
В период с октября 1991 г. по октябрь 1997 г. наибольшие изменения скорости произошли в 1995–1996 гг. (рис. 3.22).

На профиле, проходящем вдоль северо-западной ветви ледника Фритьоф и его центральной части, изменения поверхностной скорости показаны на рис. 3.23.

Изменение подледниковой гидрологической сети. По данным о высоте поверхности и ложа была рассчитана картина гидравлического потенциала и по ней оценено положение мест возможного скопления подледниковой воды и путей ее течения (рис. 3.24). Из этого рисунка следует, что до подвижки ледника Фритьоф, в 1936 и 1990 гг., подледниковая гидрологическая сеть была канализирована в двух основных потоках, в северо-западной и северо-восточной ветвях ледника, и подледниковая вода могла доходить до языка ледника и затем вытекать в море. К 2004 г. во время подвижки ледника Фритьоф картина подледникового дренажа заметно изменилась и стала более разветвленной, способной образовывать отдельные скопления воды практически на всей площади ложа, тем самым затрудняя поступление воды к фронту ледника и ее вытекание из-под ледника в море.

Радарные измерения 2005 г. вдоль продольного профиля ледника Фритьоф (см. рис. 3.12) показали, что максимумы амплитуды отраженных от ложа сигналов довольно близко совпадают с положением возможных скоплений воды на ложе (рис. 3.25). Этот факт может служить дополни-

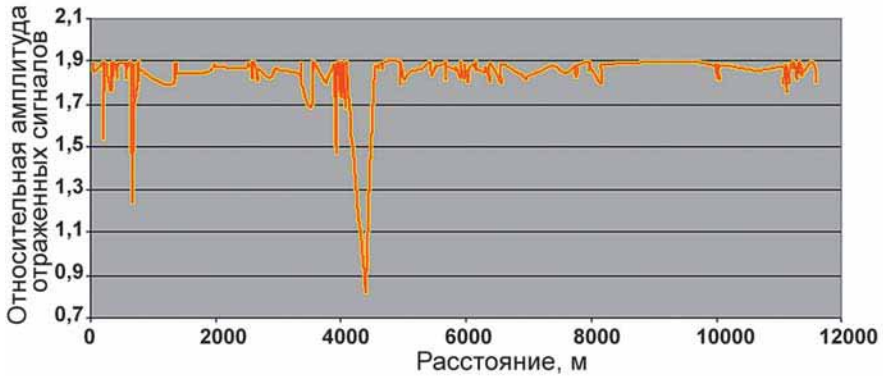




◀ ▲ **Рис. 3.24.** Подледниковая гидрологическая сеть ледника Фритьоф в 1936 (*а*), 1990 (*б*) и 2004 (*в*) гг.; на (*в*) красными и зелеными точками показано положение максимумов амплитуды отраженных от ложа сигналов

тельным подтверждением связи гидравлического потенциала со скоплениями воды на ложе ледника Фритьоф.

Возможные механизмы подвижки ледника Фритьоф в 1990-х годах. Приведенные выше данные позволяют высказать некоторые соображения о механизме подвижки ледника Фритьоф в начале 1990-х годов. До его подвижки, в 1969–1990 гг., происходило повышение высоты поверхности в областях питания обеих его ветвей и ее понижение в области расхода, а после подвижки ледника, в 1990–2005 гг., эта картина стала обратной (см. рис. 3.18): напряжение сдвига на ложе возросло в нижней части ледника (см. рис. 3.19, *б*). При этом в том же районе летом 1995 г. отмечено первое заметное увеличение поверхностной скорости (см. рис. 3.21 и 3.22). Эти факты указывают на связь подвижки ледника Фритьоф с изменением геометрии его поверхности до и после этого события, вызванного самой подвижкой ледника, а не с изменением климата, так как начиная по крайней мере с 1936 и до 1990 г. ледник Фритьоф отступал.



▲ **Рис. 3.25.** Изменение амплитуды отраженных от ложа сигналов вдоль продольного профиля 2005 г. Б1–Б2 (см. рис. 3.12) на леднике Фритьоф; положение пиков амплитуды показано на карте гидравлического потенциала (рис. 3.24)

Другой возможный механизм ледника Фритьоф в 1990-х годах может быть связан с изменением его гидротермического состояния. На это указывает отсутствие в 2005 г. на радарных записях отражений внутреннего отражающего горизонта (ВОГ), связанного с границей раздела холодного и теплого водосодержащего льда (см. рис. 3.13), который наблюдался на радарных записях 1988 г. как в области ледораздела с ледником Восточный Гренфьорд, так и на значительном протяжении ледника Фритьоф (см. рис. 3.14), а также на радарной записи 1979 г. (см. рис. 2.24). Согласно оценкам (Macheret, Glazovsky, 2000), в 1988 г. площадь ледника составляла 48,7 км^2, средняя глубина ВОГ – около 100 м и объем придонного слоя теплого льда – 2,7 км^3, а среднее содержание воды в этом слое к концу сезона таяния могло достигать 2,3% (см. рис. 3.15) или 0,62 км^3, что эквивалентно слою воды 1,28 м. Эта величина близка к величине летнего баланса массы ледника (−1,49 м в.э.) в 1987/88 г. (Троицкий, 1989), т.е. объем летнего таяния мог составлять 0,073 км^3 и почти 85% этого объема могло уходить в ледник, обеспечивая существенный вклад в заполнение водой слоя теплого льда за счет ежегодного поступления в него талой воды.

Численное моделирование показало (Krass et al., 1991; Мачерет и др., 1992), что причиной образования двуслойных ледников может быть их выхолаживание или отепление с поверхности в результате смены условий льдообразования и изменения температуры T_s на нижней границе деятельного слоя и диссипативного разогрева льда, т.е. в результате влияния климатических и динамических факторов. Было рассмотрено два сценария трансформации гидротермического состояния ледников за последние 400 лет. Первый – для изначально теплого ледника с содержанием воды W = 0,5% и понижением T_s с 0° до –5 °С. В этом случае трансформация ледника из теплого в холодный занимает 60–160 лет. Время перехода в холодный изначально двухслойного ледника, в котором соотношение толщин холодного слоя и всей ледниковой толщи равно 1/4–1/2 (как на леднике Фритьоф до его второй подвижки), по данным моделирования составляет от 30–50 до 90–120 лет, причем увеличение содержания воды в леднике ведет к увеличению продолжительности этих периодов. В случае с ледником Фритьоф его переход из политермического состояния в 1978 г. в современное (см. рис. 3.13, 3.14) занял всего 17 лет, что гораздо меньше приве-

денной выше оценки. Это может быть связано не только с изменениями климата, но и в первую очередь с подвижкой самого ледника. При этом причиной трансформации гидротермического режима ледника Фритьоф после его подвижки в 1990-х годах может быть следующее: 1) перестройка поверхностной и внутриледниковой дренажной системы, приведшая к увеличению оттока воды из слоя теплого льда; 2) перераспределение теплого льда вниз по леднику во время самой подвижки. Эта гипотеза нуждается в дальнейшей проверке, так как необходимо учитывать и другие факторы: изменение запасов и давления воды на ложе, перестройку подледниковой гидрологической сети, изменение скорости донного скольжения, особенно в нижней части ледника, где ложе находится ниже уровня моря, а поверхность сильно разбита трещинами, что способствует проникновению воды к ложу и повышению гидравлического потенциала.

По данным моделирования (Глазовский и др., 2000), такое увеличение содержания воды может быть обусловлено ростом пористости ледяного скелета до 10% и содержания воды в верхней части слоя теплого льда за счет поступления к нему талой воды с поверхности в сезоны абляции. Это может способствовать фильтрации воды в слой теплого льда, разработке в нем системы дренажа, достигающей ложа ледника, а также увеличению скорости деформации льда и увеличению скорости донного скольжения и движения самого ледника. При увеличении толщины льда и наклона поверхности ледника возрастают напряжения сдвига на ложе, которые могут достигать критических значений и увеличивать давление воды у ложа и, в свою очередь, приводить к ускорению ледника.

3.3.3. Ледниковое плато Амундсена

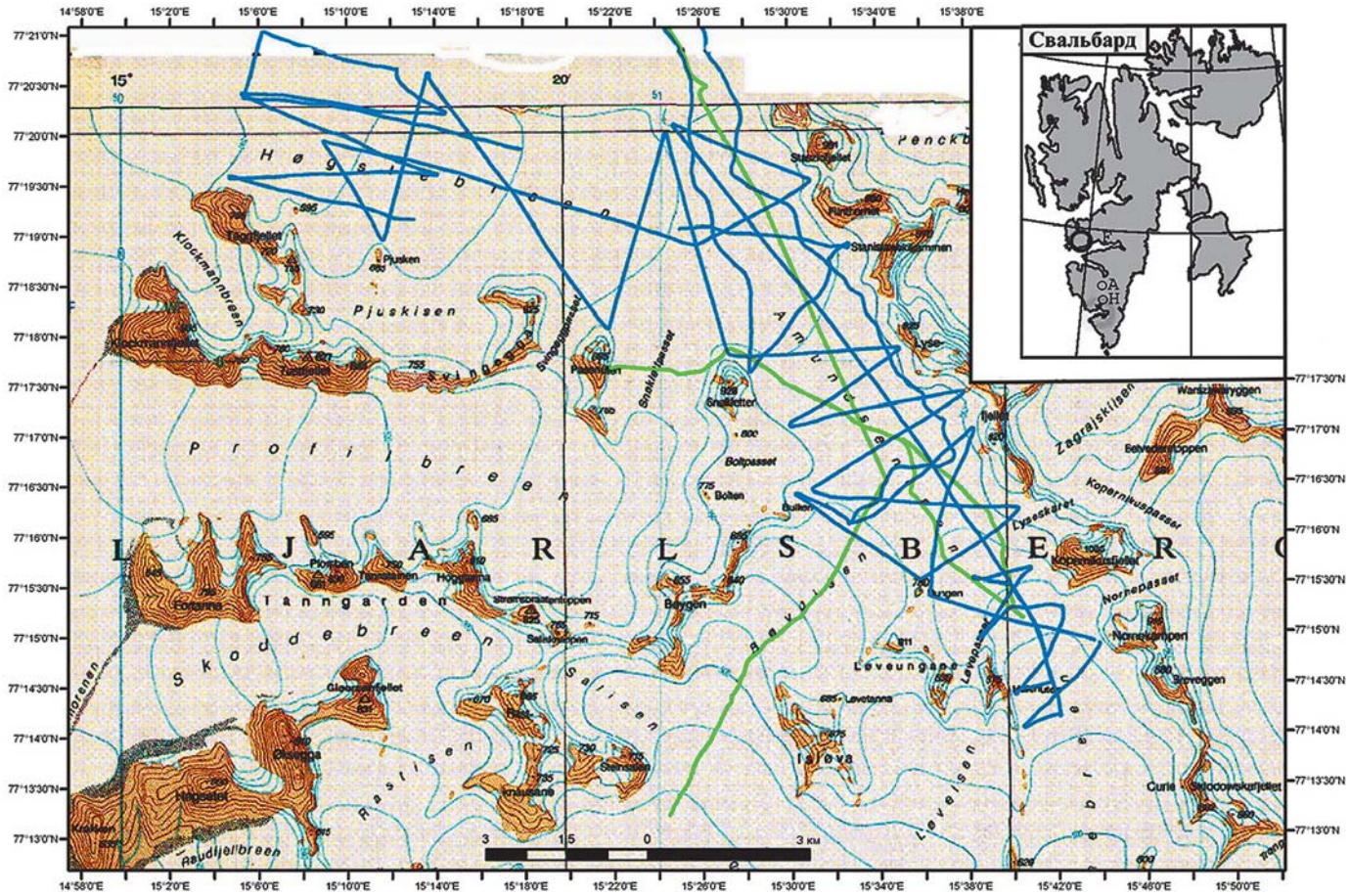
На ледниковом плато Амундсена по данным радиолокационных и GPS-измерений 2004 и 2006 гг. (Гловацкий и др., 2008) (рис. 3.26, *а*) построены карты высоты поверхности, толщины льда, подледного рельефа и гидравлического потенциала (рис. 3.26, *б–д*).

Особый интерес представляют обнаруженные на отдельных участках профилей зондирования протяженностью до 1500 м (см. рис. 3.26, *г*) отражения от «плоского» ложа (рис. 3.27, *а*) с большей на 6–8 дБ мощностью по сравнению с соседними участками ложа (рис. 3.27, *б*).

Это дало основание полагать, что такие отражения похожи на отражения от подледниковых озер в Антарктиде, хотя их мощность больше и составляет 20–30 дБ (Siegert et al., 1998). Поскольку таким участкам соответствуют рассчитанные области высокого гидравлического потенциала (см. рис. 3.26, *д*), можно также полагать, что они связаны с подледниковыми скоплениями воды, имеющими значительно меньшую глубину. В какой-то мере их можно рассматривать как минианалоги подледниковых озер в Антарктиде, которые могут образовывать систему дренирующихся озер, опорожнение которых сопровождается заметным (до 9 м) понижением поверхности ледникового покрова, которое может определяться по данным повторной спутниковой лазерной альтиметрии (Smith et al., 2009).

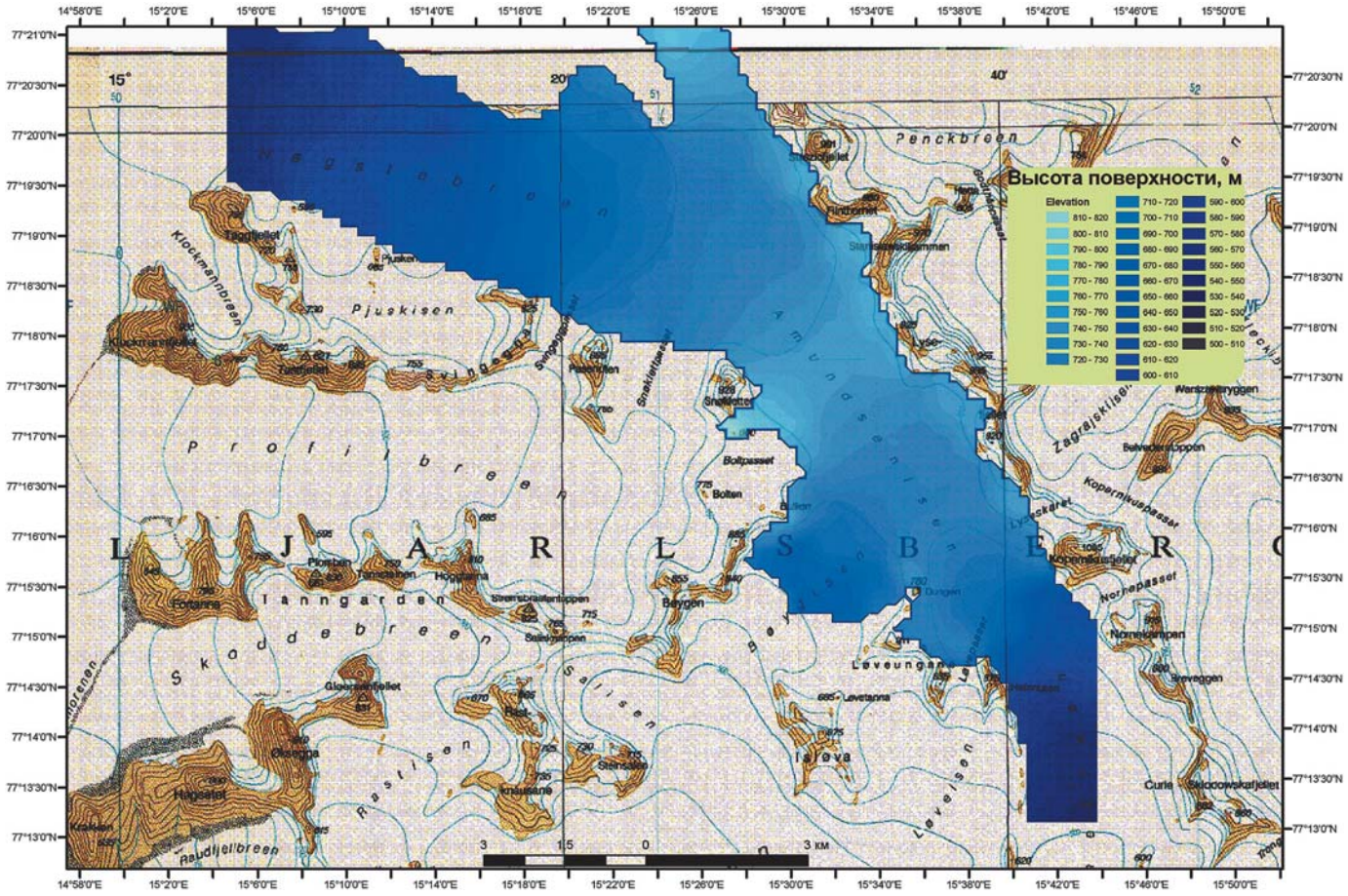
По данным исследований на теплом леднике д'Аролла в Швейцарии (Mair et al., 2002), во время «весенних» событий повышения поверхностной скорости в области подледникового дренажа также возникают водные подледниковые полости. Их образование сопровождается повышением поверхности ледника, но на гораздо

а



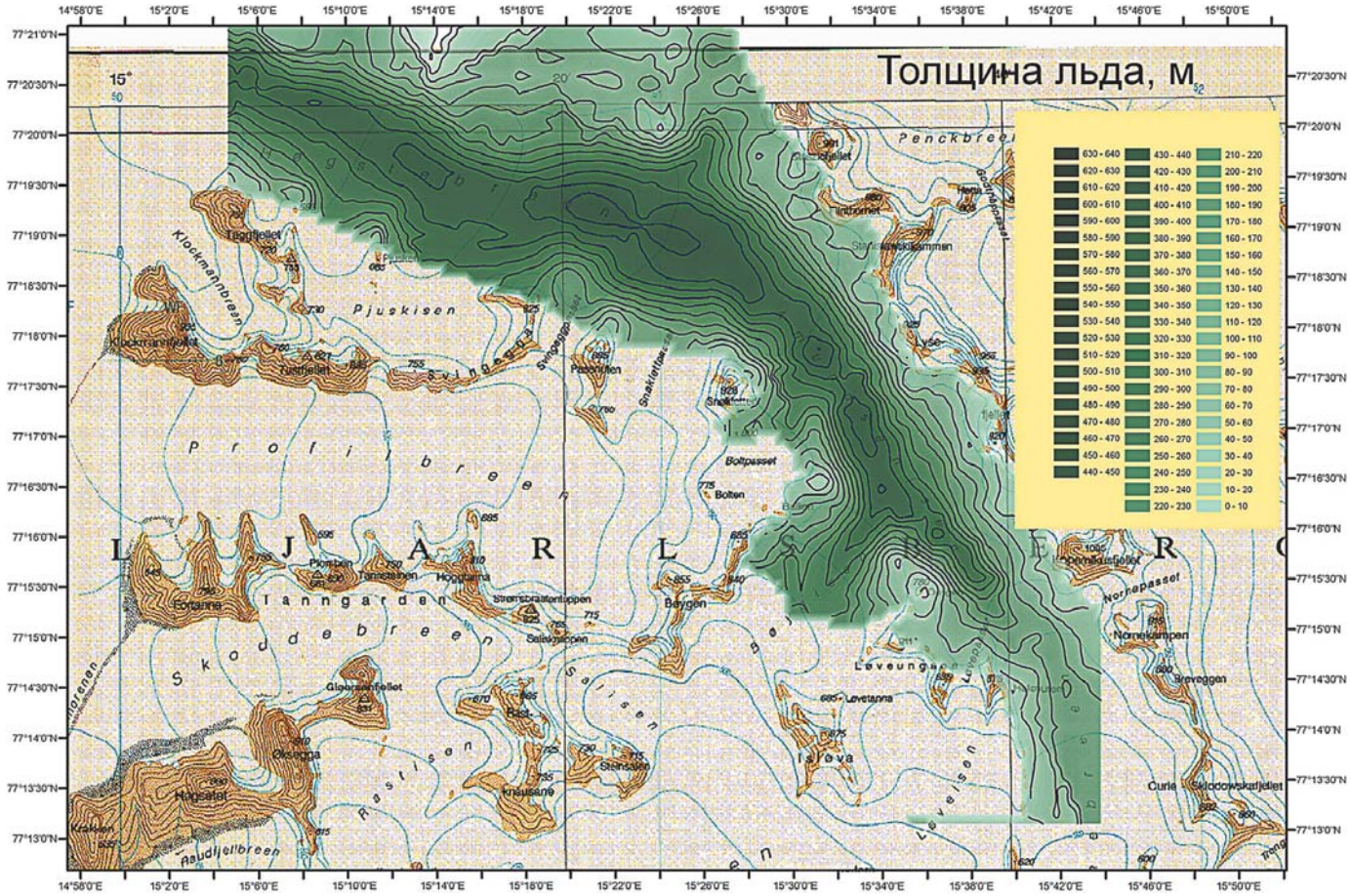
▲ **Рис. 3.26.** Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: *а*) профили измерений (Гловацкий и др., 2008)

б



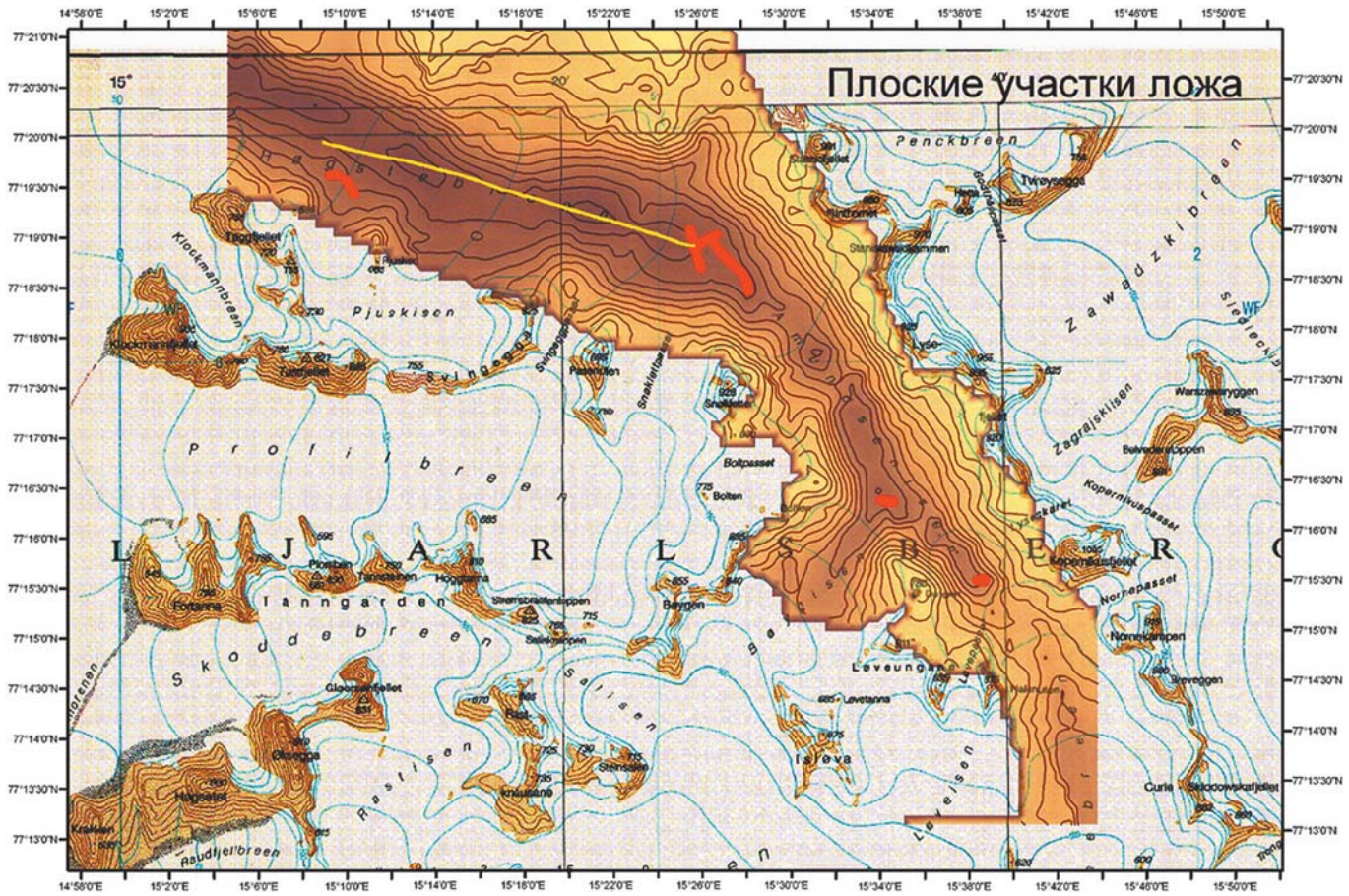
▲ **Рис. 3.26.** Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: *б*) высота поверхности (Гловацкий и др., 2008)

в



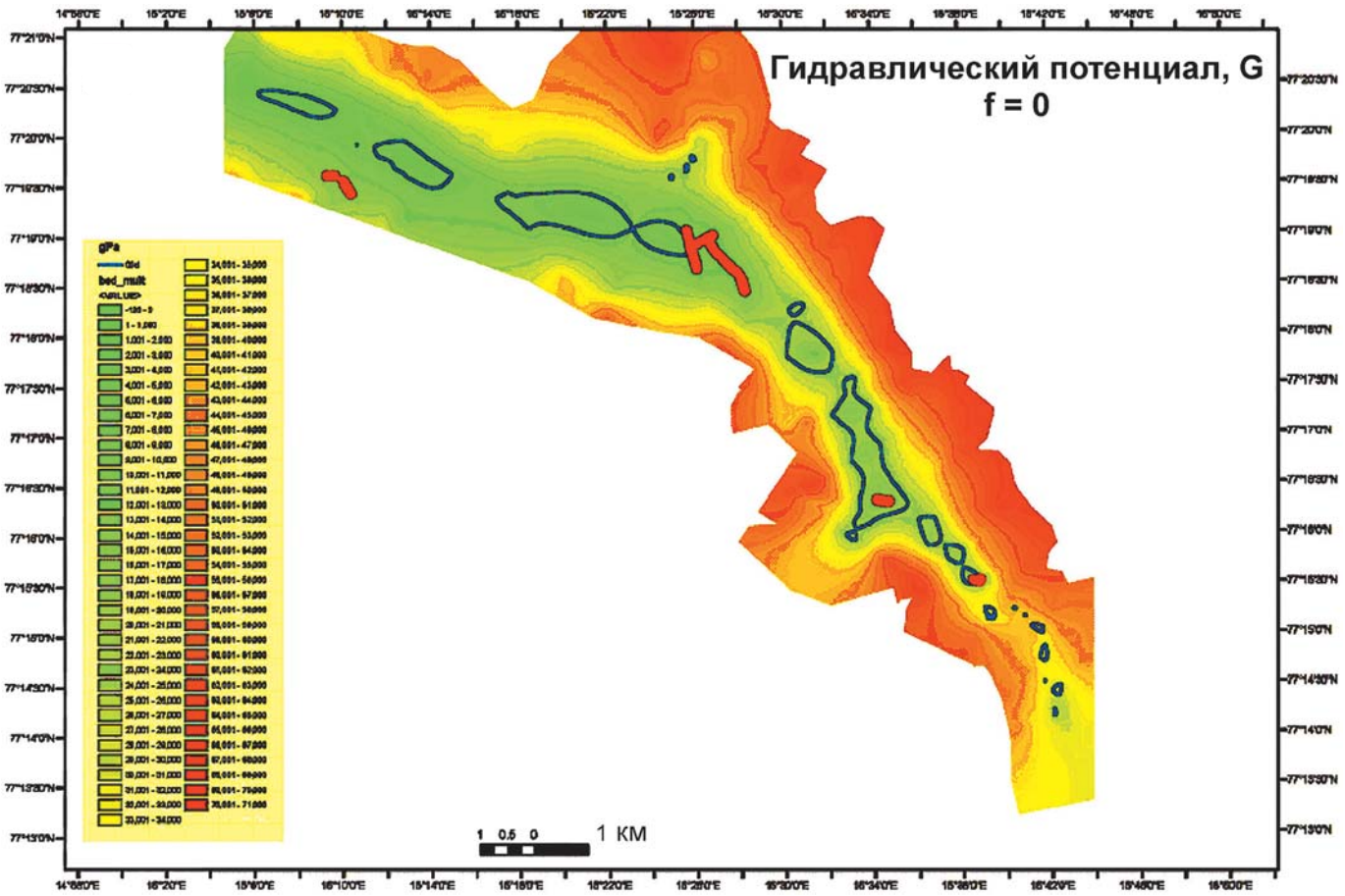
▲ **Рис. 3.26.** Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: *в*) толщина льда (Гловацкий и др., 2008)

г

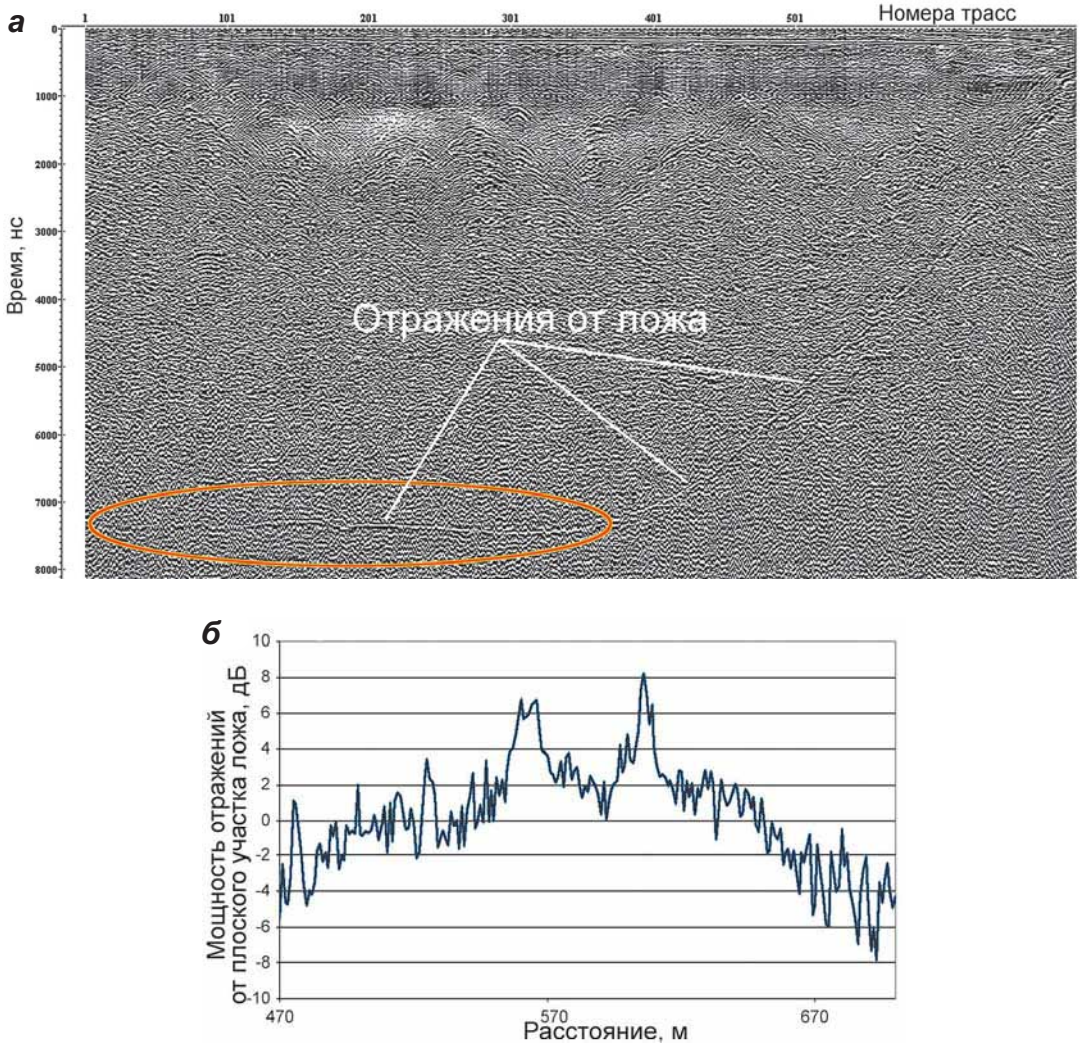


▲ **Рис. 3.26.** Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: *г*) подледный рельеф с участками регистрации отражений от «плоского» ложа (Гловацкий и др., 2008)

д



▲ **Рис. 3.26.** Строение ледникового плато Амундсена по данным наземного радиозондирования и DGPS-измерений 2004–2006 гг.: д) распределение гидравлического потенциала (Гловацкий и др., 2008)

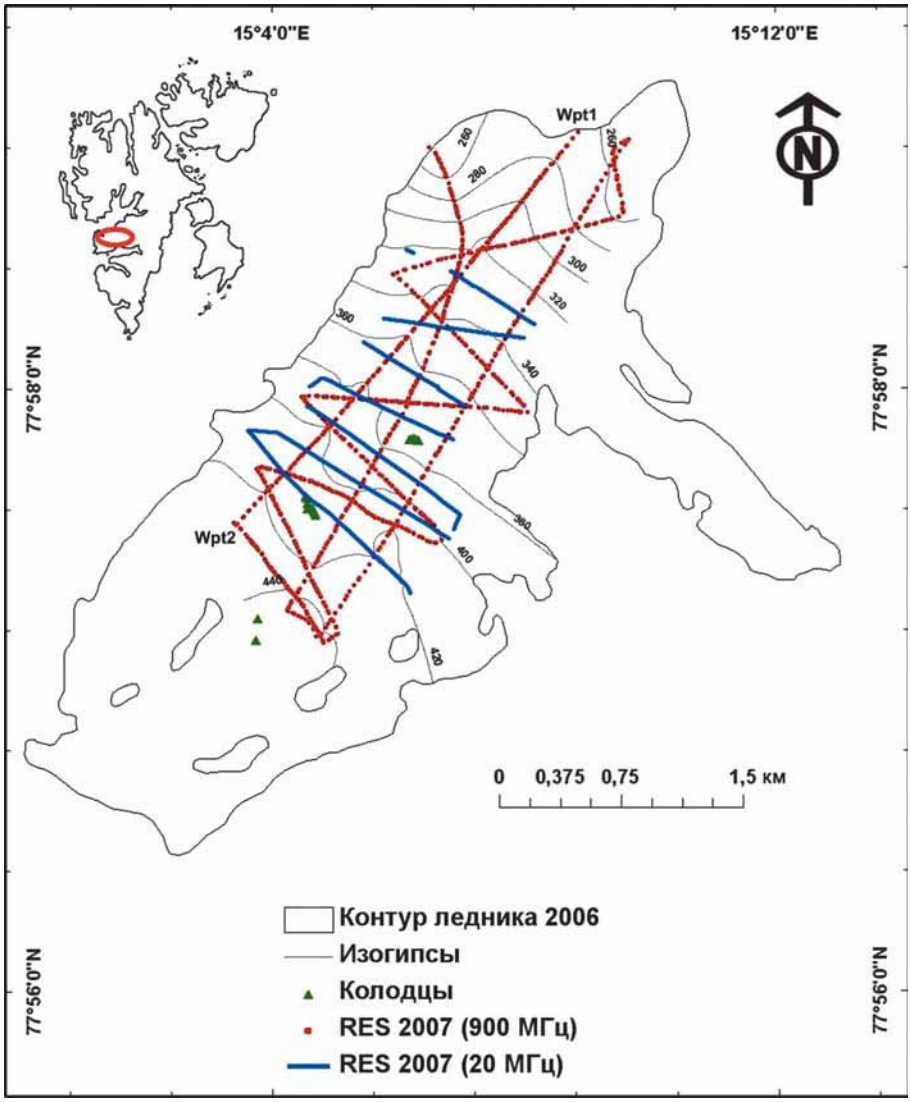


▲ **Рис. 3.27.** Отражения от «плоского» ложа на радарной записи (*а*) и их мощность по данным измерений их амплитуды (*б*) (Гловацкий и др., 2008)

меньшую величину (0,02–0,06 м) и на гораздо меньшей площади (на участках размером до 500 м), что может быть обнаружено только высокоточными DGPS измерениями.

3.3.4. Ледник Тавле

Весной и летом 2007 г. на леднике Тавле (площадью 9,15 км^2) были выполнены радиолокационные исследования с применением шведского локатора 350 МГц и локатора ВИРЛ-6 с центральной частотой 20 МГц (Лаврентьев и др., 2011). Профили радиозондирования 2007 г. показаны на рис. 3.28.

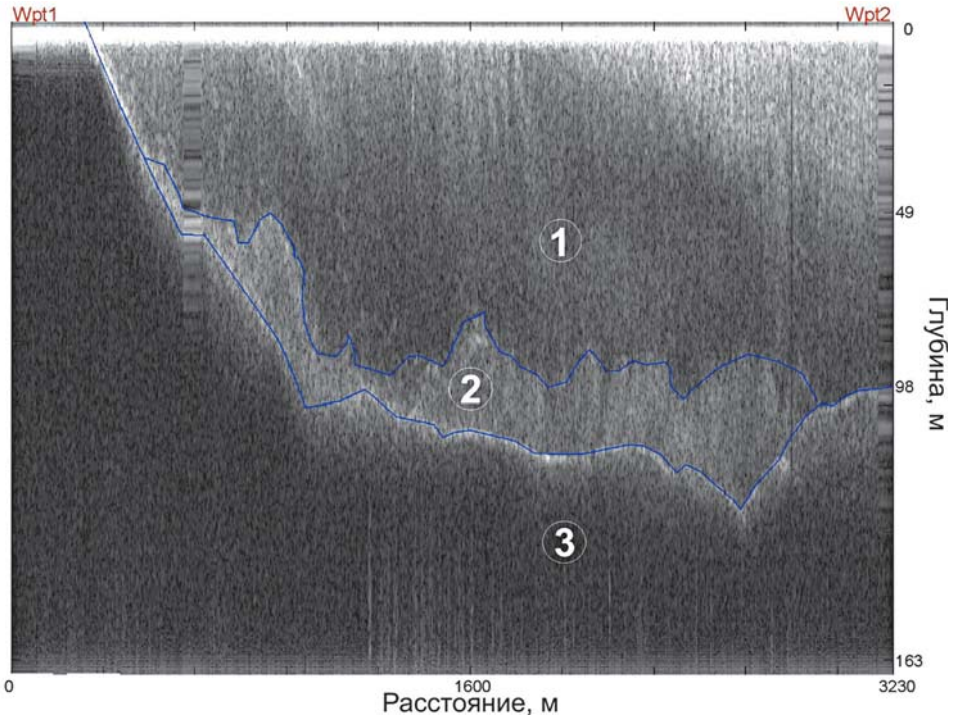


▲ **Рис. 3.28.** Радиолокационные исследования на леднике Тавле весной и летом 2007 г. (Лаврентьев и др., 2011)

На большинстве профилей зондирования, помимо отражений от ложа, были зарегистрированы отражения от границы раздела холодного и теплого льда (рис. 3.29).

Это дало основание отнести ледник к ледникам политермического типа и определить его геометрию и глубину этой границы. Были также получены карты поверхности, толщины льда, подледного рельефа, глубины слоя холодного льда и толщины слоя теплого льда (рис. 3.30).

Выполнена реконструкция системы подледникового стока на разные временные срезы на основе данных о толщине льда и топографии его поверхности в 1936, 1990 и 2007 гг. Эти результаты были сопоставлены с данными наблюдений за по-



▲ **Рис. 3.29.** Пример радарной записи, полученной на леднике Тавле с применением шведского локатора с синтезированной частотой 350 МГц. *1* – слой холодного льда, *2* – слой теплого льда, *3* – отражения от ложа (Лаврентьев и др., 2011)

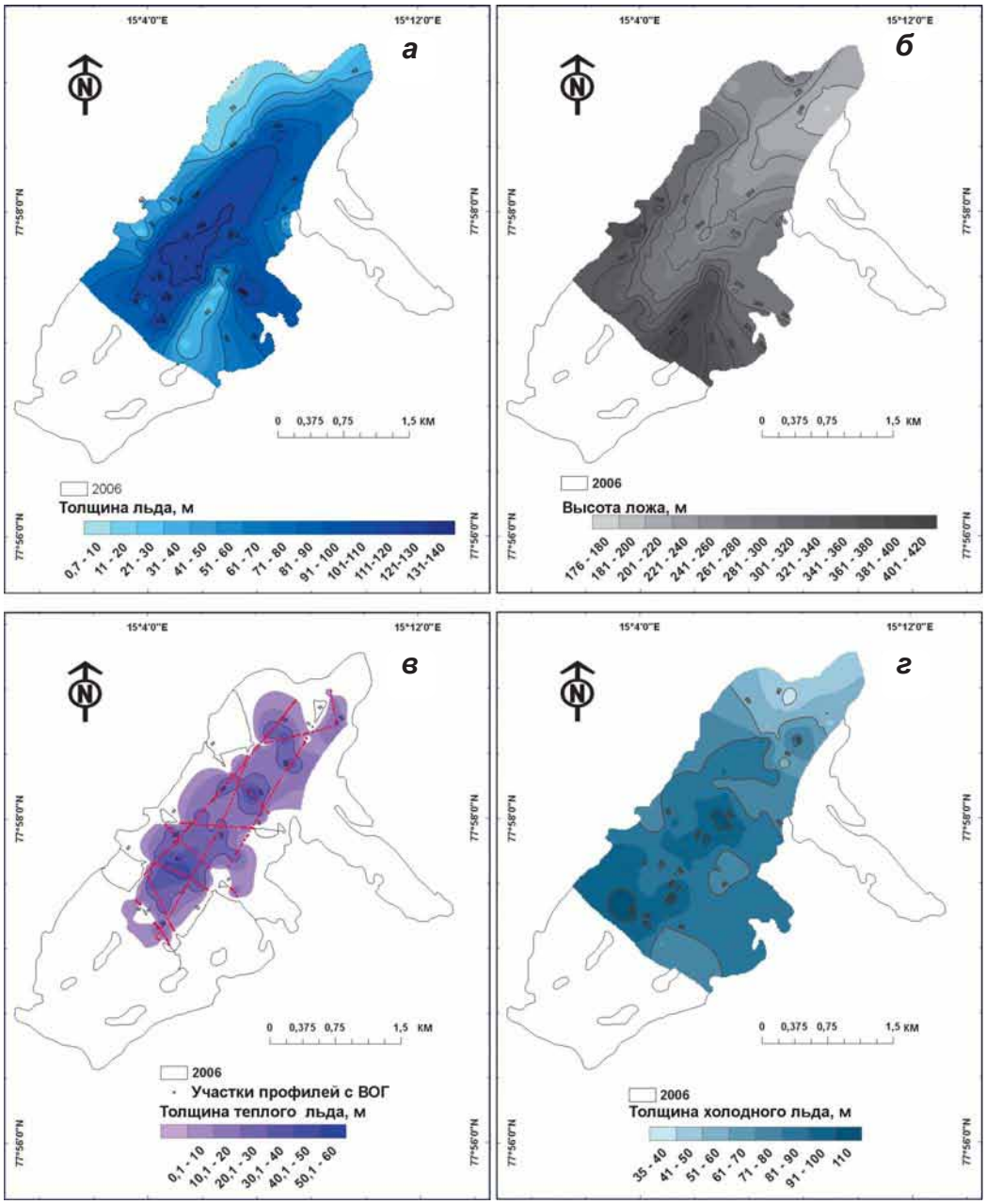
ложением ледниковых колодцев и теплого ледяного ядра, обнаруживаемого по радарным данным.

Средняя общая толщина льда составляет 93 м, а максимальная – 130 м. При этом средняя толщина придонного слоя теплого льда равна 20 м, а наибольшая его толщина составляет 50 м. Сравнение изменений высоты поверхности ледника за 1936–1990 и 1990–2007 гг. показало почти 10-кратное увеличение скорости убыли ледника за эти периоды. Скорости отступания языка ледника увеличились от 2,2 до 18,7 м/год, а площадь ледника уменьшилась от 0,17 до 0,102 км^2/год.

Реконструированная дренажная система (рис. 3.31) хорошо совпадает с картиной расположения ледниковых колодцев и формой теплого ледяного ядра. При этом от 1990 г. к 2007 г. заметно увеличиваются количество и особенно площадь замкнутых минимумов в поле гидравлического потенциала, что соответствует местам скопления воды на ложе.

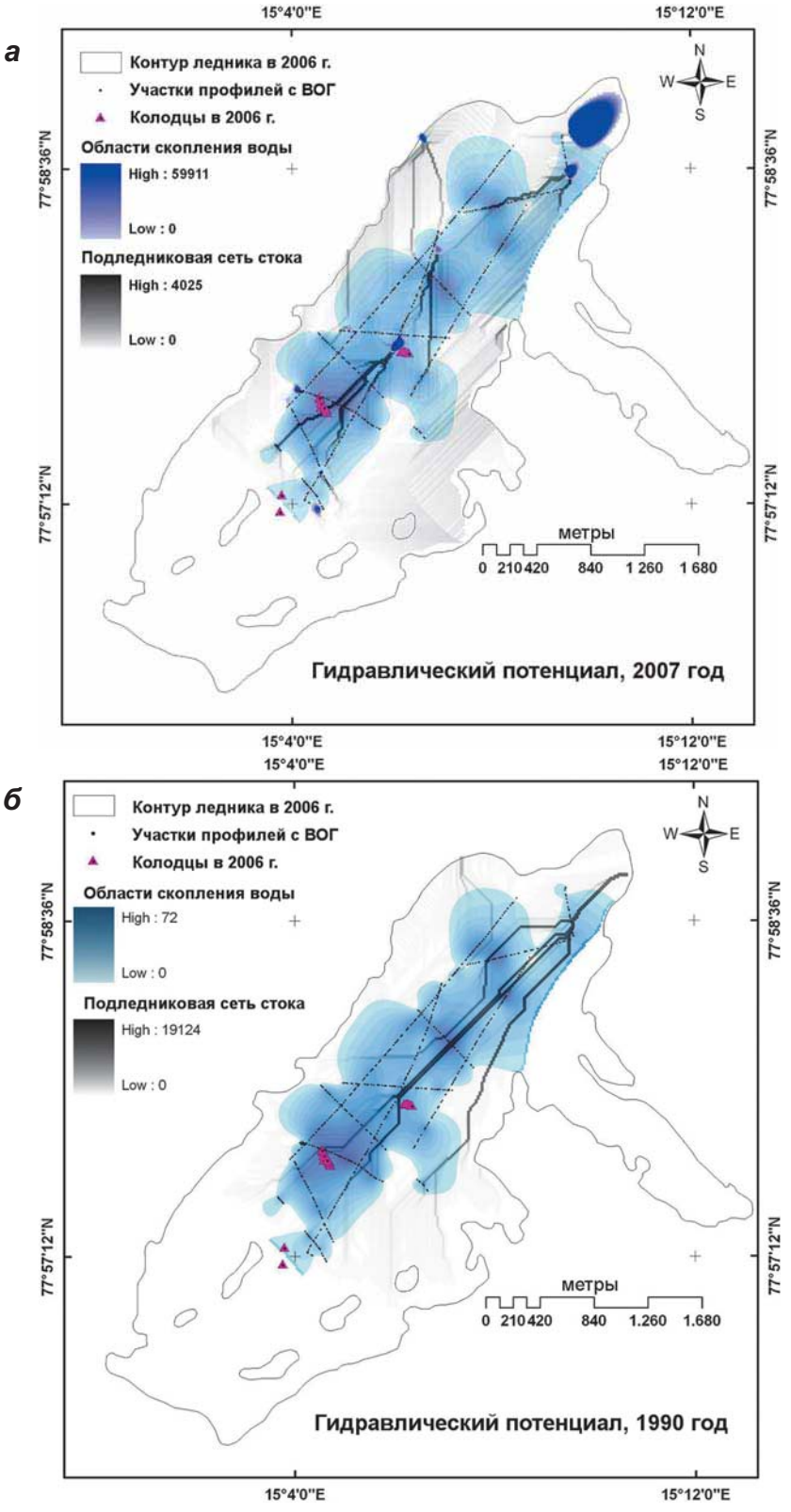
3.3.5. Ледники Джонсонс и Хард

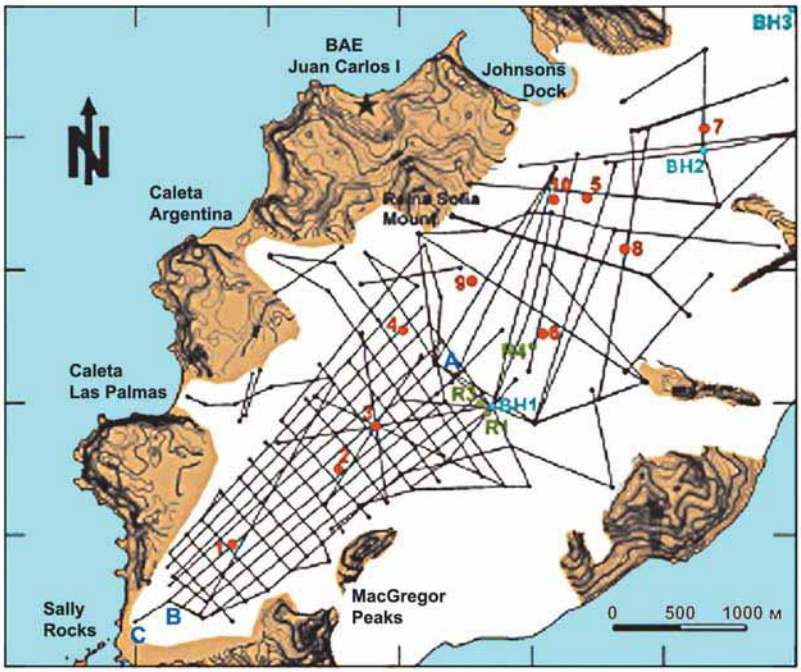
На теплых ледниках Джонсонс и Хард на о. Ливингстон (см. рис. 3.1, *б*) радиолокационные исследования начали проводиться с 1999 г. в комплексе с геодезическими и высокоточными GPS-измерениями высоты поверхности (Navarro et al., 2009). Ранее, в 1997–1998 гг., на леднике Джонсонс на нескольких профилях были также



▲ **Рис. 3.30.** Строение ледника Тавле по данным наземного радиозондирования весной 2007 г. (красные линии) и летом 2007 г.: *а*) толщина льда, *б*) высота ложа, *в*) глубина границы раздела холодного и теплого льда, *г*) толщина слоя холодного льда (Лаврентьев и др., 2011)

▶ **Рис. 3.31.** Подледниковая дренажная сеть ледника Тавле по результатам расчетов гидравлического потенциала в 1990 (*а*) и 2007 гг. (*б*). Область теплого ядра обозначена голубым цветом. Участки концентрации воды на ложе выделены синим цветом, а положение ледниковых колодцев на поверхности ледника – красным (Лаврентьев и др., 2011) ▶


а
15°4'0"E
15°12'0"E
77°58'36"N
77°57'12"N
Контур ледника в 2006 г.
Участки профилей с ВОГ
Колодцы в 2006 г.
Области скопления воды
High : 59911
Low : 0
Подледниковая сеть стока
High : 4025
Low : 0
N
W
E
S
метры
0 210 420 840 1 260 1 680
Гидравлический потенциал, 2007 год
б
15°4'0"E
15°12'0"E
77°58'36"N
77°57'12"N
Контур ледника в 2006 г.
Участки профилей с ВОГ
Колодцы в 2006 г.
Области скопления воды
High : 72
Low : 0
Подледниковая сеть стока
High : 19124
Low : 0
N
W
E
S
метры
0 210 420 840 1.260 1.680
Гидравлический потенциал, 1990 год



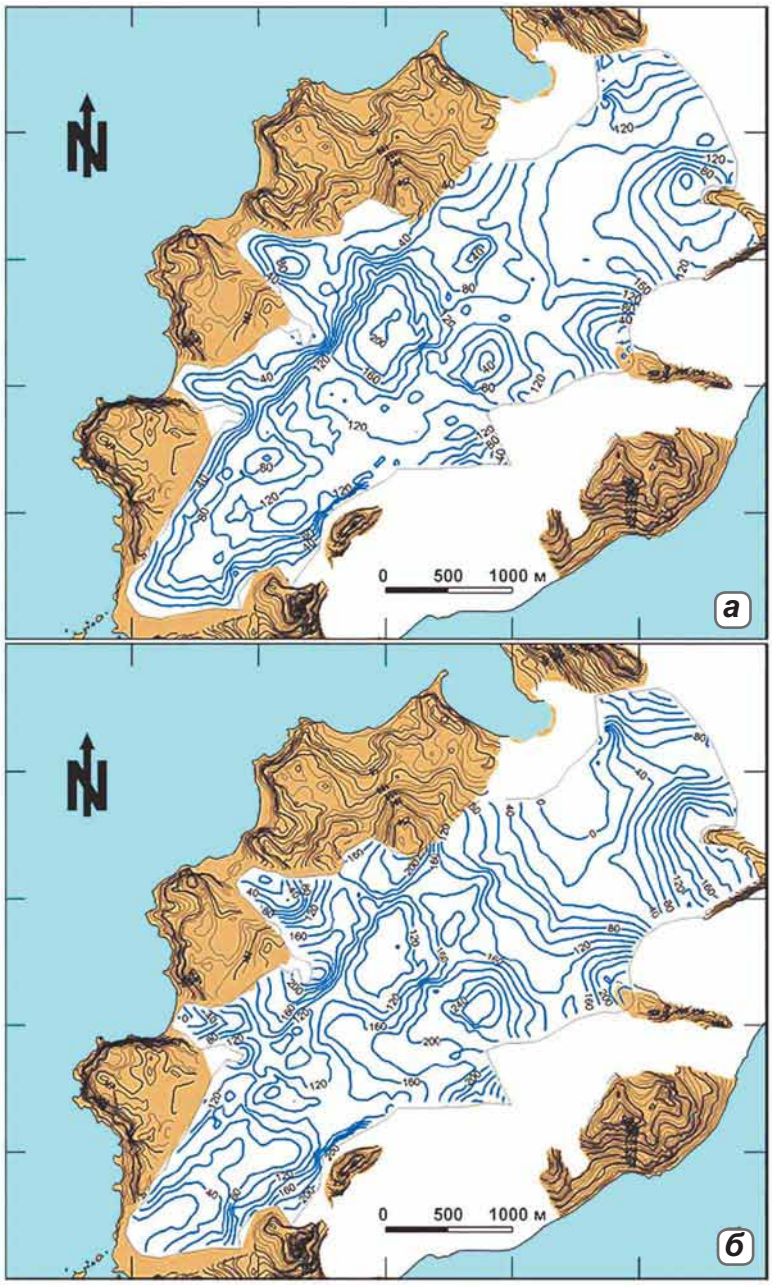
▲ **Рис. 3.32.** Профили радиозондирования 1999–2003 гг. и точки ОГТ измерений 2003 г. на ледниках Джонсонс и Хард на о. Ливингстон (Navarro et al., 2009)

выполнены сейсмические измерения методом отраженных волн (МОВ), позволившие определить толщину льда и скорость распространения продольных сейсмических волн (Texido et al., 1999) и по ней оценить содержание воды в теплом льду (Benjumea et al., 2003; Navarro et al., 2005). Для этой цели были также использованы гиперболические отражения от включений воды в теплом льду и данные ОГТ-измерений (Navarro et al., 2009).

Толщина льда и подледный рельеф. По данным радиозондирования (рис. 3.32) и геодезических и DGPS-измерений были получены карты поверхности, толщины льда и подледного рельефа (рис. 3.33, *б–в*), которые послужили основой для выбора точек ОГТ-измерений в 2003 г. на участках с более ровным рельефом поверхности и ложа (см. рис. 3.32).

Содержание воды: оценка по скорости распространения сейсмических волн. По данным измерений скорости распространения сейсмических волн V_s содержание воды W в леднике Джонсонс было оценено по формуле (2.79) (Ризниченко, 1949) для двухкомпонентной смеси лед–вода. При этом принимались во внимание только скорости $V_s > 3500$ м/с, поскольку более низкие скорости относятся к холодному льду, к участкам с толстым снежно-фирновым слоем или к трещиноватым зонам. Скорости изменяются в пределах от 3530 до 3720 м/с и определены с погрешностью 20–192 м/с. По этим оценкам, содержание воды в теплом льду составляет от 0,2 до 3,2% и в среднем равно 2,2±0,9%.

Оценка по гиперболическим отражениям. Для количественных оценок использованы 42 гиперболы симметричной формы, которые, как отмечено выше, наиболее подходят для подобной цели (Мачерет, 2000). По этим данным, в пределах



▲ **Рис. 3.33.** Толщина льда (*а*) и подледный рельеф (*б*) ледников Джонсонс и Хард по данным радиозондирования 1999–2003 гг. (Navarro et al., 2009)

исследуемых ледников скорость радиоволн в теплом льду в интервале глубин от 28 до 162 м изменяется от 157 до 174 м/мкс (ее средняя величина равна 164±4,2 м/мкс). Если же исключить скорости $V > 168$ м/мкс, типичные для холодных ледников, то в оставшихся 29 точках V изменяется в более узких пределах (157–167 м/мкс) и ее

средняя величина составляет 162,8±2,9 м/мкс. По этим данным, содержание воды в теплом льду составляет 0,4–2,3% и в среднем равно 1,1±0,6%, что согласуется с приведенными выше оценками по скорости распространения сейсмических волн.

Оценка по данным ОГТ-измерений. Для определения скорости распространения радиоволн применены неплоская и плоская модели ложа (Navarro et al., 2009), а для оценки среднего содержания воды W в толще ледников – формула Луэнги (2.7) (табл. 3.4). Из таблицы следует, что содержание воды в теплых ледниках Джонсонс и Хард изменяется в диапазоне от 0 до 1,6%. Согласно оценкам (Murray et al., 2003), при постоянном приложенном напряжении скорость деформации увеличивается примерно в 3,8 раза при увеличении содержания воды на 1%, что должно отражаться в динамике теплых и политермических ледников с придонным слоем теплого льда.

Таблица 3.4

Скорость распространения радиоволн V_s и содержание воды W в теплых ледниках Джонсонс и Хард по данным ОГТ-измерений в период таяния 2003 г.

СМР	Неплоская модель			Плоская модель		
	V_s, м/мкс	h, м	W,%	V_s, м/мкс	h, м	W,%
1	165,4	124	0,5	167,5	129	0,1
2	185,4	115	–	186,0	123	–
3	167,6	103	0,1	168,2	103	–
4	168,0	199	0,0	166,5	197	0,3
6	166,1	133	0,4	167,8	134	0,0
8	160,1	209	1,6	163,2	205	1,0
9	187,9	70	–	188,1	70	–
10	163,5	125	0,9	162,0	127	1,2

3.4. Выводы

Опыт авторов в применении геофизических методов исследования воды в ледниках Арктики и Антарктики главным образом связан с наземной радиолокацией ледников с помощью моноимпульсного локатора с центральной частотой 20 МГц. В целом этот опыт показал, что существуют широкие возможности для изучения строения, гидротермического состояния, гидротермической структуры и условий на ложе теплых и политермических ледников.

Независимо от конкретной задачи каждого такого исследования оно обычно начиналось с того, что выполнялась профильная съемка, которая позволяла по радарным записям качественно оценить неоднородность строения ледника, выделить характерные внутренние горизонты и области с разной интенсивностью отражений.

Для количественной интерпретации радарных данных были необходимы как минимум сведения о скорости распространения радиоволн в толще, и самым про-

стым приемом была оценка по гиперболическим отражениям. Его основное преимущество заключается в простоте измерений и возможности оценить скорости на разных глубинах и частях профиля, а главный недостаток – малая точность. Тем не менее полученные таким способом скорости давали возможность оценить термическое состояние толщи ледников и сделать предварительные выводы о содержании воды в его толще.

Но практически в каждом исследовании такие выводы надо было уточнять и контролировать с помощью метода наклонного радиозондирования. Его результаты гораздо надежнее, но относятся лишь к отдельным точкам ледника, в каждой из которых надо было ставить достаточно трудоемкие эксперименты. С другой стороны, результаты таких измерений можно было сравнивать с данными сейсмозондирования методом отраженных волн. Другое преимущество заключалось в том, что для оценки сезонных и более коротких изменений гидротермического состояния и содержания воды в толще можно было повторять наклонное радиозондирование в одной и той же физической точке ледника.

Кроме скорости распространения радиоволн, другой важнейшей количественной характеристикой свойств ледника в наших исследованиях была амплитуда отраженных сигналов. Эти амплитуды измерялись для сигналов, отраженных как от ложа, так и от внутренних неоднородностей. Радарные записи, по которым измерялись эти амплитуды, велись в разных режимах: продолжительные записи в одной точке, повторные записи по одному и тому же профилю, однократные записи по разным профилям. Полученные пространственно-временные вариации амплитуд отражений дали возможность оценить относительные изменения содержания воды в толще и на ложе исследованных ледников.

Полученные нами результатах вкратце таковы. Показателем гидротермической неоднородности ледников служат изменения скорости распространения радиоволн и амплитуды отраженных сигналов из толщи и от ложа ледников, а также картина радиолокационных отражений: относительно низкие скорости (менее 168 м/мкс) характерны для теплого льда с включениями воды, более высокие скорости – для холодного льда. Отражения от раздела холодного и теплого льда служат характерным признаком политермических ледников, а их отсутствие характерно для ледников холодного типа. О наличии включений воды в теплом свидетельствует также сильное рассеяние радиоволн, дающее характерную картину отражений в виде множества гипербол, по которым можно оценить скорость распространения радиоволн в леднике и содержание воды в теплом льду.

Для этой цели могут быть также использованы данные наклонного радиозондирования, когда измерения выполняются не при постоянном, а при разном разносе приемной и передающей антенн. Длительные измерения амплитуды отражений при одинаковом расстоянии между антеннами позволяют оценить изменения отражающих свойств ледниковой толщи и ложа и по ним судить об изменениях гидротермической структуры политермических ледников.

Комплекс таких исследований, выполненных на политермическом леднике Ханс, показал заметные сезонные и годовые изменения содержания воды в нижнем слое теплого льда и условий на ложе, которые отражаются в сезонных изменениях скорости движения ледника. Важную роль в этих изменениях играет талая вода, проникающая с поверхности через трещины в толщу ледника и к его ложу.

Изменения гидротермической структуры от политермической к более теплой обнаружены на леднике Фритьоф, которые произошли после его подвижки в 1990-х

годах. Они могут быть связаны с перераспределением массы в результате подвижки, которая сопровождалась изменением высоты и наклона поверхности, напряжения сдвига на ложе и перестройкой картины подледниковой гидрологической сети. Изменения ее картины по величине гидравлического потенциала за 70 лет были установлены также на политермическом леднике Тавле. При этом современная ее картина указывает на то, что подледниковая дренажная система связана с поверхностной через наиболее глубокие ледниковые колодцы.

На ледниковом плато Амундсена по данным радиозондирования обнаружены несколько участков регистрации «плоских» отражений от ложа протяженностью до 1400 м, приуроченные к небольшим углублениям на ложе, амплитуда которых на 6–8 дБ выше, чем на соседних участках. Подобная картина очень похожа на отражения от поверхности более крупных по размерам подледниковых озер в Антарктиде. Это дало основание полагать, что такие «плоские» и сильные отражения также могут быть связаны с отражениями от небольших подледниковых озер. Но в отличие от антарктических, они находятся под толщей не холодного, а теплого льда, толщина которой (400–500 м) почти на порядок меньше, чем в Антарктиде. Существование таких озер в Арктике на архипелаге Шпицберген обнаружено впервые.

В Субантарктике, на о. Ливингстон, на теплых ледниках Джонсонс и Хард по данным измерений скорости распространения радиоволн и сейсмических волн и по гиперболическим отражениям из их толщи оценены пространственные изменения содержания воды в теплом льду, которые отражают изменения условий питания этих ледников в разных высотных зонах.

ГЛАВА 4

Распределение и динамика воды в ледниках: результаты дистанционных и геофизических исследований

Как показано в главе 1, теплый лед занимает большую часть объема теплых и политермических ледников и содержит до 2–3% воды, которая разрабатывает в нем прожилки и каналы и заполняет внутриледниковые полости и каверны, образуя взаимосвязанную внутриледниковую и подледниковую гидрологическую сеть. Ее дальнейшей разработке способствует поступающая с поверхности талая и дождевая вода, которая через трещины, ледниковые колодцы и зоны дробления льда может проникать к ложу ледника, увеличивая скорость его скольжения по ложу. Наиболее наглядно это проявляется во время «весенних» событий повышения скорости, которые сопровождаются локальными повышениями высоты поверхности и давления воды на ложе (см. раздел 1.4.4). Аналогичные процессы отмечены в области абляции ледникового покрова Гренландии в результате опорожнения наледниковых озер через ледниковые колодцы в зоне трещин и проникновения воды к ложу (см. раздел 2.3.4). Как макроаналоги «весенних» событий можно рассматривать также прорывы и последующее заполнение подледниковых озер в Антарктиде, сопровождающиеся заметными изменениями высоты поверхности, которые могут наблюдаться как по данным высокоточных DGPS-измерений, так и по данным повторных космических радиоальтиметрических и лазерных съемок (см. раздел 2.8.4).

Скорость движения холодных ледников определяется в основном скоростью донного скольжения, которая зависит от температуры в придонном слое льда, запасов воды у ложа, генерируемой диссипативным разогревом льда и трением на контакте лед–ложе, состава и шероховатости подстилающих пород, толщины слоя воды на ложе и ее эффективного давления. Эти же факторы служат причиной быстрого течения ледяных потоков и выводных ледников в Антарктиде, которое представляет собой результат отделения льда от ложа вследствие появления пленки воды и может иметь место при низком эффективном давлении воды на ложе. Распределение и возможные пути течения подледниковой воды характеризуются картиной гидравлического потенциала, которая зависит от перепада высот поверхности ледника и

ложа и, следовательно, может быть вычислена из данных соответствующих измерений при предполагаемых соотношениях давления воды и перекрывающего льда. Этот механизм обеспечивает возможность дистанционного исследования гидрологических подледниковых процессов в ледниках и их связи с динамикой процессов, что особенно важно для обширных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. В свою очередь, применение радиолокационных и радиофизических методов позволяет исследовать гидротермическое состояние и режим ледников, распределение и содержание воды в их толще, а также условия на нижней границе и их пространственные и временные вариации. Такие исследования намного проще проводить на сравнительно небольших ледниках в более доступных районах горного и полярного оледенения, поскольку происходящие у их ложа гидрологические процессы во многом сходны с процессами на ложе крупных холодных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, хотя преобладающие источники и механизмы поступления воды к ложу неодинаковы.

В этой главе основное внимание уделено результатам геофизических и дистанционных исследований ледников теплого и политермического типа, а также холодных ледников с донным таянием. Ледники теплого типа широко распространены в Альпах, на Аляске и в Исландии, ледники политермического типа особенно широко представлены на архипелаге Шпицберген, а холодные ледники с донным таянием – в Антарктиде и Гренландии. Показаны также возможности использования данных геофизических и дистанционных исследований для моделирования термического состояния и динамики ледников.

Главная тема главы – распределение и динамика воды в ледниках – рассматривается в отношении таких вопросов, как содержание воды и ее коротко- и длиннопериодные вариации, возможная связь воды с подвижками и динамикой выводных ледников, особенности формирования и функционирования подледниковых дренажных систем, процессы таяния-намерзания на ложе, крупные скопления воды на ложе ледниковых покровов и их динамика.

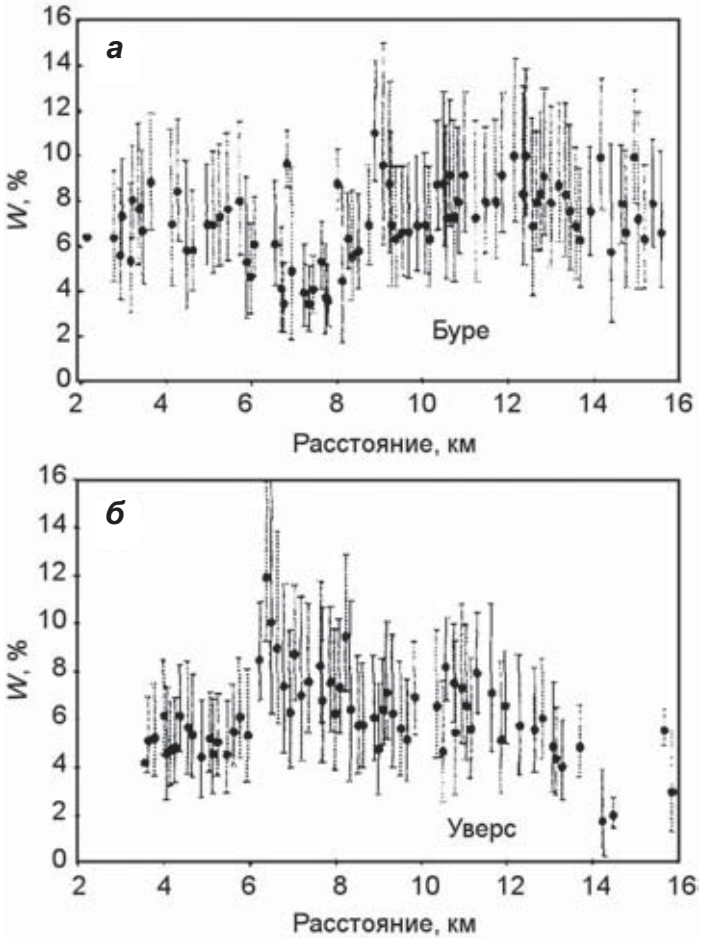
4.1. Содержание воды в теплых и политермических ледниках

Распределение воды в толще ледников – объемная характеристика, поэтому для ее определения наиболее информативны такие геофизические методы, как метод общей глубинной точки (ОГТ), реализуемый при сейсмических измерениях методом отраженных волн (МОВ) и при наклонном радиозондировании; вертикальный и горизонтальный радиолокационный каротаж скважин, когда содержание воды оценивается по средней скорости продольных сейсмических волн и по скорости радиоволн, определяемой по времени их распространения в толще ледника на разных расстояниях между точками излучения и приема этих волн, разнесенных на расстояние до нескольких сотен метров (см. разделы 2.2.4, 2.2.5, 2.2.6). Такие измерения весьма трудоемки и обычно выполняются в одной или нескольких точках ледника. Мультиофсетные ОГТ-измерения с применением нескольких приемных устройств позволяют получить данные о скорости распространения радиоволн и содержании воды в теплом льду политермических ледников вдоль профилей зондирования.

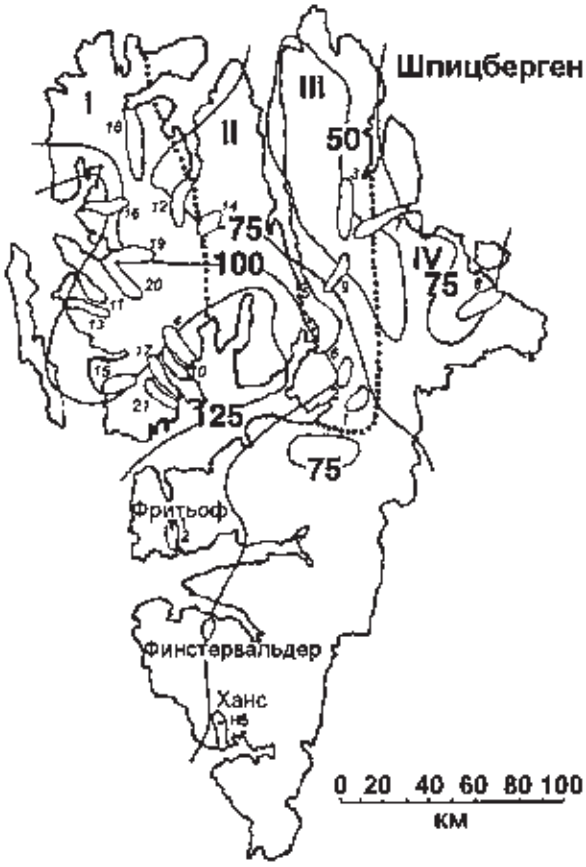
Для оценки пространственных вариаций содержания воды в верхней части слоя теплого льда в таких ледниках могут использоваться также данные измерений коэффициента отражения (PRC) от границы раздела холодного и теплого льда (IRH) и мощности отражений от включений воды в теплом льду вдоль протяженных профилей (см. разделы 2.5.1 и 2.5.2).

4.1.1. Пространственные изменения

Ледники Шпицбергена. Данные по коэффициенту отражения PRC от границы раздела холодного и теплого льда (IRH) (см. рис. 2.30) характеризуют осредненное по длине ледника содержание воды W_{au} в верхней части слоя теплого льда (рис. 4.1). Для 21 ледника на северо-востоке острова Шпицбергена они суммированы в табл. 4.1 вместе с данными о коэффициенте от ложа R_B и приведены на рис. 4.2.



▲ **Рис. 4.1.** Содержание воды в верхнем слое теплого льда в политермических ледниках Буре (*а*) и Уверс (*б*), оцененное по формуле (2.24) по данным аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц (Bamber, 1989) (Macheret, Glazovsky, 2000)



◀ **Рис. 4.2.** Содержание воды W_{au} в верхней части слоя теплого льда политермических ледников Шпицбергена. Мелкими цифрами обозначены ледники из табл. 4.1, крупными – среднее содержание воды в верхней части слоя теплого льда. Изолинии показывают абляцию (г/см^2) на высоте границы питания; римские цифры и точечная линия обозначают районы с разными условиями питания (Корякин и др., 1985). Дополнительно показаны ледники Фритьоф и Ханс с точками ОГТ-измерений на них (Macheret, Glazovsky, 2000)

Таблица 4.1

Коэффициенты отражения от ВОГ и ложа (R_{au} и $R_в$) и содержание воды W_{au} в верхней части слоя теплого льда в политермических ледниках Шпицбергена по данным аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц в мае 1983 г.
(Bamber, 1989). Из работы (Macheret, Glazovsky, 2000)

Номер ледника (см. рис. 4.2)	Ледник	R_{au}*, дБ	W_{au}, %	+δ	−δ	$R_в$, дБ
1	Фимбулисен	−27,6	2,8	+1,2	−0,9	−
2	Туна	−27,1	2,9	+1,3	−0,9	−15,9
3	Ветеранен	−25,5	3,6	+1,6	−1,1	−19,6
4	Сефстрем	−24,7	3,9	+1,8	−1,2	−12,2
5	Миттаг-Леффлер	−24,7	3,9	+1,8	−1,2	−
6	Норденшельд	−24,4	4,1	+1,8	−1,3	−
7	Хидениус	−24,1	4,3	+1,9	−1,3	−19,0
8	Хохштеттер	−23,4	4,6	+2,1	−1,4	−16,3

Окончание табл. 4.1

Номер ледника (см. рис. 4.2)	Ледник	R_{au}*, дБ	W_{au}, %	+δ	−δ	R_B, дБ
9	Формидабле	−23,3	4,7	+2,1	−1,4	–
10	Валеннберг	−22,5	5,2	+2,3	−1,6	−9,8
11	Уверс	−22,2	5,4	+2,4	−1,7	−11,6
12	Вон	−22,0	5,5	+2,5	−1,7	−10,6
13	Оватсмарк	−21,4	5,9	+2,7	−1,8	–
14	Абрахамсон	−20,8	6,4	+2,9	−2,0	−10,7
15	Эйдем	−20,5	6,6	+3,1	−2,1	−9,7
16	14 июля	−20,0	7,1	+3,3	−2,2	−9,2
17	Буре	−19,8	7,2	+0,4	−2,3	−7,7
18	Монако	−19,1	7,9	+3,7	−2,5	–
19	Круне	−18,4	8,6	+4,1	−2,7	−7,4
20	Конгсвеген	−18,0	9,1	+4,3	−2,9	−9,1
21	Нансен	−18,0	9,1	+0,3	−2,9	−8,0
Средняя величина			5,7	+2,6	−1,8	

Коэффициенты отражения R_{au} и R_B получены путем осреднения коэффициентов отражения по отдельным трассам с интервалом около 120 м, это данные аэрорадиозондирования на частоте 60 МГц, май 1983 г. (Bamber, 1989). Ошибки оценки содержания воды δ даны в предположении, что ошибка определения R равна ±3 дБ.

В весеннее время содержание воды W_{au} изменяется от ледника к леднику в диапазоне от 2,8 до 9,1% (см. табл. 4.1). Во всех случаях, даже учитывая ошибку определения R ±3 дБ, что приводит к значениям W_{au} от 1,9 до 9,2%, эти величины выше, чем содержание воды (до 1,4%), измеренное где-либо прямыми методами на образцах льда из теплых и политермических ледников в других районах мира (см. табл. 1.3).

В пределах отдельных ледников содержание воды W_{au} в верхней части теплого льда, оцененное по коэффициентам отражения R, измеренным вдоль профилей аэрорадиозондирования по индивидуальным волновым формам (Bamber, 1987), изменяется в более широких пределах. Например, на леднике Буре W_{au} изменяется от 3,4 до 11,0% со средним значением 7,2%; а на леднике Уверс эти значения составляют соответственно 1,7–11,9 и 5,4% (см. рис. 4.2). Учитывая ошибки измерения R ±3 дБ, изменчивость индивидуальных величин W_{au} в пределах одного ледника сравнима с изменчивостью средних величин W_{au} для ледников по данным измерений скорости распространения радиоволн (см. табл. 1.3).

Пространственные вариации среднего содержания воды W_{au} в верхней части слоя теплого льда политермических ледников, оцененные по среднему коэффициенту отражения R_{au} от ВОГ, показывают, что ледники с более низким средним содержанием воды ($W_{au} < 5\%$) в целом преобладают в северо-восточном районе, тогда как ледники с более высоким содержанием воды ($W_{au} > 5\%$) доминируют в северо-западном

районе (см. рис. 4.2). Эти районы также отличаются разными скоростями таяния на высоте границы питания – соответственно менее 75 г/см^2 и более 75 г/см^2 (Корякин и др., 1985). Более детальное сравнение картины изолиний таяния с распределением ледников с различным средним содержанием воды W_{au} обнаруживает их довольно тесную связь: чем выше скорость таяния, тем больше содержание воды. Исключения из этого правила – только ледник Сёфстрем и в некоторой степени ледник Валенберг, где скорости таяния на высоте границы питания равны 125–150 г/см^2, но содержание воды – соответственно только 3,9 и 5,2%. В северо-западном районе преобладают фирново-ледяная и теплая фирновая зоны льдообразования, где приток талой воды более благоприятен, тогда как преобладание фирново-ледяной и холодной ледяной зон в северо-восточном районе ограничивает приток воды. Таким образом, связь скорости поверхностного таяния и проницаемости ледника с содержанием воды в верхней части теплого льда, по-видимому, должна существовать. Возрастание индивидуальных коэффициентов отражения главным образом в областях аккумуляции говорит в пользу сильного влияния проникновения воды на коэффициент отражения. Ледники Сефстрем и Валенберг не следуют этому правилу, возможно, из-за большей доли зоны наложенного льда, которая защищает ледник от проникновения воды.

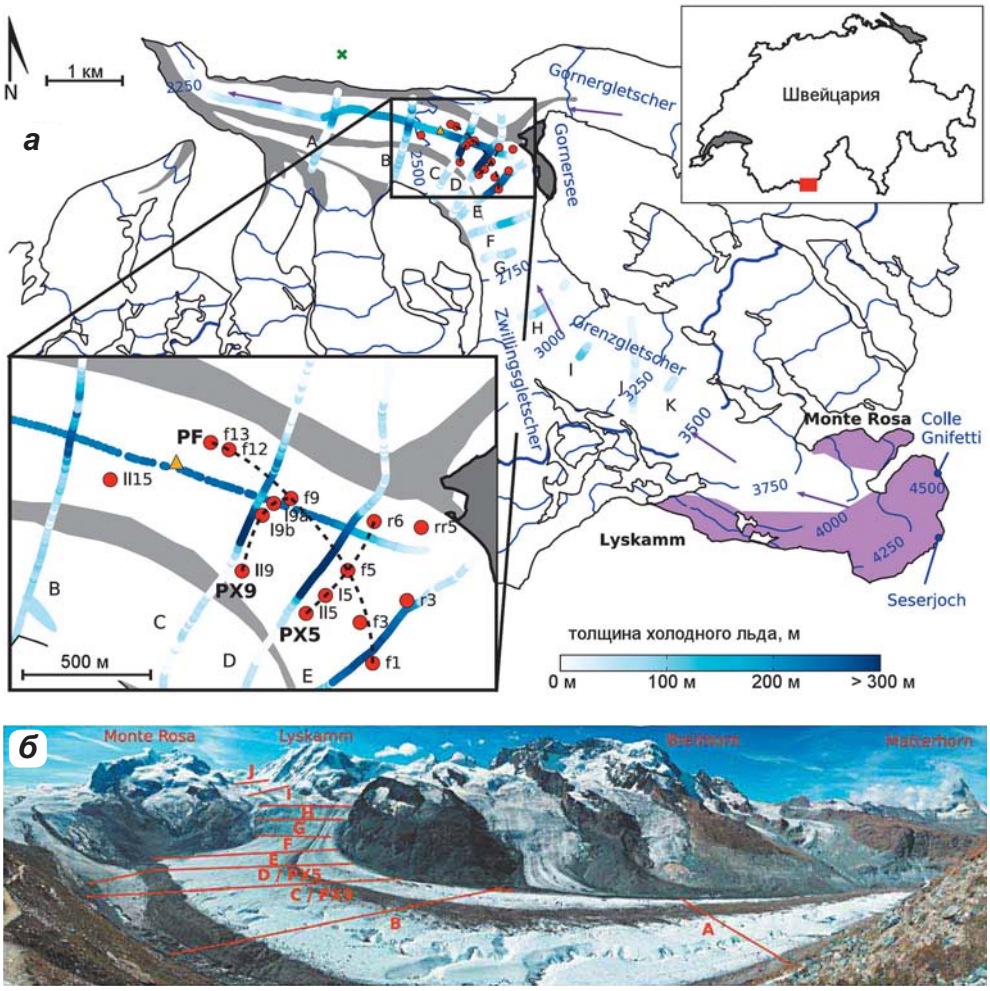
Сравнение среднего коэффициента отражения от ложа R_B со средним содержанием воды W_{au} в верхней части теплого льда показывает, что большие коэффициенты отражения ($-7{,}4$ дБ $> R_B > -11{,}6$ дБ) наблюдаются только при высоком содержании воды ($W_{au} > 5\%$), а небольшие коэффициенты ($-19{,}6$ дБ $< R_B < -12{,}2$ дБ) – при малом содержании ($W_{au} < 5\%$). Такую связь можно объяснить тем, что в леднике, где много воды, она интенсивнее поступает к его ложу. Однако коэффициент отражения ложа зависит не только от его влажности, но и от многих других факторов, таких как состав пород ложа, их минерализация, шероховатость нижней границы, толщина пленки воды у ложа и др. (Bamber, 1989). Следовательно, связь среднего содержания воды W_{au} в верхней части теплого льда с величиной R_B не может быть однозначно объяснена наличием воды у ложа.

Ледник Гренц в Альпах. По данным термозондирования 15 скважин и радиозондирования с вертолета на частоте 30 МГц (рис. 4.3) установлено (Ryser et al., 2013), что ледник Гренц в Швейцарских Альпах в нижней своей части в полосе шириной около 400 м имеет политермическую структуру с толщинами холодного льда более 300 м и теплого льда до 30 м (рис. 4.4, 4.5).

Этот холодный лед формируется в области аккумуляции выше 4000 м. По мере движения вниз он погребается уже теплым фирном и льдом, но в области абляции верхний теплый слой стаивает и холодный лед выходит на поверхность вблизи зоны слияния с ледником Горнер. Холодный лед, перемещаясь вниз, диссипативно разогревается, особенно вблизи бортов и у ложа, где формируется придонный слой теплого льда.

В области слияния толщина холодного льда достигает 90% всей толщи ледника. Зона самых низких температур в нем протягивается вдоль центральной линии тока на глубине около 60–80 м. Под ним находится теплый лед на точке таяния при соответствующем давлении, который был обнаружен во всех скважинах, достигших ложа. Это иллюстрируют вертикальные профили температуры, измеренные вдоль центральной линии тока и поперек ледника (см. рис. 4.5).

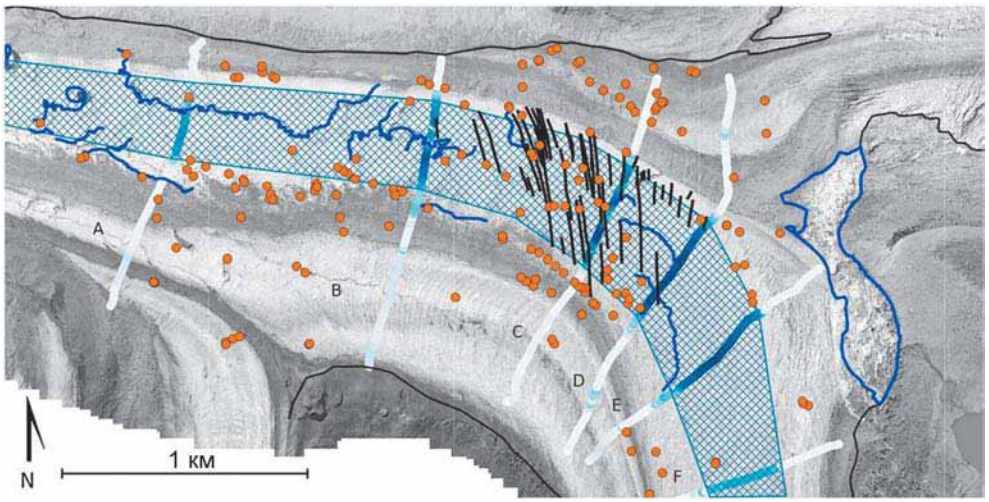
Содержание воды у поверхности раздела холодного и теплого льда оценено по мощности обратного рассеяния включениями воды (Hamran et al., 1996; Pettersson



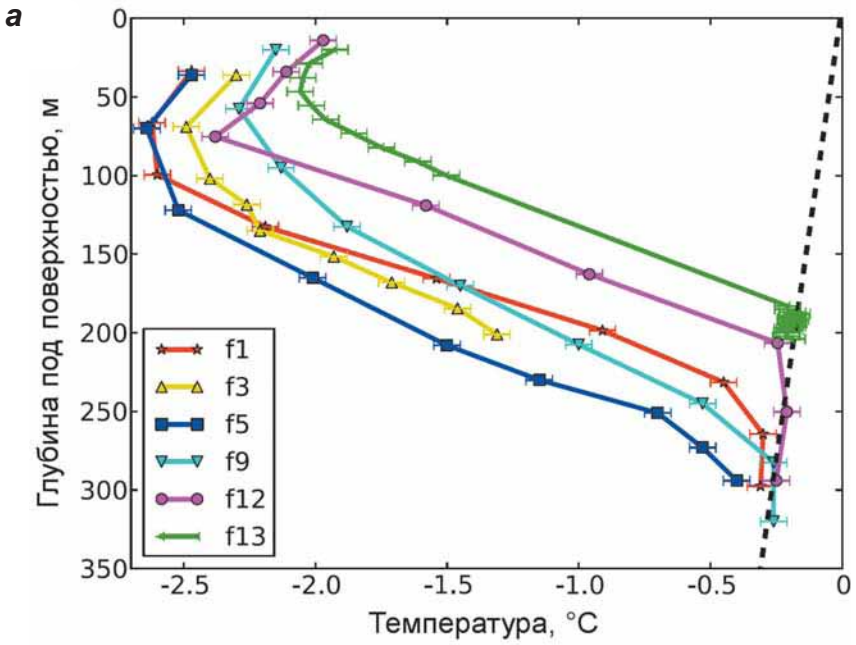
▲ **Рис. 4.3.** Ледники Горнер и Гренц в Швейцарских Альпах. *а*) Толщина холодного льда (цветная шкала, м) по данным радиозондирования и положение скважин (красные точки и желтый треугольник) в нижней части ледника Гренц (на врезке); серым цветом показана морена, фиолетовым – части области аккумуляции с холодным фирном, голубыми линиями – высота поверхности; *б*) панорама с положением радарных профилей A–J. Скважины пробурены в плоской области между профилями B и E. В нижней части ледника находятся многолетние меандрирующие каналы, проникающие глубоко в холодный лед (Ryser et al., 2013)

et al., 2004). Для калибровки использованы отражения от внутриледникового водного канала на глубине 120 м. Результаты этих оценок вместе с данными о температуре по скважинам показаны на рис. 4.6. Кроме того, возможное содержание воды (w) оценивалось теоретически – по зависимости от температуры относительно точки таяния (Θ, К), а также густоты водяных прожилок во льду и их минерализации (константа C'), установленной в работе (Mader, 1992):

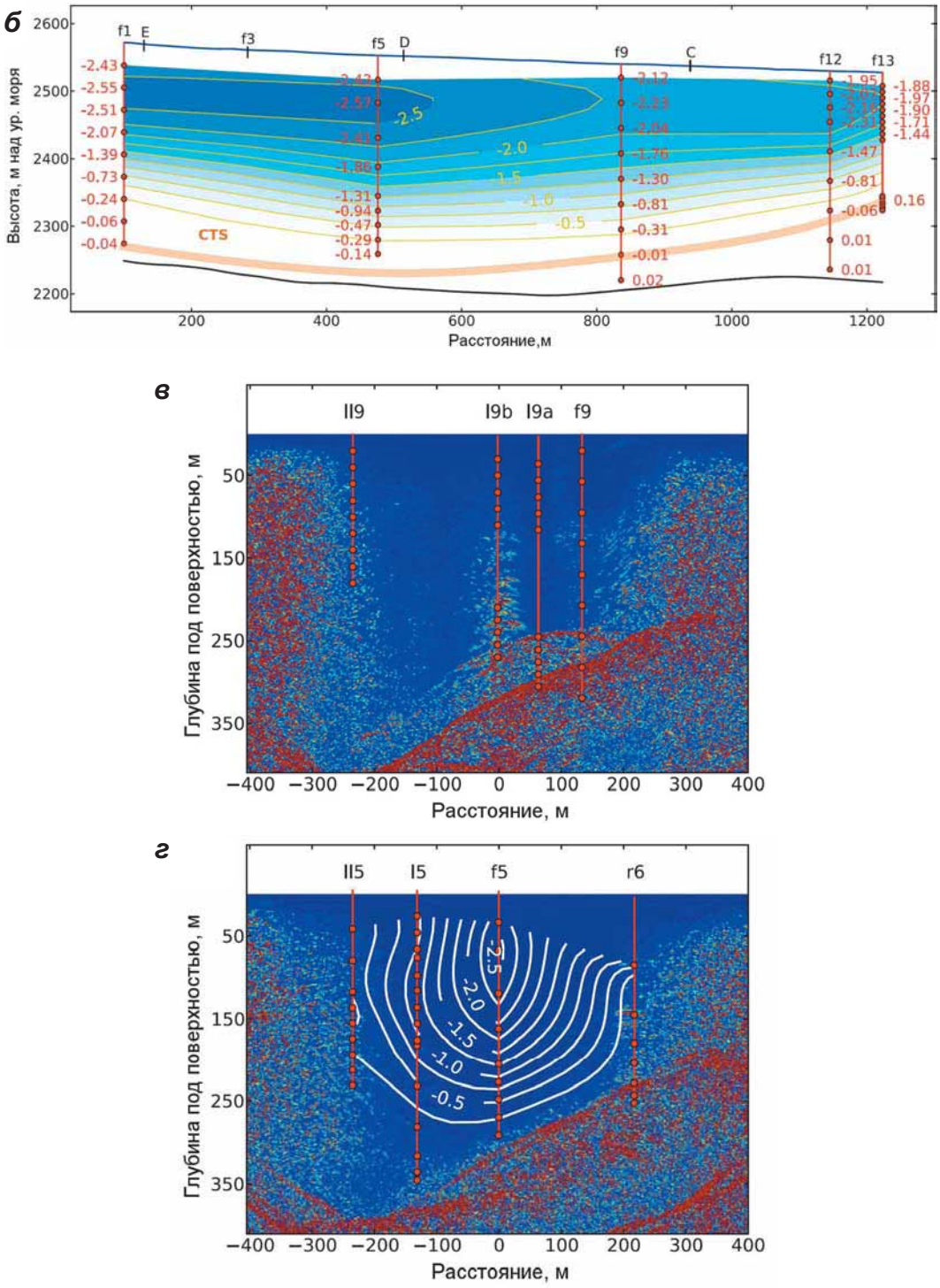
$$w = C' \, |\Theta|^{-1,1}. \qquad (4.1)$$



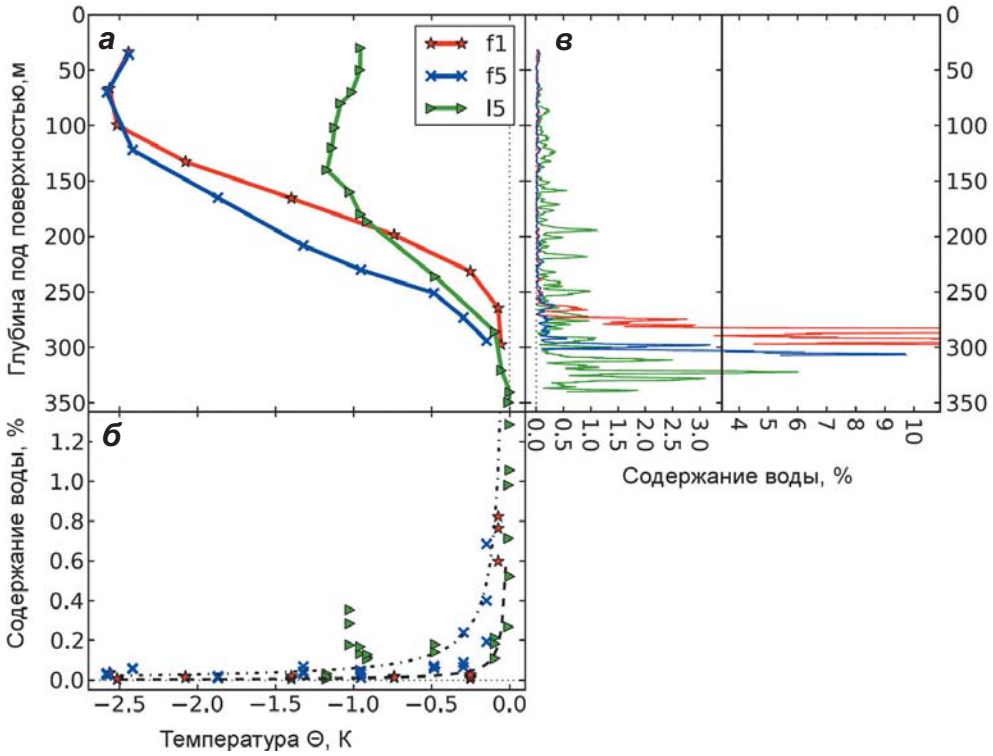
▲ **Рис. 4.4.** Распространение и толщина холодного льда (цветная шкала на рис. 4.3, *а*) по данным радиозондирования. Поверхностные озера и потоки талой воды показаны голубыми тонкими линиями, трещины – черными линиями и ледниковые колодцы – красными точками, голубой линией оконтурено подпруженное прорывное озеро Горнзее (Ryser et al., 2013)



▲ ▶ **Рис. 4.5.** Вертикальные профили температуры (относительно точки плавления) в леднике Гренц: (*а*) в скважинах f1, f3, f5, f9, f12, f13, расположенных вдоль центральной линии тока, пунктирная линия показывает температуру таяния льда при соответствующем давлении; (*б*) красная линия – поверхность раздела холодного и теплого льда CTS); (*в*) радарный профиль;



температура в скважинах II5, I5f5 и r6 вдоль поперечного радарного профиля (*г*). На радарном профиле желтой стрелкой помечено положение внутриледникового канала. Положение скважин (черные вертикальные линии) показано на рис. 4.3, *а* (Ryser et al., 2013)



▲ **Рис. 4.6.** Температура (относительно точки плавления) в леднике по датчикам, установленным в скважинах f1, f3, f5 вблизи радарных профилей D и E (*а*); содержание воды во льду по радарным данным (*б*). Оценки сделаны для тех глубин, где измеряли температуру льда. Пунктирные кривые показывают теоретически возможное содержание воды во льду (см. формулу (4.1)) в зависимости от температуры и константы C′ (от 0,01 до 0,05). Рассчитанное распределение воды с глубиной вблизи скважин (*в*) (Ryser et al., 2013)

По данным радиозондирования содержание воды во льду на глубинах, где его температура ниже точки таяния на 0,5°, составляет менее 0,1% вблизи скважин f1 и f5, но в районе скважины l5 на некоторых глубинах оно несколько выше (от 0,2 до 0,8%). Происхождение таких скачков не совсем ясно, но, вероятно, их можно объяснить проникновением вод по тонким вертикальным трещинам.

Во всех трех профилях, реконструированных по радарным данным, содержание воды резко повышается на глубине, где лед (по данным прямых измерений) достигает температуры таяния (см. рис. 4.6, *с*). Во всех трех случаях вблизи этой глубины отмечаются двойные максимумы содержания воды: 0,8 и 2,8% на глубинах 266 и 274 м у скважины f1 (красная линия); 0,55 и 3,2% на 292 и 298 м у скважины f5 (голубая линия); 0,95 и 2,5% на 292 и 311 м у скважины l1 (зеленая линия). Предполагается (Ryser et al., 2013), что эти оценки минимальны, так как поглощение радиоволн во льду могло быть выше, чем принято в расчетах. Отдельные высокие значения содержания воды в теплом льду можно объяснить присутствием в нем макроскопических скоплений в виде трещин или каналов, заполненных водой.

С наличием холодного льда в леднике Гренц связаны следующие особенности его строения и функционирования. Во-первых, очевидно, что он образует пре-

граду для проникновения воды внутрь ледника (в том случае, если в нем нет трещин). Это ярко проявляется в характере наледниковой сети, а именно в области с холодным льдом почти нет ледниковых колодцев, а на поверхности есть скопления воды и постоянные глубоковрезанные ледниковые ручьи (см. рис. 4.4). Такая холодная преграда, вероятно, также служит одним из элементов механизма ежегодного наполнения-опорожнения ледниково-подпрудного озера Горнерзее. Во-вторых, выходы холодного льда на поверхность в области абляции отличаются от участков теплого льда гораздо более высоким альбедо, так как в нем есть пузырьки воздуха, но нет воды и мало минеральных частиц. Это отличие заметно даже на аэрофотоснимках, и оно должно сказываться на интенсивности таяния, а следовательно, и на балансе массы ледника.

4.2. Изменения содержания воды и гидротермической структуры

Годовые и сезонные изменения этих характеристик рассмотрены в главе 3 на примере ледников Фритьоф и Ханс на Шпицбергене.

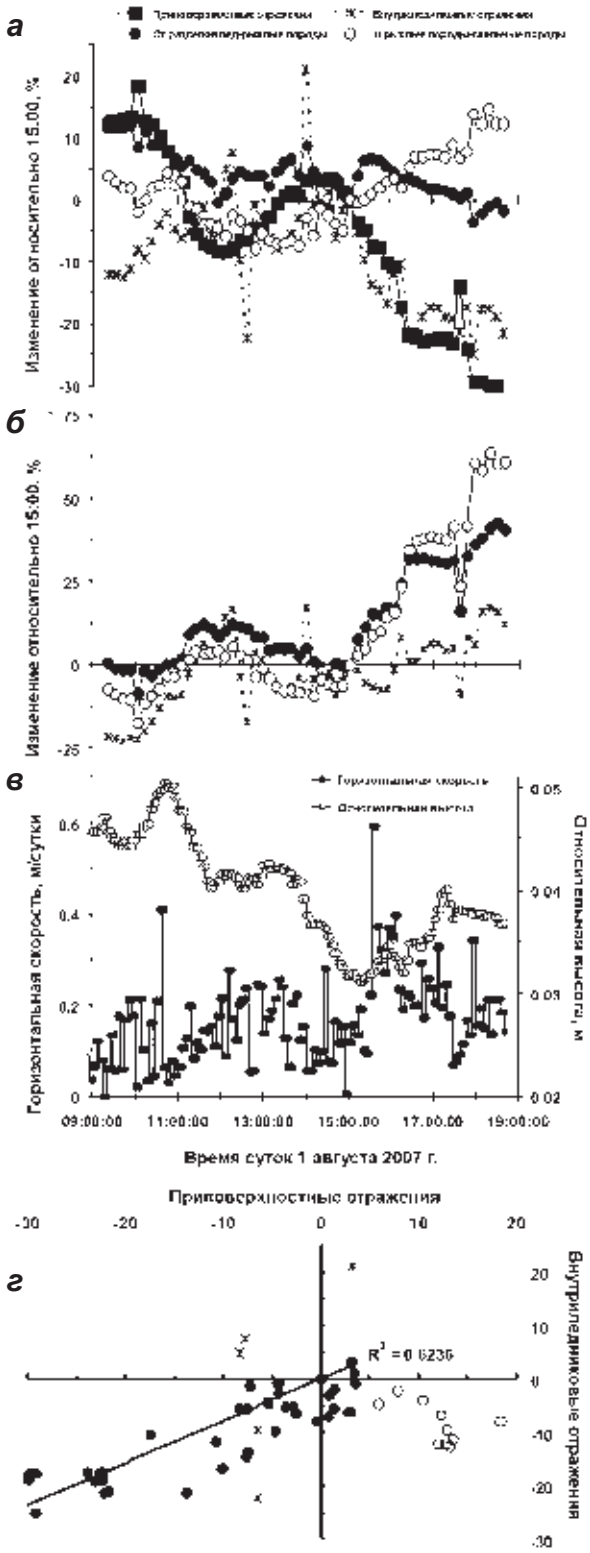
4.2.1. Короткопериодные изменения

Для мониторинга короткопериодных (в минутном масштабе) внутриледниковых гидрологических процессов на леднике Грубен в Швейцарских Альпах выполнены измерения радарных характеристик отраженных сигналов от внутриледниковых и подледниковых отражателей (Kulessa et al., 2008). Для измерений была применена радарная система Pulse Ekko с 50 МГц антеннами, разнесенными на расстояние 2 м перпендикулярно течению льда, положение которых фиксировалось. Система запускалась автоматически с интервалом 10 мин и записывала 4096 повторных трасс с интервалом 0,8 нс.

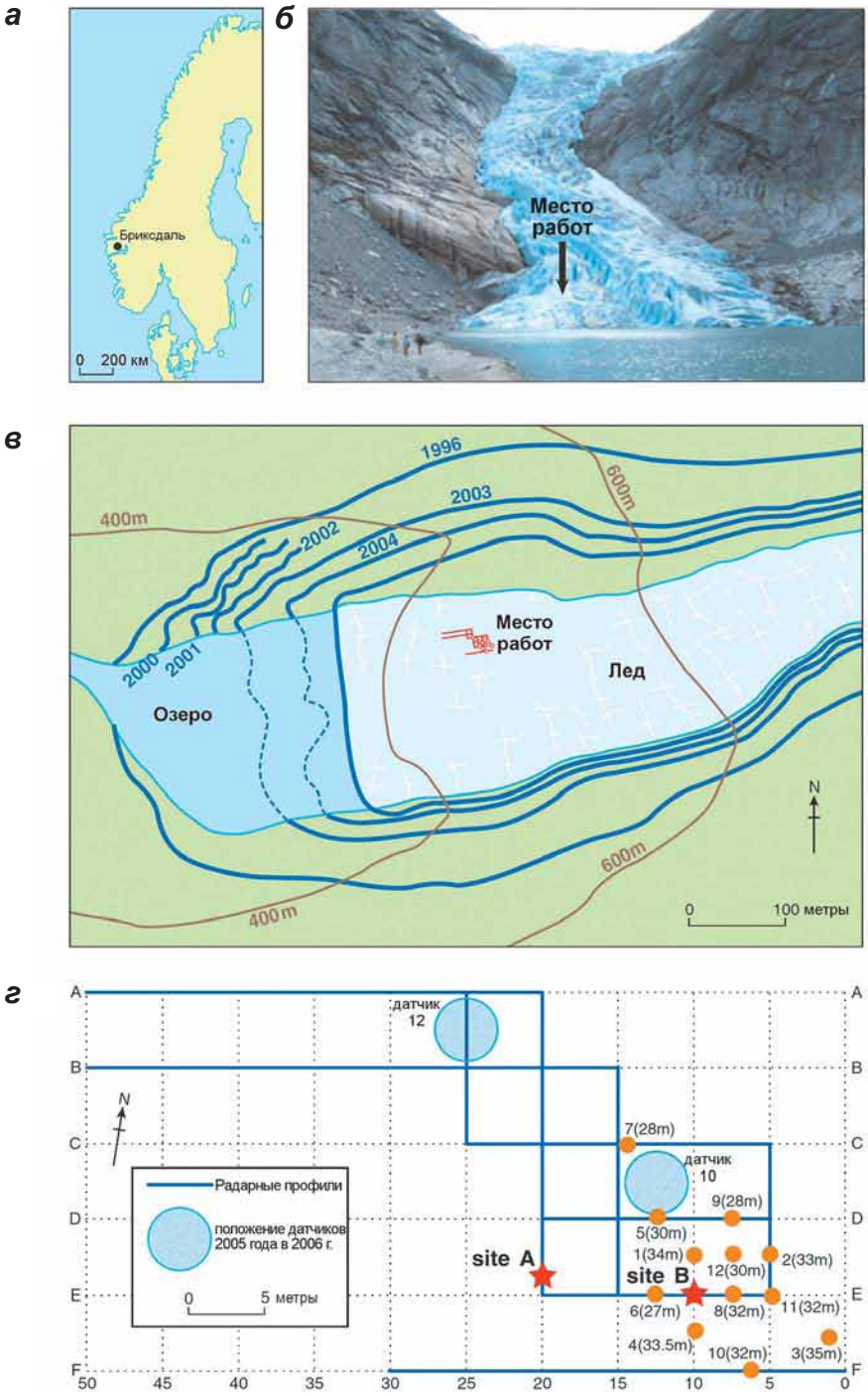
Установлено, что полуденные пики поверхностной абляции, резкое усиление подледниковых отражений и подъем поверхности ледника предшествуют периодам его ускорения. Скольжение ледника прекращается, когда его поверхность понижается и отражения от ложа ослабевают. Примером служит эпизод донного скольжения, наблюдавшийся 1 августа в период с 9:00 до 19:00 (рис. 4.7).

4.2.2. Изменения в период таяния

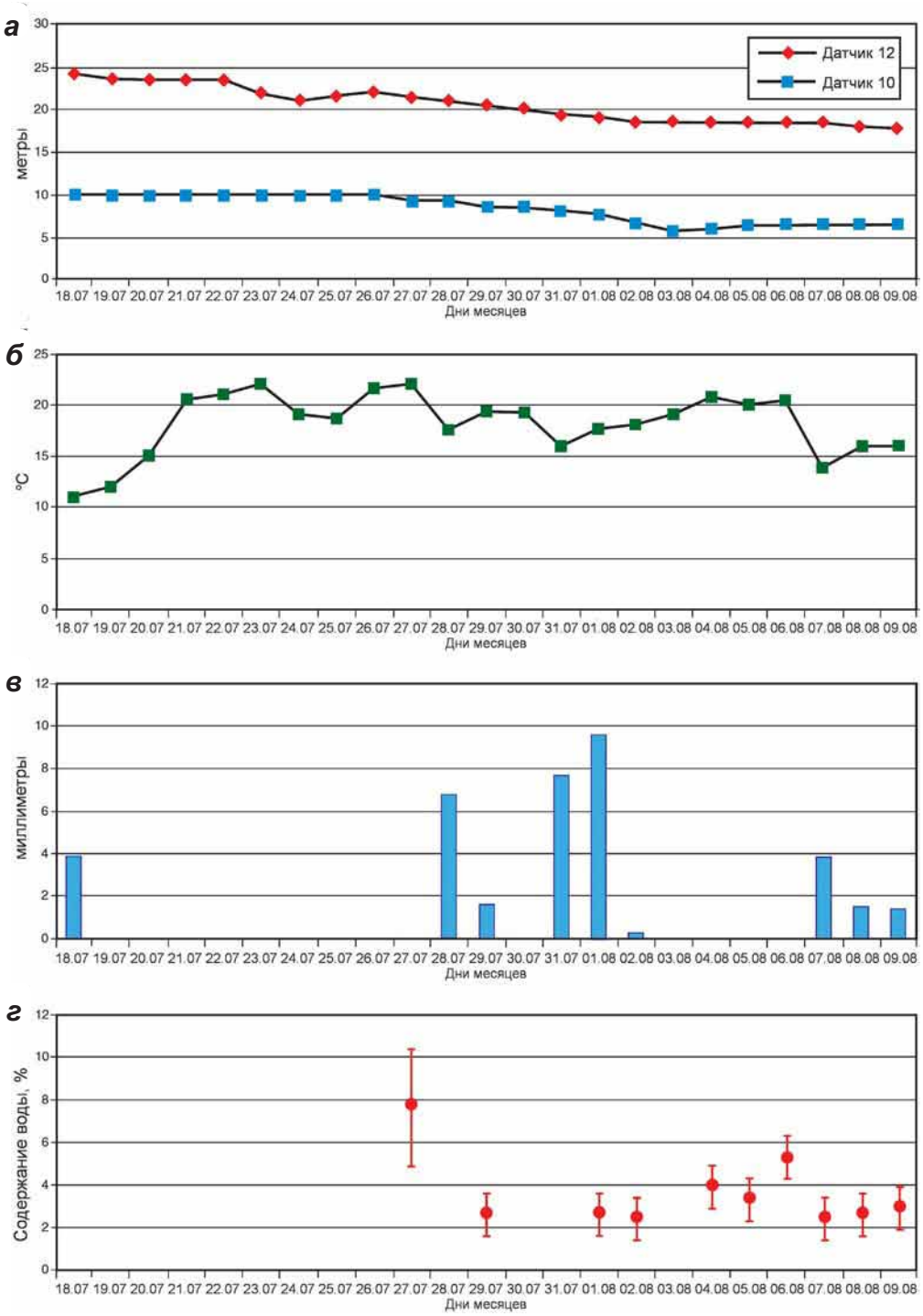
В период таяния, с 27 июля по 9 августа 2006 г. вариации содержания воды в теплом леднике Бриксдаль (Норвегия) были оценены по скорости распространения радиоволн V, определенной по данным радиолокационных измерений на частоте 50 МГц вдоль профилей, проходящих через 12 скважин глубиной 28–34 м, пробуренных до ложа ледника (Hart et al., 2011) (рис. 4.8). Кроме того, по данным видеосъемки стенок скважин определялась глубина дренажных соединений разной ориентировки и сразу после бурения измерялся уровень воды в скважинах, а в точках A и B в течение 4 дней (1, 2, 4 и 5 августа и 6–9 августа) с интервалом 30 мин



◄ **Рис. 4.7.** Изменение амплитуды отражений на леднике Грубен в Альпах: *а*) из поверхностной толщи (во временном окне 160 нс), от внутриледниковых и подледниковых отражателей; *б*) то же, но нормированное по амплитудам сигналов из поверхностной толщи; *в*) изменения горизонтальной скорости и относительной высоты поверхности ледника; *г*) связь относительных изменений во времени амплитуд сигналов от внутриледниковых отражателей по отношению к 15:00. Черные и белые кружки обозначают время после и до 11:00, звездочки показывают время начала ускорения движения ледника. Сплошная линия обозначает линейную регрессию для данных после 11:00 (черные кружки) (Kulessa et al., 2008)



▲ **Рис. 4.8.** Ледник Брикдаль (*а*) и участок эксперимента (*б*); *в*) положение радарных измерений по профилям (толстые синие линии) и (*г*) в фиксированных точках A и B (красные звездочки), места скважин (желтые кружки) и положения беспроводных датчиков давления (большие синие кружки) (Hart et al., 2011)



▲ **Рис. 4.9.** Давление воды (в метрах водного эквивалента) по данным измерений датчиками 10 и 12 (*а*); средняя суточная температура (*б*); средние суточные осадки (*в*); содержание воды во льду (*г*) (см. табл. 4.2) (Hart et al., 2011)

выполнялись радарные измерения при фиксированном положении приемной и передающей антенн.

Измеренные скорости распространения радиоволн V и оцененное по ним по формулам (2.24) и (2.25) содержание воды и воздуха во льду приведены в табл. 4.2. Изменения давления воды, температуры, осадков и содержания воды во льду показаны на рис. 4.9.

Таблица 4.2

Изменение скорости распространения радиоволн V и содержания воды W_w и воздуха W_a во льду в леднике Бриксдальбреен (Норвегия) в период с 27 июля по 9 августа 2006 г. из сравнения данных радиозондирования и бурения.
Из работы (Hart et al., 2011)

Дата	V, м/мкс	Ww, % и ±	Wa, %
27 июля	135 ±9	7,8 (+2,6, −2,8)	0
29 июля	159 ±3	2,7 (+0,9, −1,1)	±1,7
1 августа	159 ±3	2,7 (+0,9, −1,1)	±1,7
2 августа	160 ±3	2,5 (+0,9, −1,1)	±1,7
4 августа	152±3	4,0 (+0,9, −1,1)	±1,7
5 августа	155±3	3,4 (+0,9, −1,1)	±1,7
6 августа	145±7	5,3(+1,0, −1,0)	±1,7
7 августа	160±3	2,5 (+0,9, −1,1)	±1,7
8 августа	159±3	2,7 (+0,9, −1,1)	±1,7
9 августа	157±3	3,0 (+0,9, −1,1)	±1,7

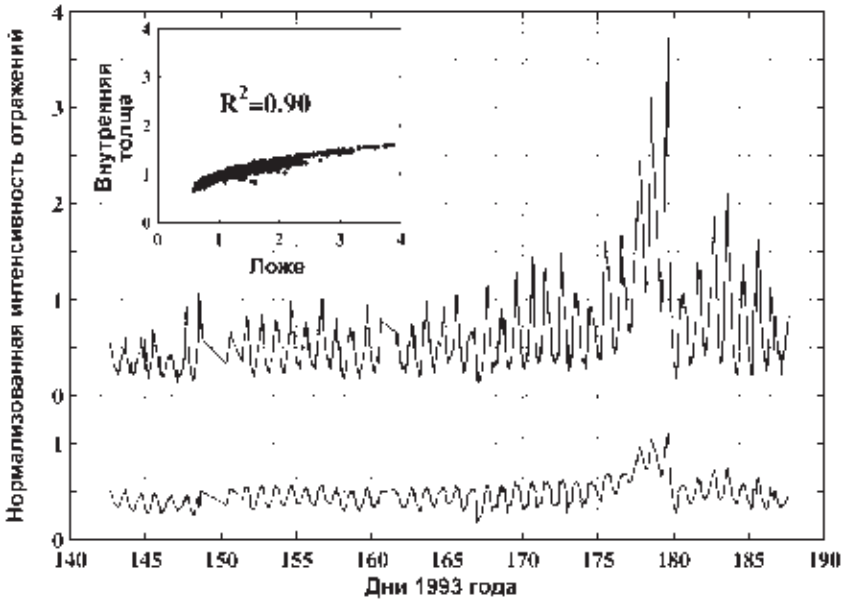
Видеосъемки стенок скважин выявили множество горизонтальных, наклонных и вертикальных нарушений, образующих пути дренажа внутриледниковой воды. Во многих скважинах возникал дренаж, когда они пересекали такие нарушения или достигали ложа, где всегда обнаруживалась вода (движущаяся или застойная). После бурения уровень воды в скважинах обычно поднимался на 10,6±1,9 м от ложа, до уровня воды в приледниковом озере. Беспроводные датчики 10 и 12 показали, что давление воды в тилле составляло 73 и 26% от давления ледниковой толщи и медленно понижалось в период наблюдений между 29 июля и 10 августа, когда по данным DGPS высота поверхности ледника в среднем снизилась из-за таяния на 1,88 м (0,145 м/день).

Высокое содержание воды во льду отмечено 27 июля (см. рис. 4.9, *а*, *г*), когда погодные условия были теплыми. С 28 июля по 2 августа шел дождь, но содержание воды во льду оставалось низким. Между 3 и 6 августа шел слабый дождь, и содержание воды возрастало, но 7 августа, когда дождь начал уменьшаться, оно возросло снова. За весь период наблюдений давление подледниковой воды в целом уменьшалось и не коррелировало с температурой и осадками, высота воды в скважинах изменялась мало.

Выполненные на леднике Бриксдаль исследования показали, что содержание воды во льду может быстро изменяться от 7,8 до 2,7% и это может происходить в результате накопления или расхода воды из внутриледниковых полостей, которые

заполняются водой в период повышенного таяния и могут дренироваться во время более холодных периодов с большими осадками.

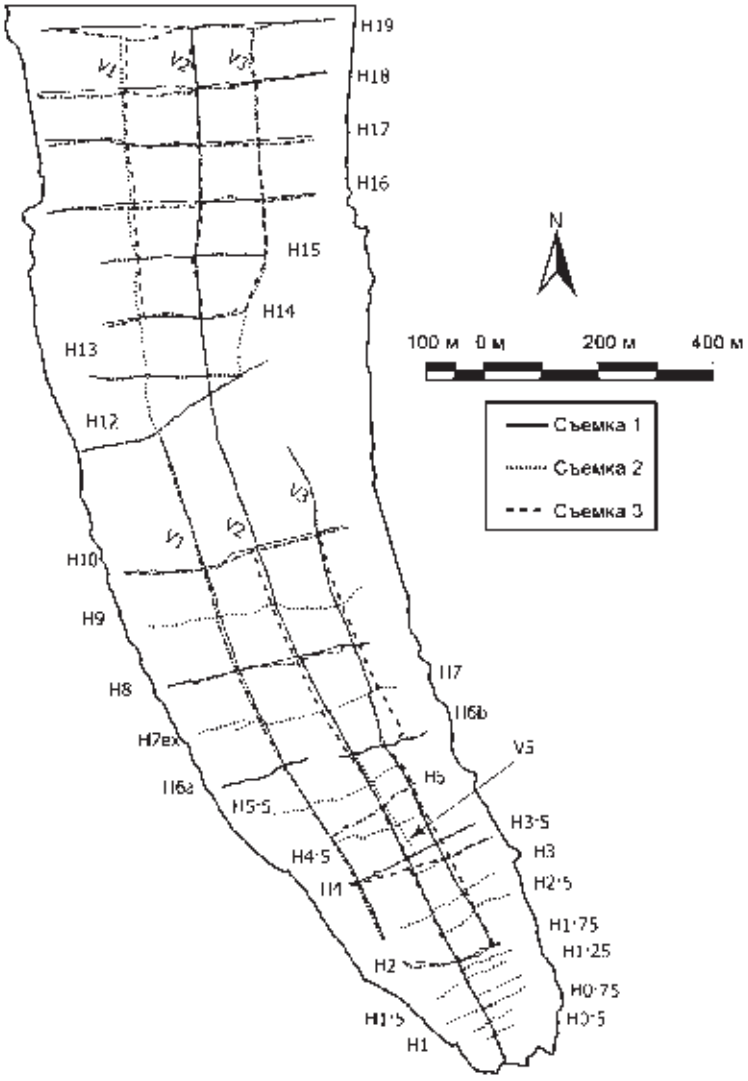
Длительные (с середины мая до середины июля 1993 г.) измерения мощности отражений от ложа (BRP) и внутренней толщи (IRP) с интервалом 0,5 ч были выполнены в двух точках на теплом леднике Блэк-Репидз на Аляске (Gades, 1998). В верхней точке измерения на частоте ~2 МГц показали почти синхронное (с коэффициентом корреляции 0,90) увеличение интенсивности этих отражений в период таяния (дни 175–180), связанное с уменьшением толщины влажного снега и исчезновением снежных болот на поверхности ледника (рис. 4.10). Аналогичный эффект был отмечен на леднике Ханс на Шпицбергене в период таяния летом 2003 г. (см. рис. 3.6).



▲ **Рис. 4.10.** Изменение нормализованной интенсивности отражений от ложа (верхняя кривая) и из внутренней толщи (нижняя кривая) теплого ледника Блэк-Репидз в период таяния 1993 г. Врезка показывает высокую корреляцию этих отражений (Gades, 1998)

На о. Байлот в Канаде на политермическом леднике Стагнейшн площадью 14 км^2 летом 2002 г. с применением 50 МГц локатора выполнены три повторные съемки на 6 продольных и 25 поперечных профилях общей протяженностью около 30 км (Irvine-Fynn et al., 2006). Измерения проводились в периоды между 24 июня и 2 июля (съемка 1), 19 и 28 июля (съемка 2) и 1 и 3 августа (съемка 3). Положение профилей показано на рис. 4.11. Для анализа временных изменений гидротермической структуры ледника использовались четыре типа отражений (рис. 4.12).

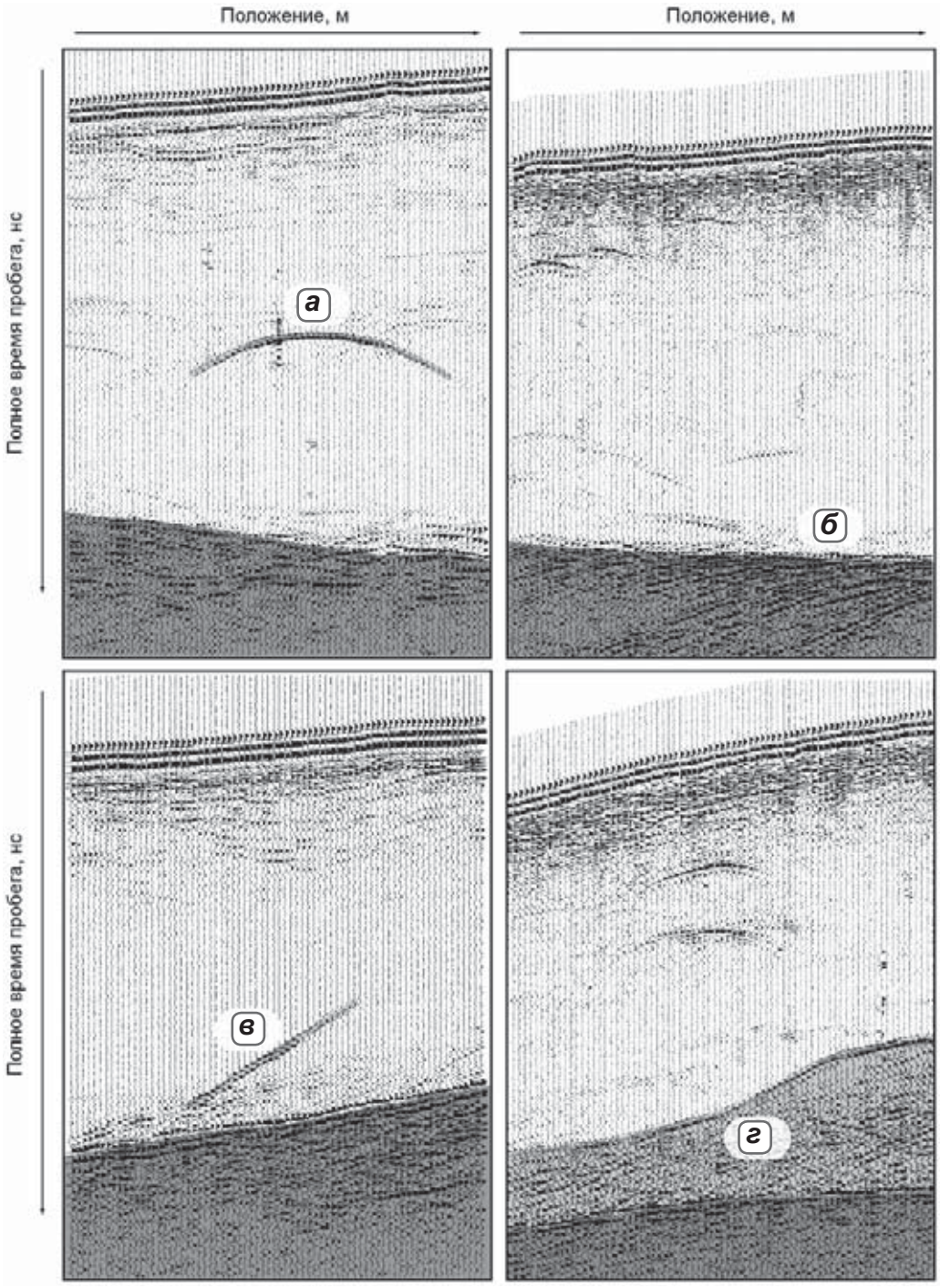
На профиле H17 (см. рис. 4.11) наблюдались дифракционные отражения от водных потоков в области снежного болота и сильное линейное отражение в слое теплого льда, но эти отражения отсутствовали при съемках 2 и 3, первые – в результате уменьшения запаса воды в поверхностных водотоках, вторые – в результате увеличения содержания воды в придонном слое теплого льда (рис. 4.13). Заметные



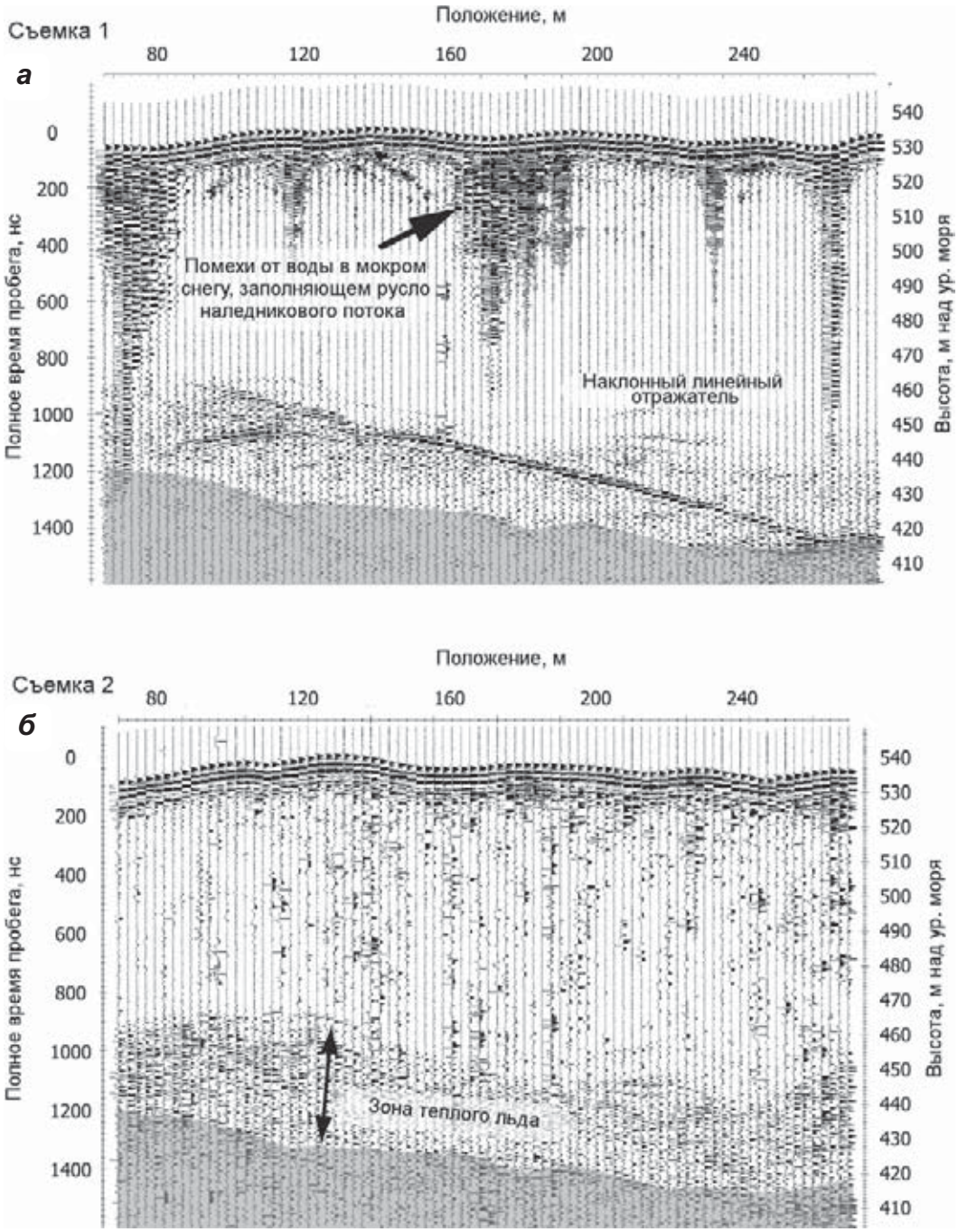
▲ **Рис. 4.11.** Повторные радарные съемки с 50 МГц локатором на политермическом леднике Стагнейшн (о. Байлот, Канада) в июне–августе 2002 г. (Irvine-Fynn et al., 2006)

изменения гидротермической структуры ледника произошли и на профилях V2, V1 и H19 (рис. 4.14–4.16).

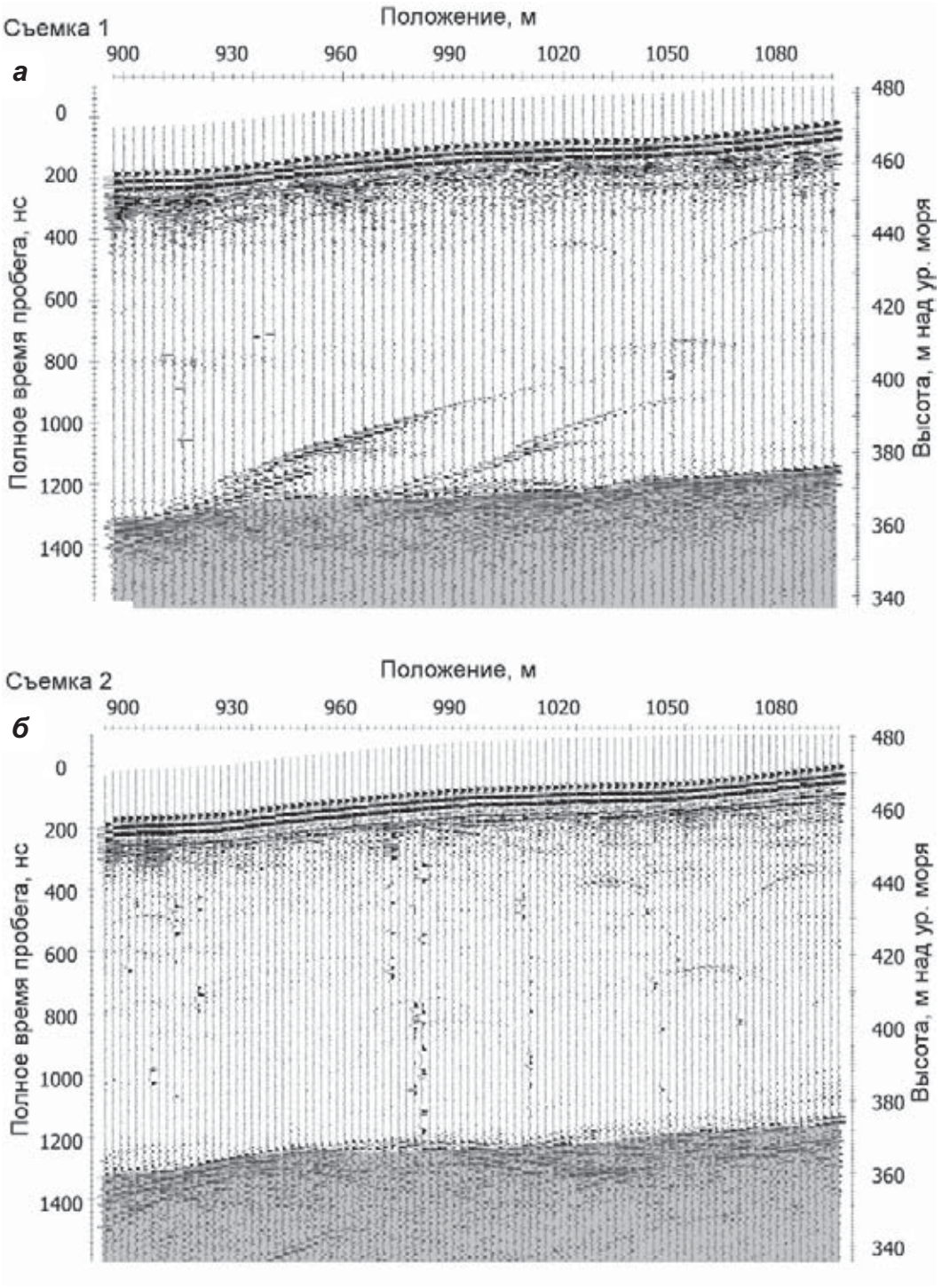
Общая перестройка зоны теплого льда на леднике Стагнейшн, зафиксированная между радарными съемками 1 (19 июля), 2 (28 июля) и 3 (3 августа) по данным радарных измерений на частоте 50 МГц, показана на рис. 4.17. При средней толщине слоя теплого льда 27 м и среднем содержании воды в нем 2% общий запас воды в этом слое составляет около 140 000 м^3. Согласно оценкам (Irvine-Fynn et al., 2006), за период измерений дренаж запасенной внутриледниковой воды из зоны теплого льда составил 17 000 м^3, т.е. около 12% от общего запаса воды в теплом льду.



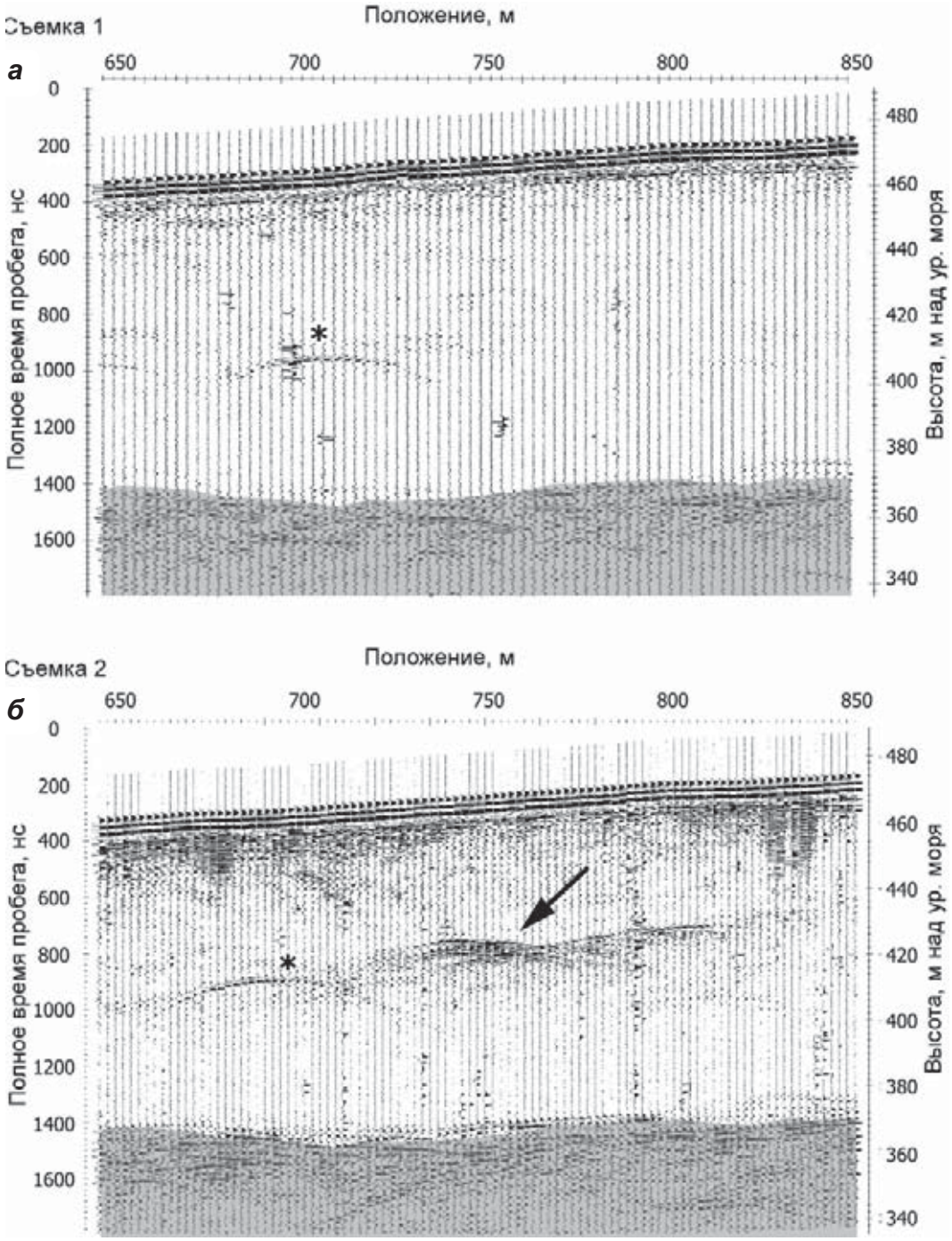
▲ **Рис. 4.12.** Типичные отражения на леднике Стагнейшн: *а*) гиперболические отражения A от точечного внутриледникового отражателя; *б*) отражения от наклонного ложа B; *в*) линейное внутриледниковое отражение C; *г*) хаотические отражения из придонного слоя теплого льда D (Irvine-Fynn et al., 2006)



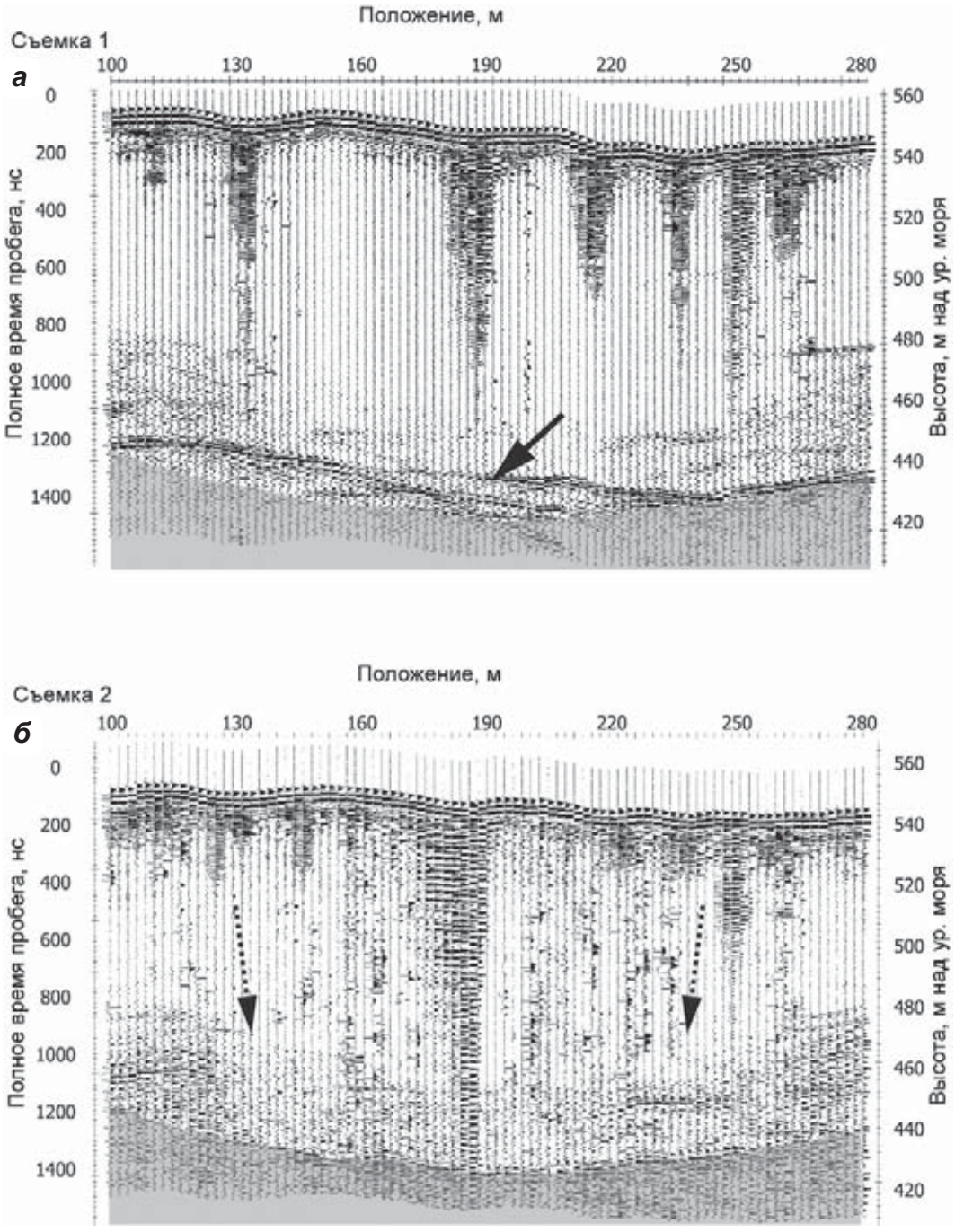
▲ **Рис. 4.13.** Изменение гидротермической структуры ледника Стагнейшн в июне–августе 2002 г. между радарными съемками 1 (*а*) и 2 (*б*) на частоте 50 МГц на профиле H17 (см. рис. 4.11). Стрелкой показаны отражения от воды в зоне снежной слякоти. В нижнем слое теплого льда толщиной около 100 м на (*а*) видно сильное линейное отражение, которое отсутствует на (*б*) (Irvine-Fynn et al., 2006)



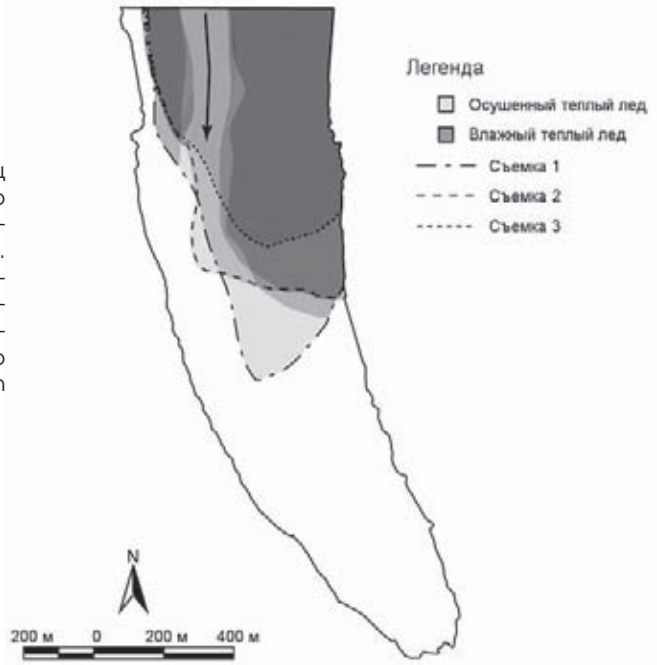
▲ **Рис. 4.14.** Профиль V17 (см. рис. 4.11). На (*а*) видны квазилинейные отражения, которые отсутствуют на (*б*) (Irvine-Fynn et al., 2006)



▲ **Рис. 4.15.** Профиль V1 (см. рис. 4.11). На (*а*) видно гиперболическое отражение (отмечено звездочкой), которое также видно на (*б*), но исчезло во время третьей съемки. Увеличение интенсивности близповерхностных отражений, вероятно, связано с ростом содержания воды у поверхности (Irvine-Fynn et al., 2006)



▲ **Рис. 4.16.** Профиль H19 (см. рис. 4.11). На (*а*) отражение вблизи ложа (отмечено стрелкой), которое отсутствует на (*б*); видно также изменение интенсивности отражений (показаны пунктирными стрелками), возможно, из-за начала дренирования теплого льда вблизи центральной линии ледника (Irvine-Fynn et al., 2006)



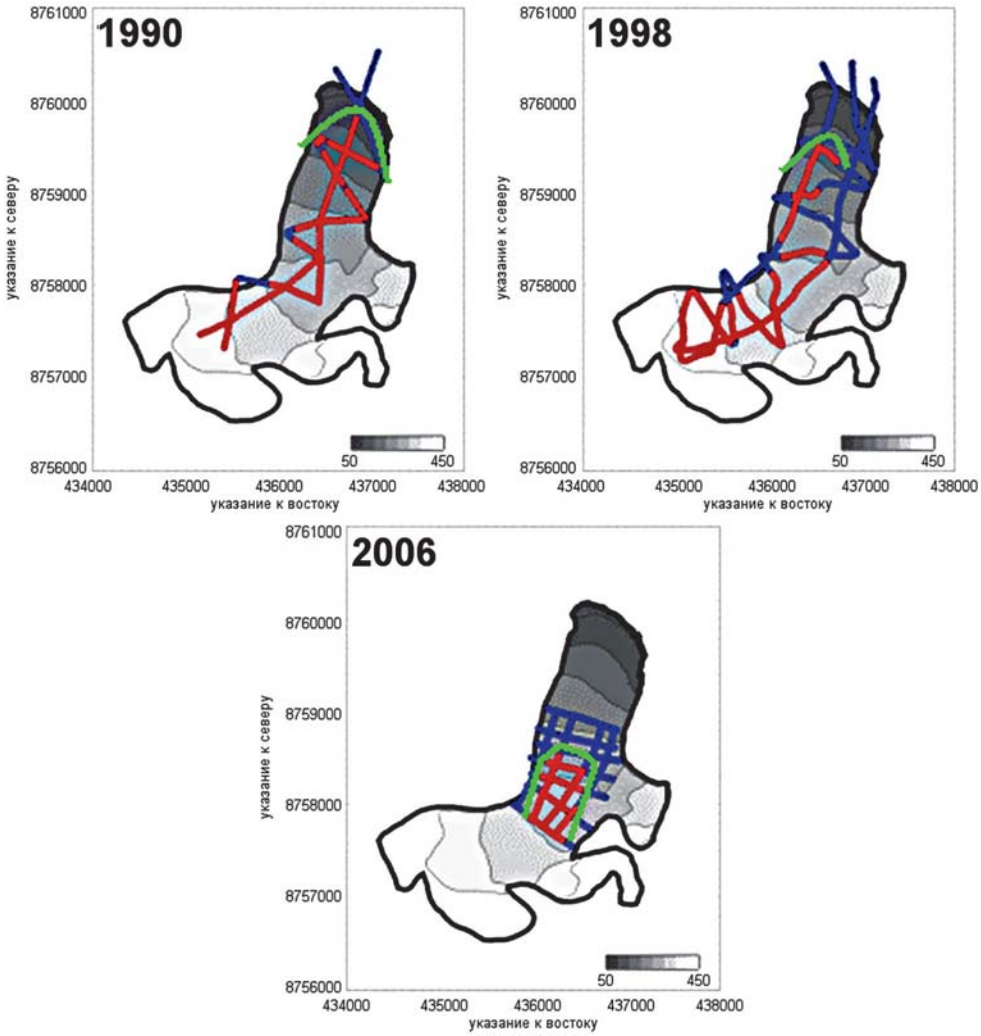
▶ **Рис. 4.17.** Изменения границ (пунктирная линия) зоны теплого льда за период между съемками 1, 2 и 3 (июнь–август 2002 г.). Относительно устойчивая область «дренируемого теплого льда» показана светлым тоном, области «влажного теплого льда» – более темным (Irvine-Fynn et al., 2006)

4.2.3. Длиннопериодные изменения

Повторные радиолокационные исследования, выполненные на леднике Ловен Средний (Шпицберген) с интервалом 8 лет, в мае 1990 г., 1998 и 2006 гг., показали (Rippin et al., 2008), что за этот период граница теплого ледяного ядра отступила вверх по леднику примерно на 1150 м, при этом скорость ее смещения значительно превысила скорость отступания языка ледника (рис. 4.18). Модельные расчеты показали (Willis et al., 2007), что при сохранении среднего годового баланса массы −0,4 м/год, наблюдавшегося в 1977–2005 гг., ледник станет полностью холодным через 112 лет (рис. 4.19).

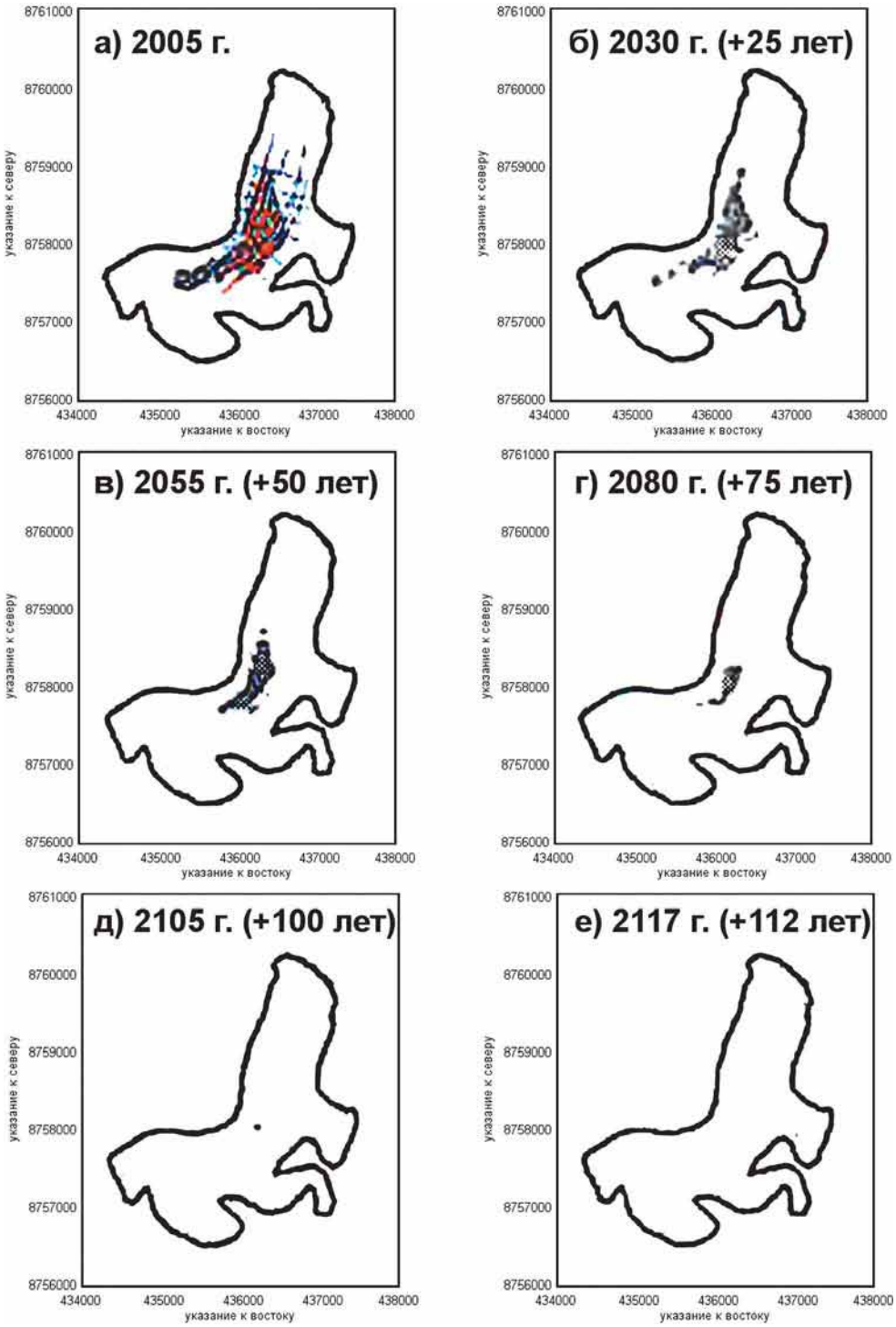
На политермическом леднике Стур (Швеция) в 1989 и 2001 гг. выполнялись повторные радиолокационные измерения (на частотах 345 и 800 МГц) и температурные наблюдения в скважинах. Сравнение данных показало, что мощность и дальность отраженных сигналов от поверхности раздела холодного и теплого льда меняются со временем. На основании этого были сделаны расчеты, показавшие, как изменялось содержание воды в верхней части слоя теплого льда вдоль поперечного профиля и как менялась толщина верхнего слоя холодного льда (глубины CTS) в области абляции ледника (Pettersson et al., 2004, 2007) (рис. 4.20).

Повторные радиолокационные измерения показали, что за 12 лет (1989–2001 гг.) толщина слоя холодного льда уменьшилась среднем на 8,3 м (22%) (Pettersson et al., 2004). Измерения 2009 г. на частоте 100 МГц выявили (Gusmerolli et al., 2012), что за 20 лет (1989–2008 гг.) глубина этого слоя в среднем уменьшалась со скоростью 0,80±0,24 м/год и картина ее пространственных изменений за весь этот период также заметно изменялась (рис. 4.21, 4.22). За 20 лет объем холодного льда уменьшился почти на треть: в 1989, 2001 и 2009 гг. он составлял соответственно 44,2; 34,9 и 28,2±3,4 · 10^6м^3 (см. рис. 4.22, *г*).



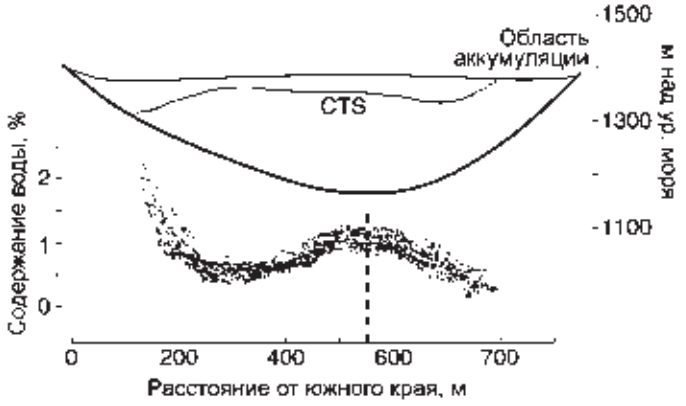
▲ **Рис. 4.18.** Изменение положения нижней границы теплого ледяного ядра на леднике Ловен Средний (зеленая линия) по данным радиозондирования 1990 (красные линии) и 1998 и 2006 гг. (голубые линии) (Rippin et al., 2008)

Стабильность слоя холодного льда зависит от абляции льда на поверхности ледника и миграции вниз поверхности раздела между холодным и теплым льдом (CTS). Между съемками не было отмечено существенного увеличения абляции, которое могло бы объяснить наблюденные утончения слоя холодного льда. Однако небольшое повышение средней зимней температуры воздуха могло бы служить частичным объяснением, так как более слабый градиент температуры замедляет опускание поверхности CTS вниз. Это значит, что причиной изменения глубины CTS служит сложное взаимодействие климатических факторов. Один из них – изменение снеговой линии, что следует из сравнения ее положения (и областей открытого льда) в области абляции с толщиной слоя холодного льда (рис. 4.23): большей его толщине соответствует более позднее ее положение, меньшей – более раннее.

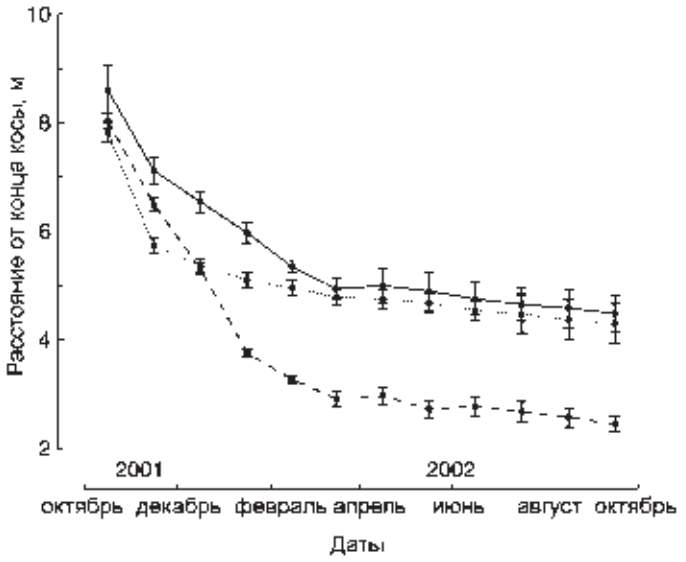


▲ **Рис. 4.19.** Возможные изменения гидротермической структуры ледника Ловен Средний на Шпицбергене с 2005 г. (*а*), в течение последующих 25 лет (*б*), 50 лет (*в*), 75 лет (*г*), 100 лет (*д*) и 112 лет (*е*) по данным численного моделирования (Willlis, et al., 2007)

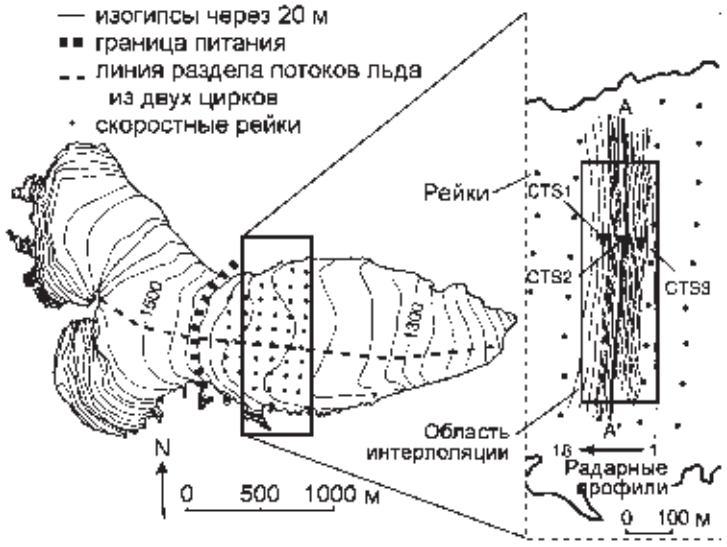
а

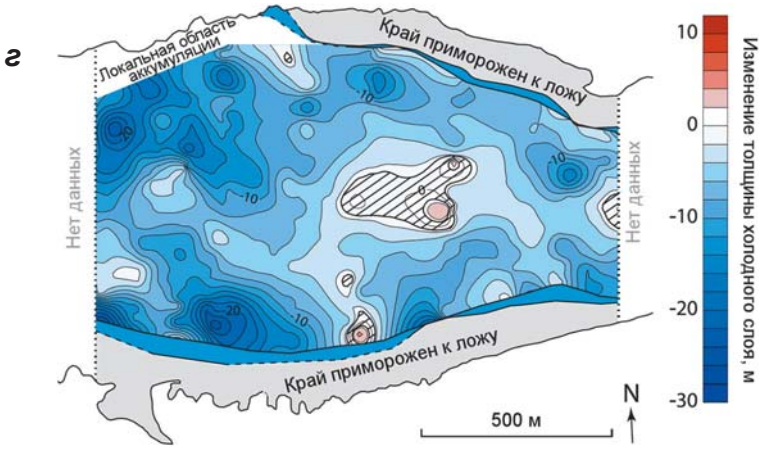

Область аккумуляции
CTS
Содержание воды, %
м над ур. моря
1500
1300
1100
2
1
0
0
200
400
600
700
Расстояние от южного края, м

б

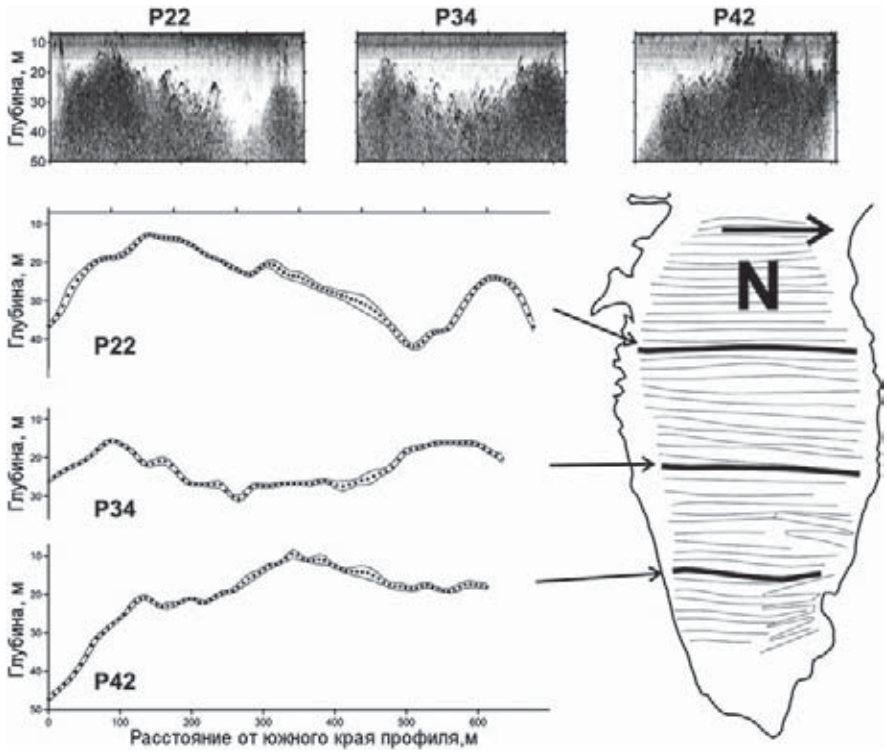

Расстояние от конца косы, м
10
8
6
4
2
2001
2002
октябрь декабрь февраль апрель июнь август октябрь
Даты

в

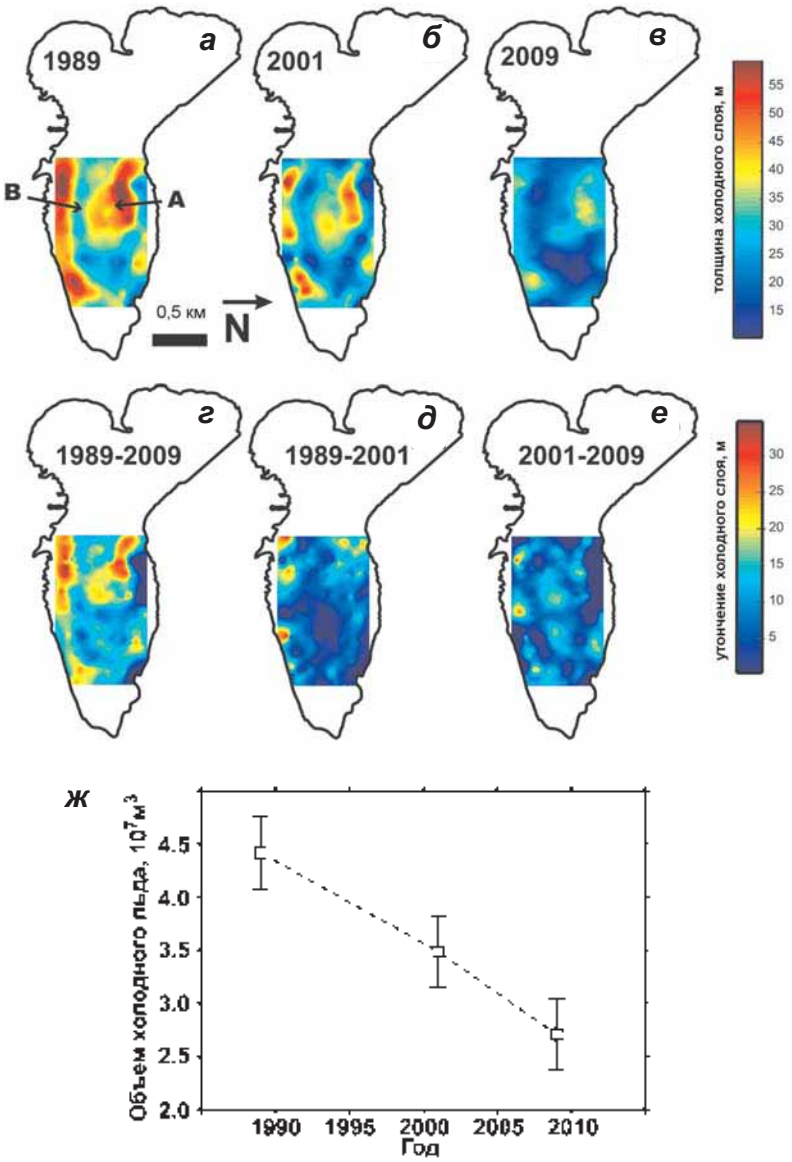

изогипсы через 20 м
граница питания
линия раздела потоков льда из двух цирков
скоростные рейки
1500
1300
N
0 500 1000 м
Рейки
CTS1
CTS2
CTS3
A
A'
Область интерполяции
18
1
Радарные профили
0 100 м



◄ ▲ **Рис. 4.20.** Изменение относительного содержания воды у границы раздела холодного и теплого льда (CTS) вдоль поперечного профиля политермического ледника Стур по данным измерений мощности отраженных сигналов от этой границы (*а*) (Pettersson et al., 2004); изменение глубины (от ложа) CTS в точках измерений температуры в скважинах CTS1, CTS2, CTS3 (пунктирная, сплошная и точечная линии) в период с октября 2001 г. по октябрь 2002 г. (*б*); положение скважин CTS1, CTS2, CTS3 (*в*); изменение толщины слоя холодного льда (глубины CTS) с 1989 по 2001 г. по данным радиозондирования на частотах 345 и 800 МГц (*г*) (Pettersson et al., 2003, 2004)

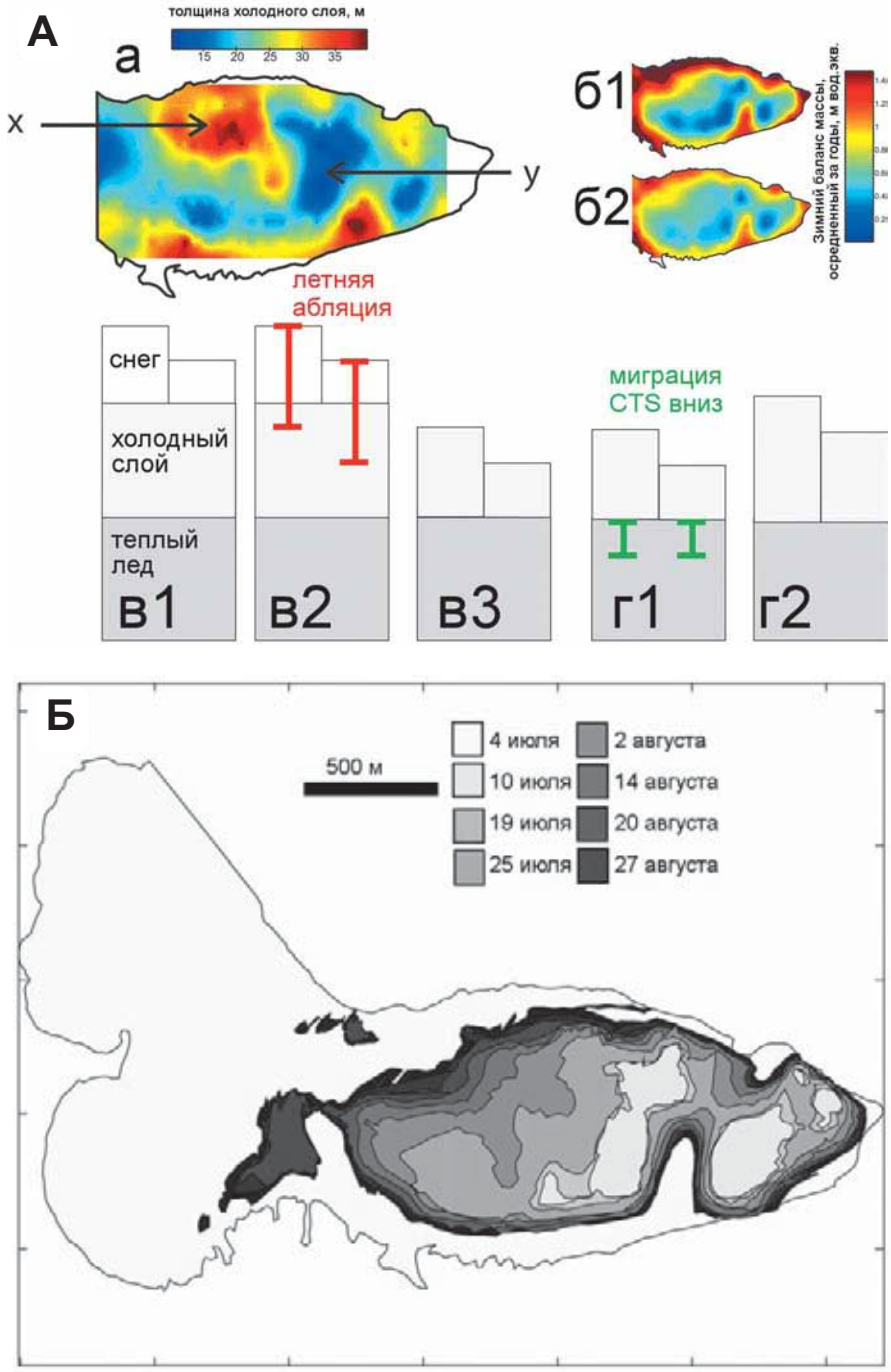


▲ **Рис. 4.21.** Пространственные изменения глубины поверхности раздела холодного и теплого льда (CTS) на леднике Стур по данным радиозондирования в апреле 2009 г. на частоте 100 МГц. Глубина CTS и погрешность измерений показаны черными линиями и кружками (Gusmeroli et al., 2012)

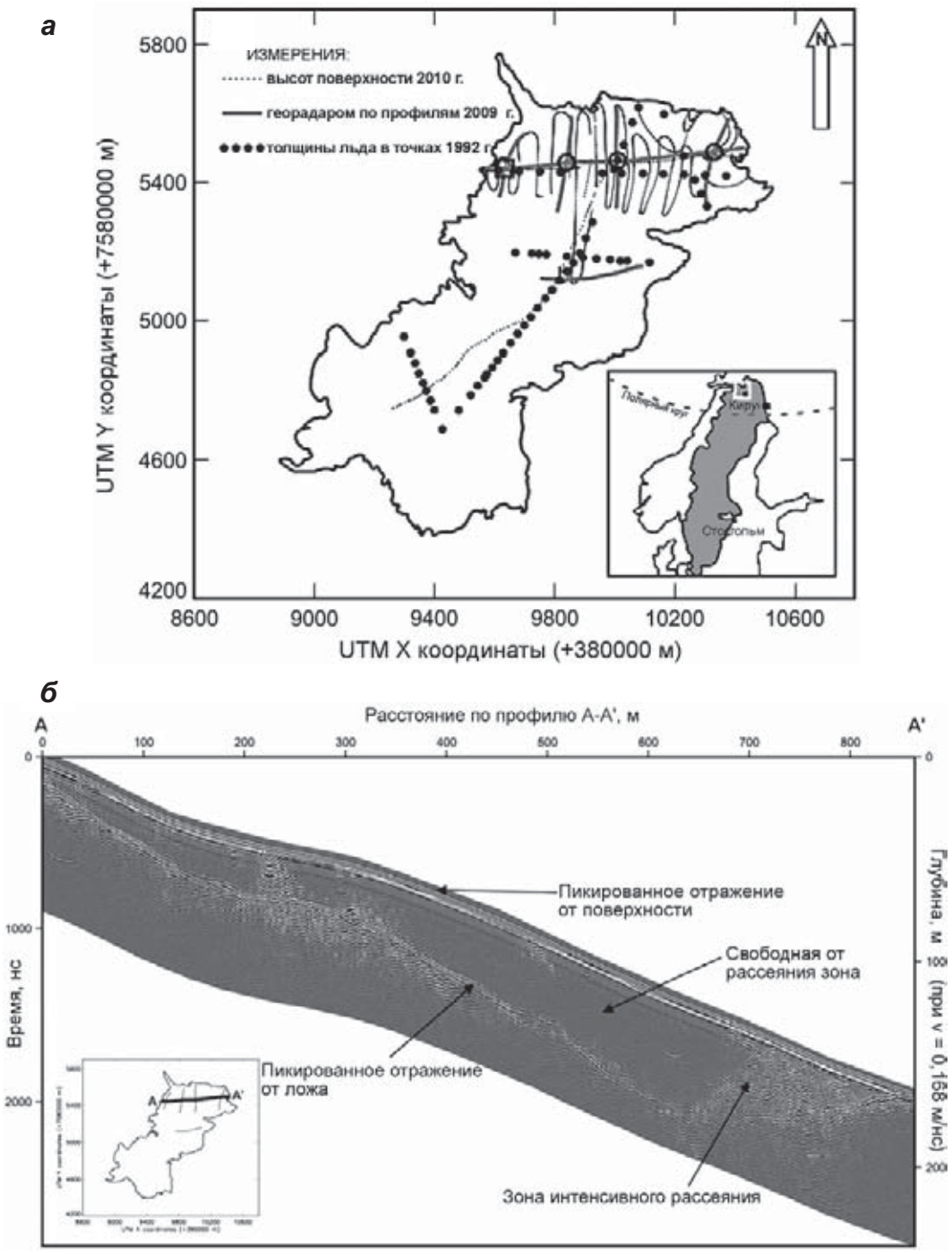


▲ **Рис. 4.22.** Сокращение толщины слоя холодного льда в области абляции ледника Стур в 1989 (*а*), 2001 (*б*), 2009 (*в*), 1989–2009 (*г*), 1989–2001 (*д*), 2001–2009 гг. (*е*); изменение объема слоя холодного льда с 1989 по 2010 г. (*ж*); вертикальные линии показывают ошибки вычисления объема льда в предположении, что толщина льда измерена с ошибкой ±3 м, включающей ошибки привязки профилей радарных измерений и обнаружения поверхности раздела холодного и теплого льда (CTS) (Gusmeroli et al., 2012)

▶ **Рис. 4.23.** На рис. *А* показаны толщина слоя холодного льда на леднике Стур в апреле 2009 г. (*а*); средний зимний баланс массы за 1989–2001 (*б1*) и 1989–2001 гг. (*б2*); схематическая эволюция толщины слоя холодного льда, учитывающая снежный покров и абляцию: поперечное сечение через область абляции с постоянной толщиной слоя холодного льда и изменяющимся снежным покровом (*в1*), летняя абляция удаляет снежный покров и часть слоя холодного →



льда (*в2*) и как результат более толстый слой холодного льда будет найден в областях с более толстым снежным покровом (*в3*); схематическая эволюция толщины слоя холодного льда, учитывающая, что (*г1*) миграция вниз поверхности CTS будет утолщать слой холодного (*г2*). На рис. *Б* дан пример эволюции снеговой линии на леднике Стур летом 2000 г.; цветом показаны области открытого льда на его поверхности на разные даты съемки (Gusmeroli et al., 2012) ▲



▲ **Рис. 4.24.** Радиолокационные измерения в 2009 г. на леднике Карса в северной Швеции на частоте 50 МГц (*а*); радарные отражения на продольном профиле (*б*): внизу – от ложа, справа – интенсивное внутренне рассеяние вблизи языка ледника, вверху – свободная от рассеяния зона (Rippin et al., 2011)

Таким образом, распределение снежного покрова (и соответственно сезонные изменения снеговой линии в период абляции) сильно влияет на миграцию слоя холодного льда в области абляции политермических ледников. Иными словами, на изменение толщины этого слоя должны влиять локальные, региональные и климатические факторы. С учетом этого приведенная на рис. 3.27 карта границ распространения и глубины залегания теплого ледяного ядра на леднике Тавле также может служить основой для мониторинга изменений климата на Шпицбергене.

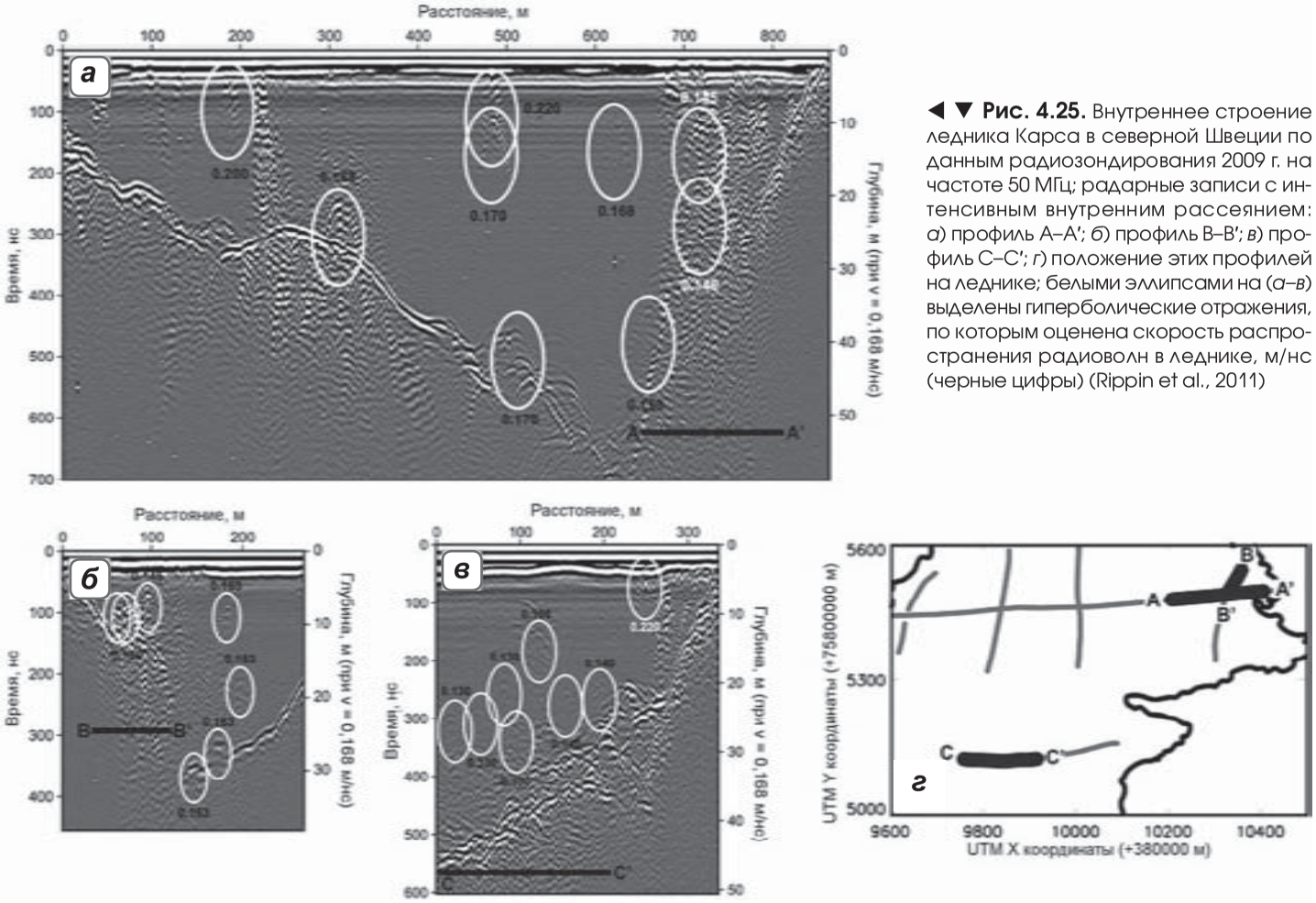
Радиолокационные измерения, выполненные весной 2009 г. на частоте 50 МГц на небольшом (<1 км^2) леднике Карса на севере Швеции, показали (Rippin et al., 2011), что в самой нижней его части имеются небольшие области теплого льда (рис. 4.24), хотя ранее полагали, что такой тонкий (<56 м) ледник в области абляции должен быть полностью холодным, как и большинство тонких ледников на Свальбарде. Существование теплого льда в этой области объясняется тем, что он представляет собой остаток прежнего политермического состояния ледника, когда тот был крупнее и толще.

О существовании областей теплого льда свидетельствуют не только характерная картина радиолокационных отражений (см. рис. 4.24, *б*), но и типичные для теплого льда низкие (<0,168 м/нс) скорости распространения радиоволн, оцененные по гиперболическим отражениям (рис. 4.25). Область без интенсивного внутреннего рассеяния и с высокими (>180 м/нс) скоростями распространения радиоволн интерпретирована как зона холодного льда, область с интенсивным внутренним рассеянием и низкими значениями V (<168 м/нс) – как зона теплого льда.

По сравнению с более толстым политермическим ледником Стур с теплым льдом в области аккумуляции и слоем холодного льда в области абляции толщиной до 55 м (см. рис. 4.18) ледник Карса имеет меньшую толщину (56 м), меньшую по размерам теплую зону на языке, менее толстый холодный лед в средней и верхней части области абляции и, возможно, теплый лед в области аккумуляции (рис. 4.26).

Различие между термической структурой ледников Стур и Карса может быть объяснено разными механизмами ее формирования. На леднике Стур таяние снега на поверхности и проникновение талой воды в пористый фирн ведет к ее замерзанию и отеплению теплого льда, теплое состояние которого поддерживается адвекцией по всей толщине ледника (Pettersson, 2003; Gusmeroli et al., 2012). На леднике Карса холодная зона в области абляция больше, ледник почти в пять раз тоньше, так что адвекция теплого льда не может поддерживаться из-за большего влияния зимней волны холода. Поэтому необходимо другое объяснение небольшой площади теплого льда на его языке.

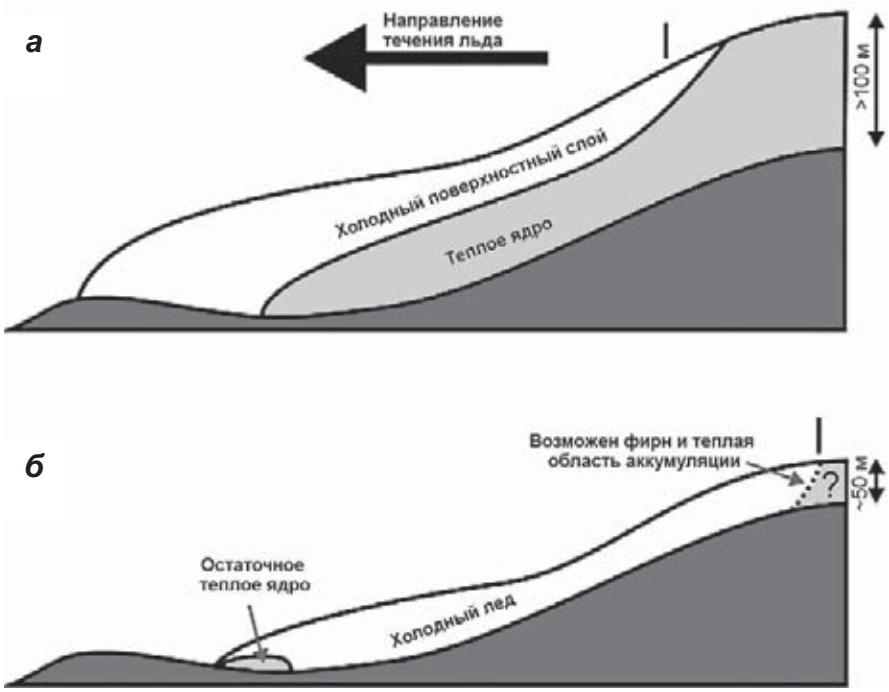
Существование теплого льда часто связывают с внутренним разогревом из-за деформации льда (Achwanden, Hutter, 2005; Benn et al., 2010; Blatter, Hutter, 1991; Pettersson et al., 2004, 2007; Blatter et al., 2010). На леднике Карса в самой нижней части языка наклон поверхности и толщина льда невелики и напряжение сдвига низкое (Rippin et al., 2011), поэтому такой механизм не может способствовать формированию теплого льда. Теплый лед также может формироваться вследствие геотермического потока тепла, замерзания талой воды, теплопроводности льда и его адвекции с поверхности. На языке ледника Карса есть только несколько трещин, которые могут быть местами поступления талой воды в его толщу. Однако этого недостаточно, чтобы объяснить пространственную картину рассеяния по данным радиозондирования (см. рис. 4.25).



◄ ▼ **Рис. 4.25.** Внутреннее строение ледника Карса в северной Швеции по данным радиозондирования 2009 г. на частоте 50 МГц; радарные записи с интенсивным внутренним рассеянием: *а*) профиль A–A'; *б*) профиль B–B'; *в*) профиль C–C'; *г*) положение этих профилей на леднике; белыми эллипсами на (*а–в*) выделены гиперболические отражения, по которым оценена скорость распространения радиоволн в леднике, м/нс (черные цифры) (Rippin et al., 2011)

Поэтому предположили (см. рис. 4.22, *б*), что современная гидротермическая структура ледника Карса содержит следы его прежнего состояния, когда он был значительно толще и у него было обширное теплое ледяное ядро (такое, как сейчас у ледника Стур). Вероятно, остатки этого ядра и наблюдаются в нижней части ледника Карса. При потеплении климата ледник Карса даже может стать полностью холодным, а ледник Стур может потерять слой холодного льда в области абляции и стать теплее и даже полностью теплым в области абляции.

По данным (http://nsidc.org/data/g01130.html), 64,2% всех ледников Арктики, как и ледник Карса (0,855 км^2), имеют площадь менее 2 км^2 и 51% – менее 1 км^2. Это значит, что при потеплении климата те из них, которые в настоящее время имеют похожую на ледник Карса гидротермическую структуру с небольшим участком теплого льда на языке (см. рис. 4.26, *б*), могут из политермических превратиться либо в полностью холодные, либо иметь более обширную холодную область аккумуляции.



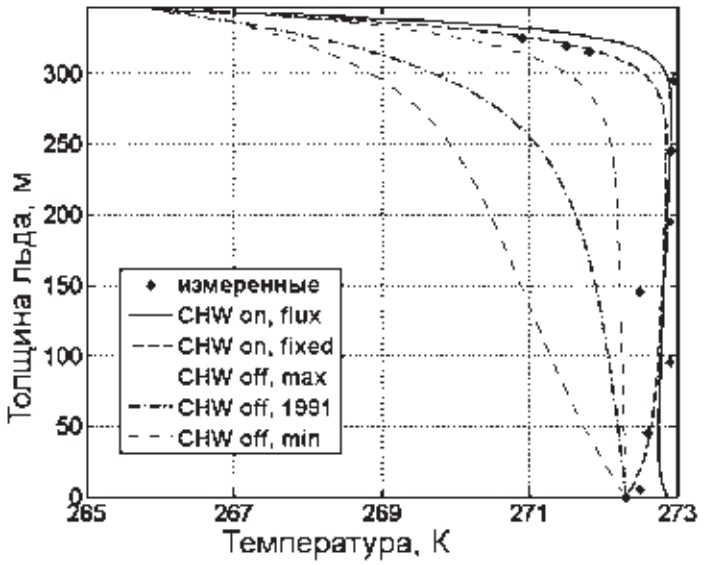
▲ **Рис. 4.26.** Концептуальная модель политермической структуры ледника Карса в прошлом, когда он был толще и мог поддерживать существование теплого ледяного ядра (*а*), и в настоящее время (*б*), когда остатки теплого ядра сохранились только в самой нижней части языка и теплый лед, возможно, есть лишь в области аккумуляции (Rippin et al., 2011)

Наоборот, более толстые политермические ледники могут поддерживать теплую область аккумуляции и развиваться до полностью теплого состояния, но с возможностью последующего утончения по типу ледника Карса, и достигать в области абляции полностью холодного состояния. Поэтому требуются дальнейшие исследования, чтобы установить реальную термическую структуру политермических ледников и вероятную эволюцию их гидротермического режима и реакцию на изменения климата, баланс массы и динамику.

4.2.4. Гидрологический механизм отепления холодных ледников

Эффект отепления поверхностными талыми водами ледниковой толщи может возникать, когда вода поступает в открытые трещины, зоны трещиноватости и ледниковые колодцы, которые образуют криогидрологическую систему (CHS) (см. рис. 2.22), и передает тепло из этой системы в толщу ледника (Phillips et al., 2010). Для оценки такого отепляющего эффекта в принципе надо использовать модель, которая будет учитывать как обмен и перенос тепла в системе трещин (Budd, 1969; Hooke, 1977; Spring, Hutter, 1982), так и образование разрывных нарушений во льду (van der Veen, 1998; Alley et al., 2005).

Эксперименты с моделью с упрощенной параметризацией термического влияния CHS (Phillips et al., 2010) показали, что даже при небольшом общем содержании воды в системе (0,5% от объема) лед может быстро прогреться на несколько градусов до глубины первых сотен метров менее чем за 10 лет. Скорость прогрева льда зависит от того, насколько часто расположены элементы CHS, и растет в обратной пропорции к квадрату расстояния R между ними. Хотя в модели заложены сильные упрощения (например, неизменная геометрия гидрологической сети во времени и по глубине, постоянное существование одинакового количества воды в ней в период с положительными температурами на поверхности ледника, появление воды в системе сразу после начала этого периода), тем не менее эта модель позволила объяснить наблюдаемое распределение температур в скважине, пробу-



▲ **Рис. 4.27.** Измеренные (точки) и рассчитанные (линии) температуры для скважины TD3 на выводном леднике Сермек Аваннарлек; в расчетах с криогидрологическим отеплением (CHW on) использовали градиент температуры 0,0227 К/м или измеренную температуру ("fixed") на ложе; в расчетах без криогидрологического отепления (CHW off) использовали измеренную температуру на ложе; кривые "min" и "max" получены при скоростях адвекции льда в 2 раза больше и в 4 раза меньше средней скорости (80 м/год на поверхности и 6 м/год у ложа) (Phillips et al., 2011)

ренной до ложа на глубине 350 м в районе границы питания на леднике Сермек Аваннарлек в Гренландии.

Измеренные температуры в скважине (обозначены точками на рис. 4.23) быстро приближаются к температуре плавления уже на глубине около 50 м, но далее мало меняются, так что температура на ложе (272,3 К) остается чуть ниже точки таяния (272,74 К). Модель распределения температуры воды во льду, которая учитывает все процессы теплопереноса в леднике, внутренние и внешние источники, но не включает эффект гидрологического отепления, не позволяет воспроизвести наблюдаемые температуры. Такая температурная кривая (с ее максимальными и минимальными пределами) лежит в гораздо более холодной области, чем реальные значения (рис. 4.27).

Но если включить в модель гидрологическое отепление CHS с величиной R = 25 м, соответствующей характерному расстоянию между трещинами в районе скважины, то модельные профили практически совпадают с данными измерений. Судя по этим результатам, гидрологическое отепление в данных условиях на глубине 50−100 м составляет 2−3°.

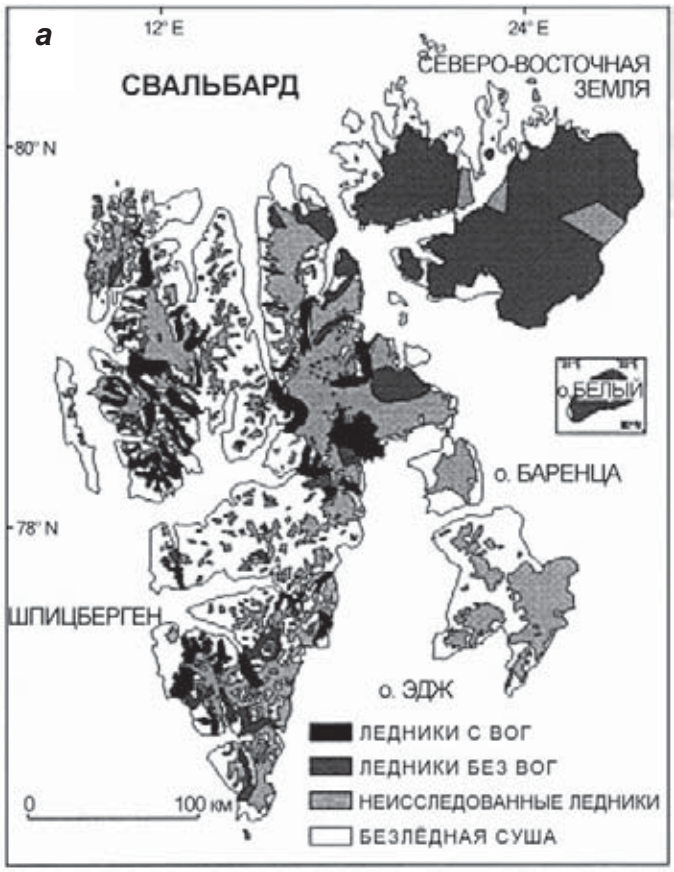
Приведенные оценки показывают, что гидрологическое отепление ледниковой толщи в области абляции трещиноватых выводных ледников Гренландии может быть потенциальным механизмом сравнительно быстрой их реакции на потепление климата: при среднем расстоянии между трещинами R = 20−50 м время реакции в окрестности линии налегания составляет около 5–20 лет, а при отсутствии трещин контролируется только вертикальной проводимостью и толщиной льда и возрастает на 2−3 порядка, от столетий до тысячелетия. Важное следствие относительно быстрой термической реакции на гидрологическое отепление состоит в увеличении температурозависящего параметра A в законе течения Глена и ускорении течения льда.

4.3. Связь гидротермического состояния политермических ледников с их подвижками

В региональном масштабе к настоящему времени с помощью радиолокационных и радиофизических методов лучше всего изучены распространение, строение и режим политермических ледников на архипелаге Шпицберген (Мачерет, Журавлев, 1985; Мачерет и др., 1992; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2007; Macheret, Glazovsky, 2000; Jiscoot et al., 2000).

Как уже отмечалось, важным дистанционным индикатором таких ледников служат отражения от границы раздела холодного и теплого льда (ВОГ), или внутреннего отражающего горизонта (internal reflecting horizon IRH), регистрируемые при аэро- и наземном радиозондировании на значительном их протяжении. Распределение на архипелаге Шпицберген ледников с IRH по данным радиозондирования (Jiscoot et al., 2000) показано на рис. 4.28, *а*.

Регрессионный анализ с использованием большего числа параметров (длина, площадь, объем, уклон, высота поверхности, перепад высот, гипсометрия, высота границы питания, ориентация областей аккумуляции и абляции, тип фронта ледника, литология и возраст вмещающих горных пород, наличие IRH) показал, что среди этих факторов, от которых может зависеть потенциал пульсирующих ледников,



▶ **Рис. 4.28.** Распространение политермических (*а*) и пульсирующих (*б*) ледников на архипелаге Шпицберген (Jiskoot et al., 2000)

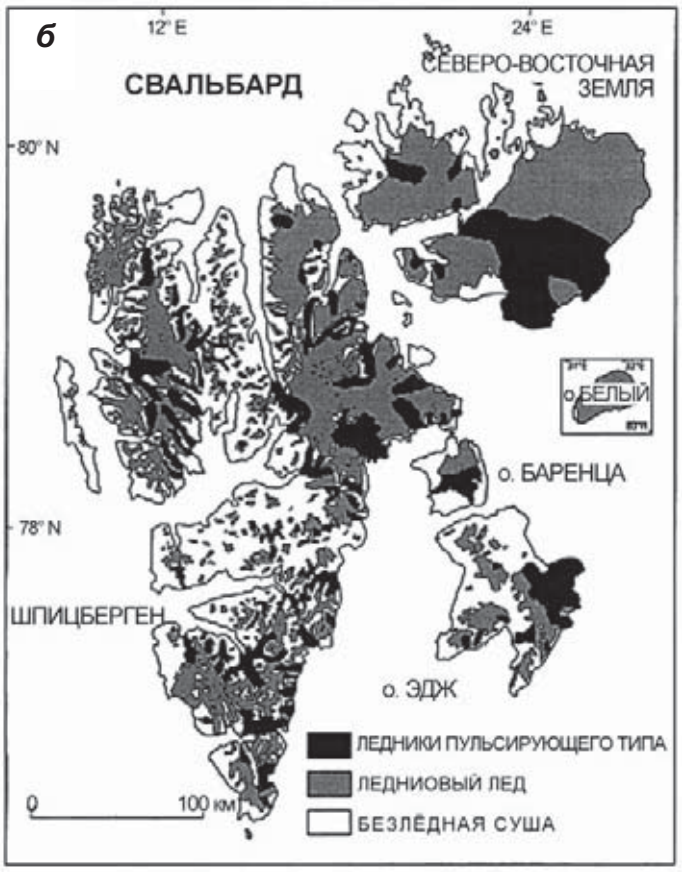
важнейшими служат характер подстилающих пород ложа и особенно наличие IRH (табл. 4.3) (Hamilton, Dowdeswell, 1996; Jiskoot, 1999; Jiskoot et al., 2000).

Таблица 4.3

Число и доля (%) ледников нормального и пульсирующего типа в связи с наличием или отсутствием внутреннего отражающего горизонта (IRH). Из работы (Jiskoot, 1999)

Тип ледников	Радиозондирование не проводилось	Результаты радиозондирования	
		Нет IRH	Есть IRH
Нормальные ледники	285 (78%)	68 (68%)	19 (38%)
Ледники пульсирующего типа	82 (22%)	19 (22%)	31 (63%)

Общая картина распространения пульсирующих ледников в этом районе показана на рис. 4.28, *б*. Согласно этим данным, они занимают значительную часть архипелага Шпицберген, большинство из них оканчиваются в море и, следовательно, в результате подвижек они могут вносить заметный вклад в повышение уровня моря.



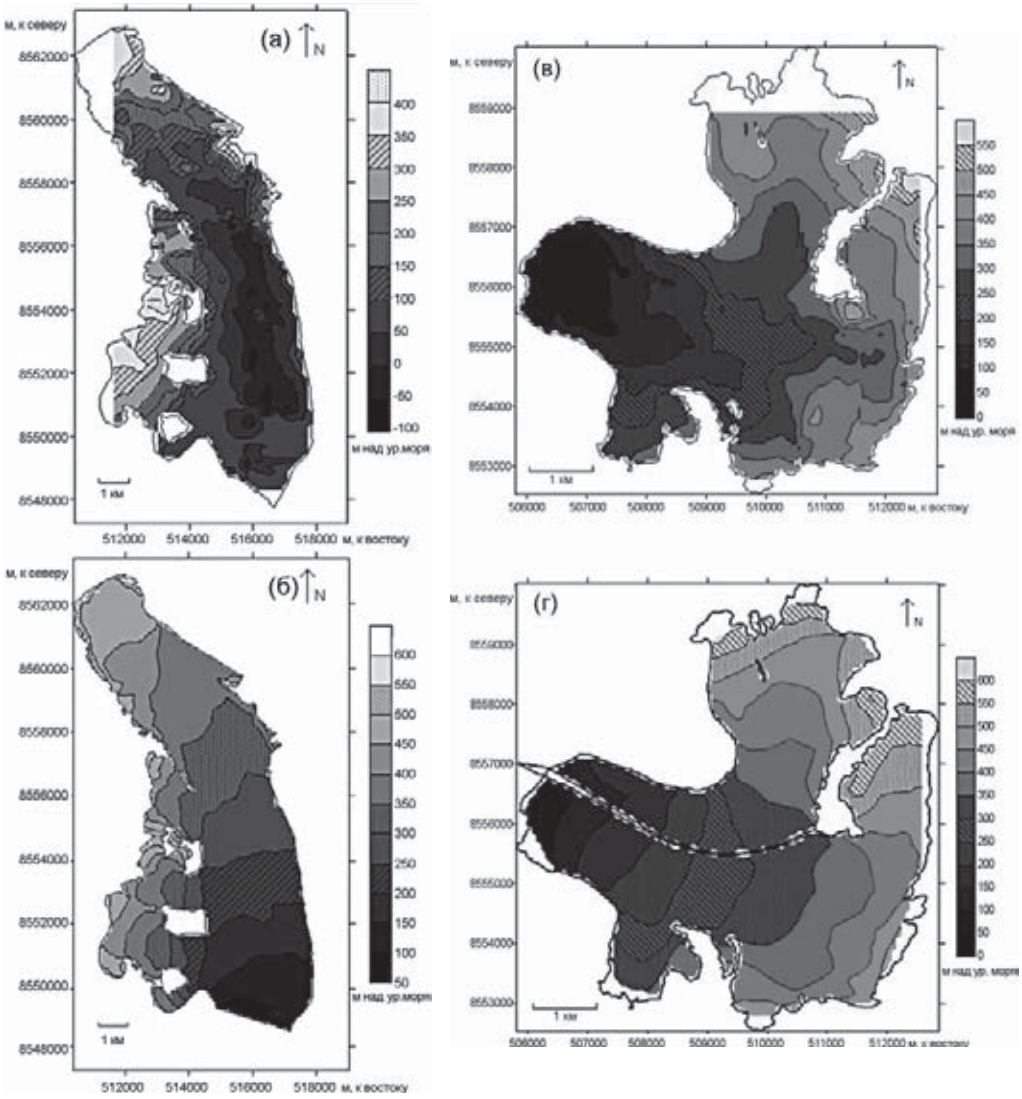
4.4. Гидравлический потенциал и подледниковая дренажная сеть

Совместное использование данных о высоте поверхности, толщине ледника позволяет с помощью расчета гидравлического потенциала теоретически оценить возможные пути стока подледниковых вод и сравнить их с результатами прямых наблюдений. Примеры таких исследований, выполненных на ряде политермических и теплых ледников, приведены ниже.

4.4.1. Ледники на Шпицбергене

Для понимания особенностей дренирования политермических ледников Шпицбергена разработаны гидравлико-геометрические модели двух ледников − Ханс и Вереншельд, приливного и наземного типа, площадью 57 и 27,4 км^2 (Pälli et al., 2003).

Ледники Ханс и Вереншельд. Для вычисления гидравлического потенциала и определения картины подледникового дренажа использованы цифровые модели

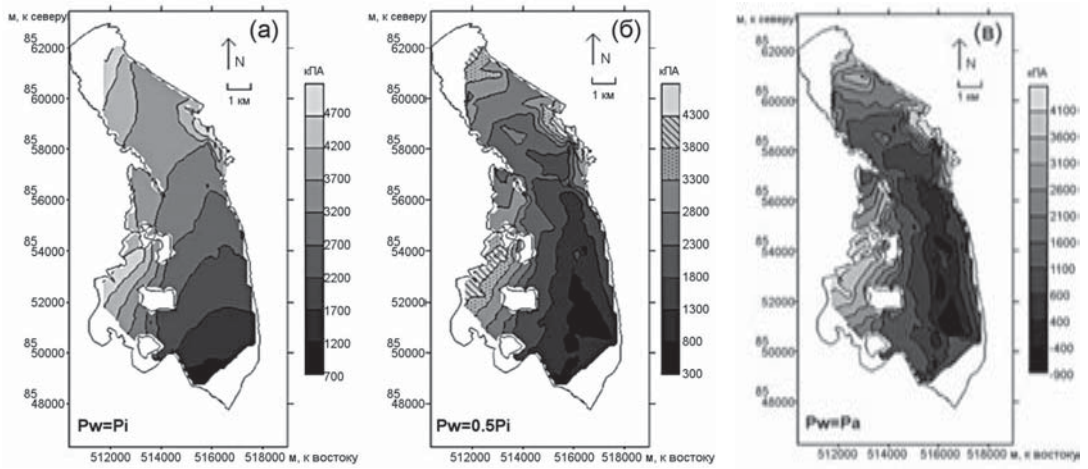


▲ **Рис. 4.29.** Ледник Ханс: *а*) ЦМР ложа, *б*) ЦМР поверхности; ледник Вереншельд: *в*) ЦМР ложа, *г*) ЦМР поверхности, где показана моренная гряда между ледником Вереншельд на юге и ледником Скилриг на севере (Pälli et al., 2003)

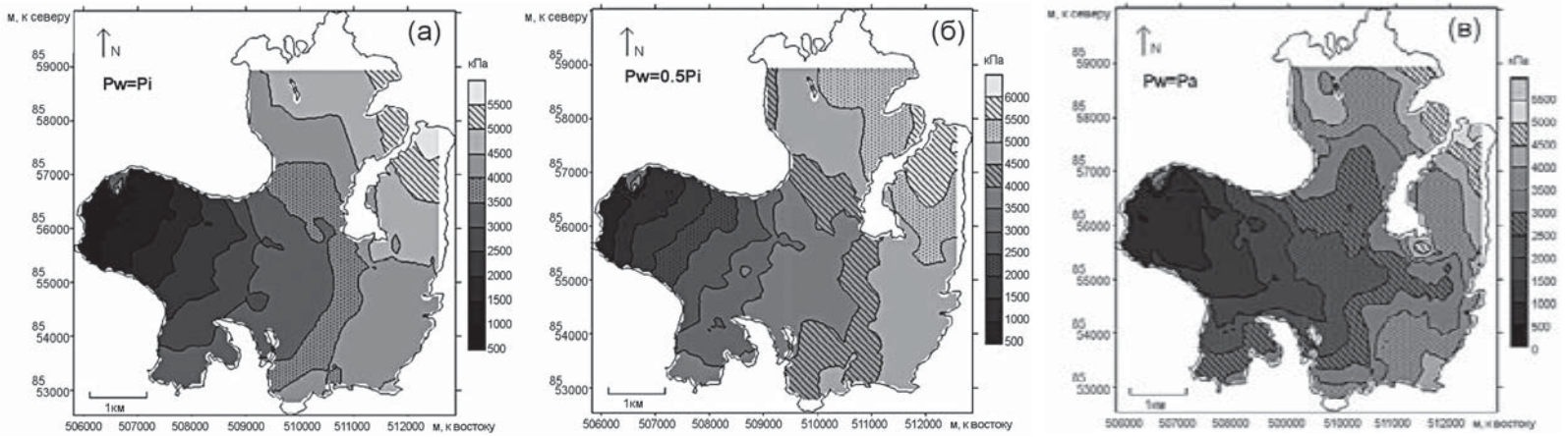
поверхности и ложа ледников, полученные по данным радиозондирования в апреле 1998 г. на частотах 25, 50 и 200 МГц геодезических и GPS-измерений по сети 100×100 м (рис. 4.29) (Moore et al., 1999; Pälli et al., 2003).

Для проверки моделей были использованы данные полевых и спелеологических наблюдений, включающие картирование положения активных ледниковых колодцев и основных вытекающих водных потоков, трассерные наблюдения, исследования химии воды и наблюдения за давлением воды в ледниковых колодцах (путем измерения уровня воды в них и глубины ложа).

Измерения, выполненные на леднике Ханс до начала и в период таяния, показали (Pälli et al., 2003), что в июле и сентябре 1991 г. давление воды P_w составляло



◀ **Рис. 4.30.** Распределение гидравлического потенциала на леднике Ханс при разных отношениях давления воды P_w, льда P_i и воздуха P_a: *а*) $P_w = P_i$; *б*) $P_w = 0{,}5P_i$, *в*) $P_w = P_a$ (Pälli et al., 2003)

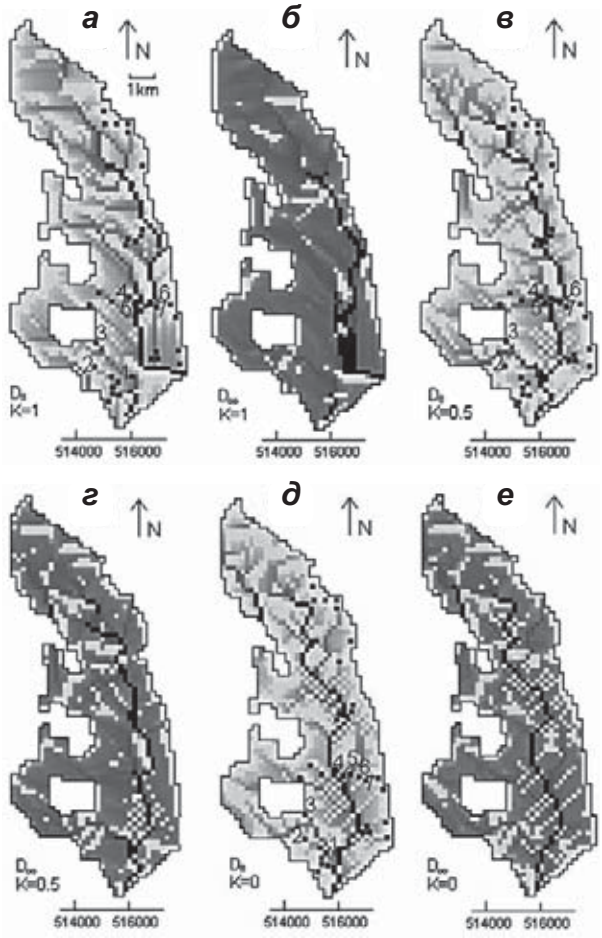


▼ **Рис. 4.31.** Распределение гидравлического потенциала на леднике Вереншельд при разных отношениях давления воды P_w, льда P_i и воздуха P_a: *а*) $P_w = P_i$; *б*) $P_w = 0{,}5P_i$, *в*) $P_w = P_a$ (Pälli et al., 2003)

(0,2–0,85)P_i и (0,7–0,8)P_i, а в мае 1992 г. – (0,85–0,9)P_i. Это позволило предположить, что давление воды в общем близко к давлению перекрывающего льда, но сильно варьирует в зависимости от локальных условий, таких как рельеф ложа, толщина слоя холодного льда, толщина ледника и сезонные изменения поступления талой воды.

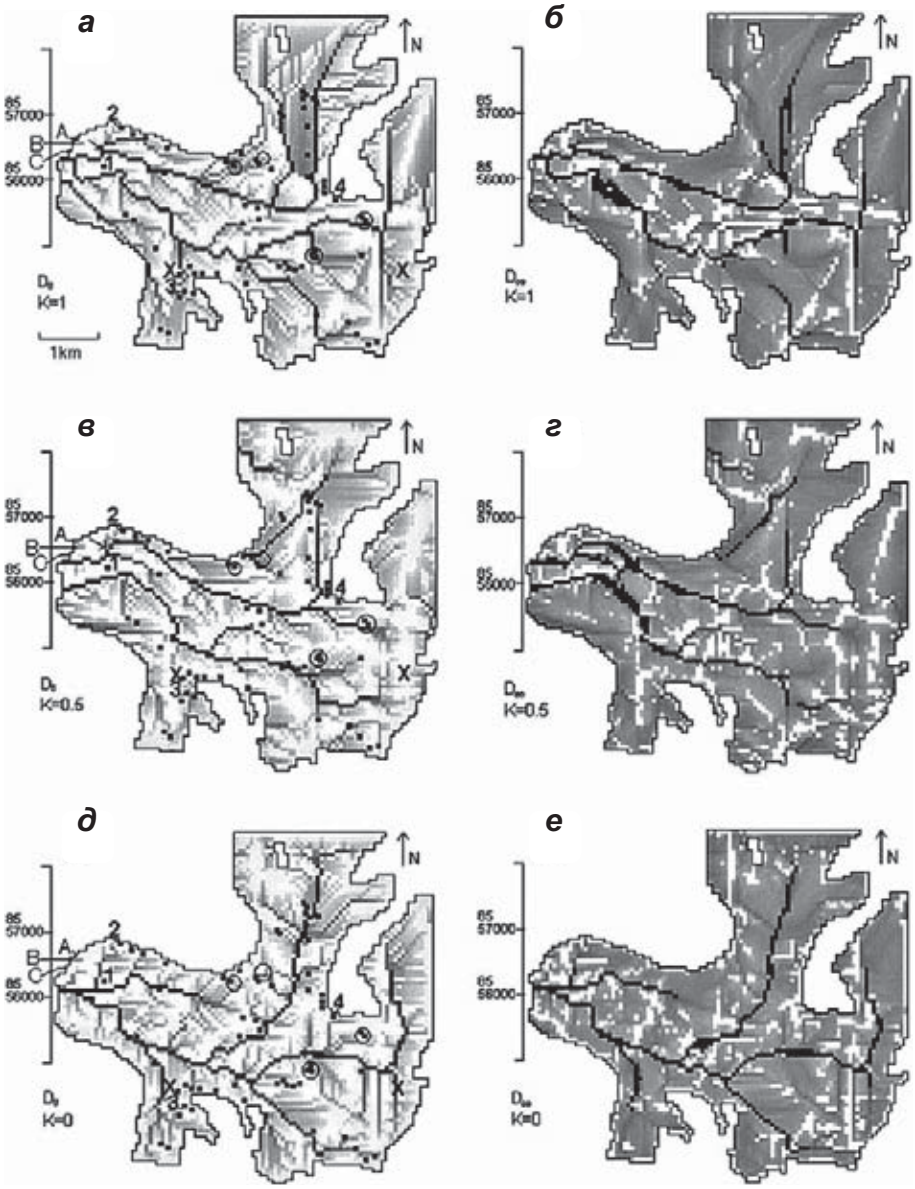
Для вычисления гидравлического потенциала использовали формулу (1.7) с разными соотношениями атмосферного давления (P_a), воды (P_w) и перерывающего льда (P_i), с коэффициентом $K = 0$, $P_w = P_a$; $K = 0{,}5$, $P_w = 0{,}5\ P_i$ и $K = 1$, $P_w = P_i$. В формуле (1.7) этот коэффициент K обозначен как f.

Для моделирования картины дренажа и определения направления течения воды были использованы программа TauDEM (Tarboton, Ames, 2001) и два метода: D_8 (O'Callaghan, Mark, 1984) и D_∞. Метод D_8 (Targboton, 1997) предполагает, что вода из каждой ячейки грида течет к одной из восьми соседних ячеек по максимальному градиенту гидравлического потенциала. В методе D_∞ угол направления течения задается с шагом один градус. Когда направления течения определены, области дренажа оконтуриваются по направлениям течения D_8. Эти данные используют для вычисления площади отдельных сегментов, но не для определения сети каналов. Полученные таким путем распределения гидравлического потенциала на ледниках Ханс и Вереншельд приведены на рис. 4.30 и 4.31.

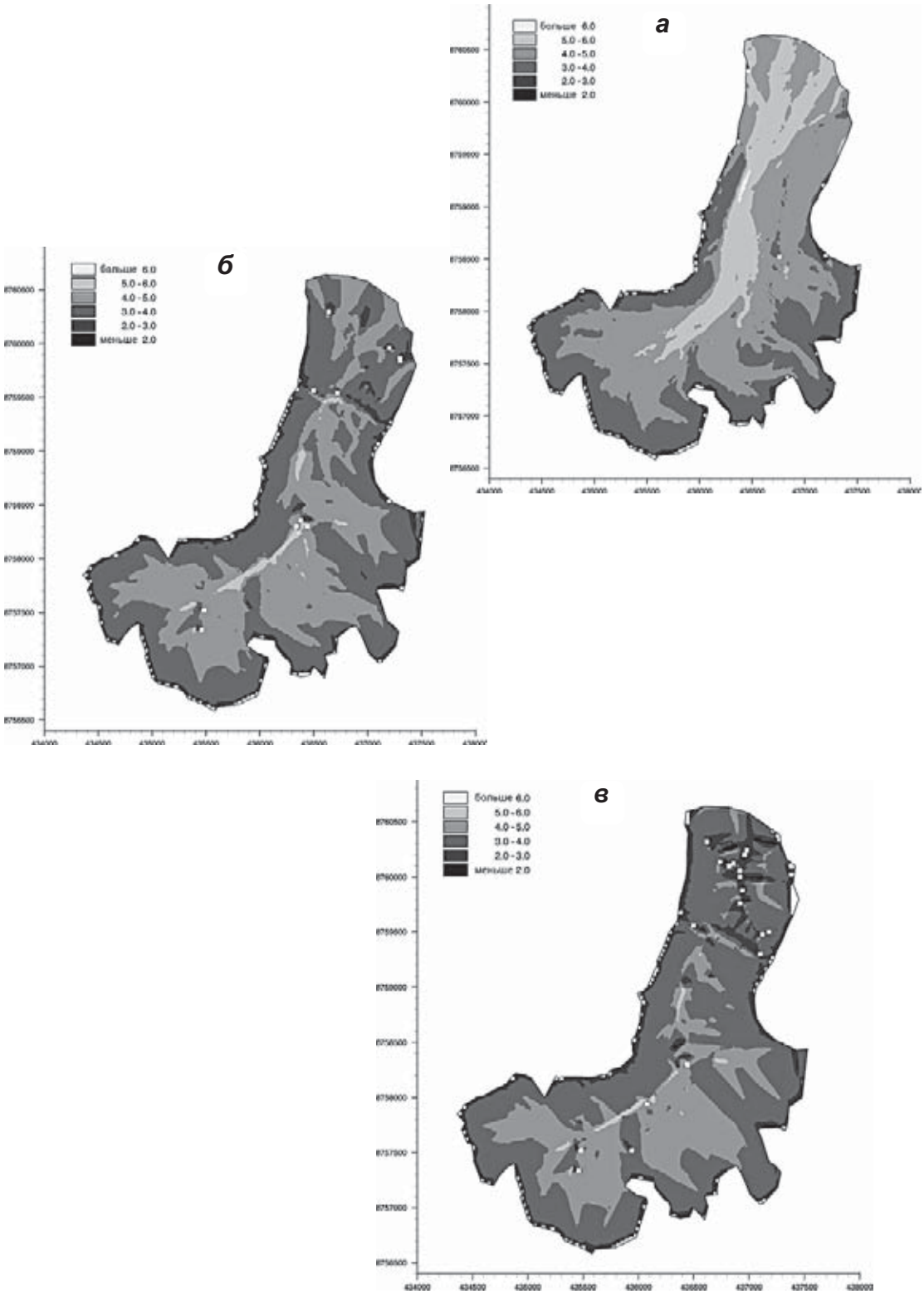


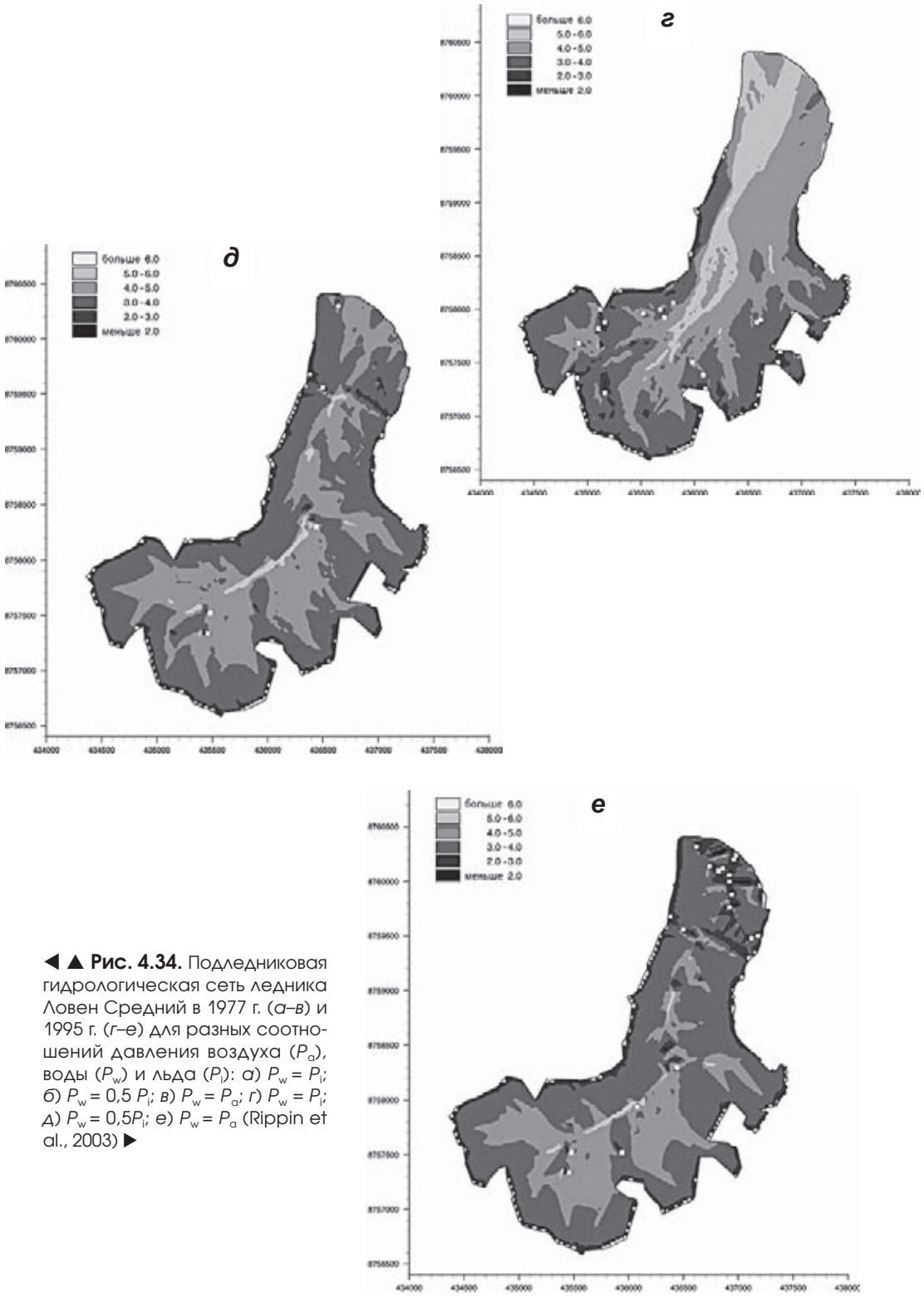
◄ **Рис. 4.32.** Схемы подледникового дренажа на леднике Ханс, полученные методами D_8 (*а, в, д*) и D_∞ (*б, г, е*) при разных отношениях давления воды P_w, льда P_i и воздуха P_a: (*а, б*) $P_w = P_i$; (*в, г*) $P_w = 0{,}5P_i$; (*д, е*) $P_w = P_a$. Черными квадратами с номерами обозначены ледниковые колодцы. Направление течения из колодца Кристал-Кейв обозначено черной стрелкой (Palli et al., 2003)

На основе вычисленного методами D_8 и D_∞ распределения гидравлического потенциала при разных отношениях давления воды P_w, льда P_i и воздуха P_a получены схемы подледникового дренажа на ледниках Ханс и Вереншельд (рис. 4.32 и 4.33).



▲ **Рис. 4.33.** Схемы подледникового дренажа на леднике Вереншельд, полученные методами D_8 (*а, в, д*) и D_∞ (*б, г, е*) при разных отношениях давления воды P_w, льда P_i и воздуха P_a: $P_w = P_i$ (*а, б*); $P_w = 0{,}5P_i$ (*в, г*); $P_w = P_a$ (*д, е*). Черными квадратами с цифрами показаны ледниковые колодцы. Криокарстовые депрессии обозначены кружками, выходы вод в верхней части ледника – знаком X; центральный выход воды на языке с тремя отдельными ветвями – буквами A, B и C; ледниковый ручей Kvisla I, образующийся в случаях (*а*) и (*б*) – черными стрелками (Pälli et al., 2003)


а
Больше 6.0
5.0 - 6.0
4.0 - 5.0
3.0 - 4.0
2.0 - 3.0
меньше 2.0
б
Больше 6.0
5.0 - 6.0
4.0 - 5.0
3.0 - 4.0
2.0 - 3.0
меньше 2.0
в
Больше 6.0
5.0 - 6.0
4.0 - 5.0
3.0 - 4.0
2.0 - 3.0
меньше 2.0



◄ ▲ **Рис. 4.34.** Подледниковая гидрологическая сеть ледника Ловен Средний в 1977 г. (*а–в*) и 1995 г. (*г–е*) для разных соотношений давления воздуха (P_a), воды (P_w) и льда (P_i): *а*) $P_w = P_i$; *б*) $P_w = 0{,}5\ P_i$; *в*) $P_w = P_a$; *г*) $P_w = P_i$; *д*) $P_w = 0{,}5P_i$; *е*) $P_w = P_a$ (Rippin et al., 2003) ▶

В верховьях ледника Вереншельд основной подледниковый сток воды происходит из северо-восточной части при всех значениях *f*. В случае $f = 0{,}5$ наблюдается канал, соединяющий под срединной мореной южную часть системы стока с северной. Положение центрального выхода воды на языке мало меняется при разных значениях *f*. Все модели также предсказывают наличие других выходов воды из-под ледника: в южной части фронта и на северо-западе. Обнаружено, что ледниковые колодцы на поверхности находятся рядом с осями наиболее крупных дренажных систем.

Модели подобного типа дают представление о строении дренажной сети в масштабе отдельных бассейнов, хотя и не позволяют точно предсказать положение основных выходов воды из небольших дренажных потоков. Это связано с тем, что давление воды в леднике, определяющее геометрию системы стока, изменяется в зависимости от интенсивности абляции, погодных условий, формы и, возможно, толщины слоя холодного льда. Для проверки достоверности таких моделей весьма полезными оказываются данные наблюдений о положении ледниковых колодцев и выходов потоков воды на языке ледников, оканчивающихся на суше, и уровня воды в ледниковых колодцах.

Ледник Средний Ловен. Для этого ледника аналогичный подход был использован для оценки временных изменений картины подледниковой дренажной сети за 1977–1995 гг. (рис. 4.34), когда площадь ледника сократилась с 5,9 до 5,0 км^2, его объем уменьшился на 18% ($7{,}1\times10^6$ м^3, или $6{,}5\times10^6$ м^3 в.э.) со скоростью около 0,05 км^2/год, а язык ледника отступал со средней скоростью около 8,3 м/год (Rippin et al., 2003). Для расчетов были использованы цифровые модели поверхности и ложа по регулярной сети 20×20 м, полученные по данным GPS-измерений и радиозондирования в 1990 г. на частоте 5–20 МГц (Björnsson et al., 1996) и в 1998 г. на частоте 50 МГц (Rippin et al., 2003).

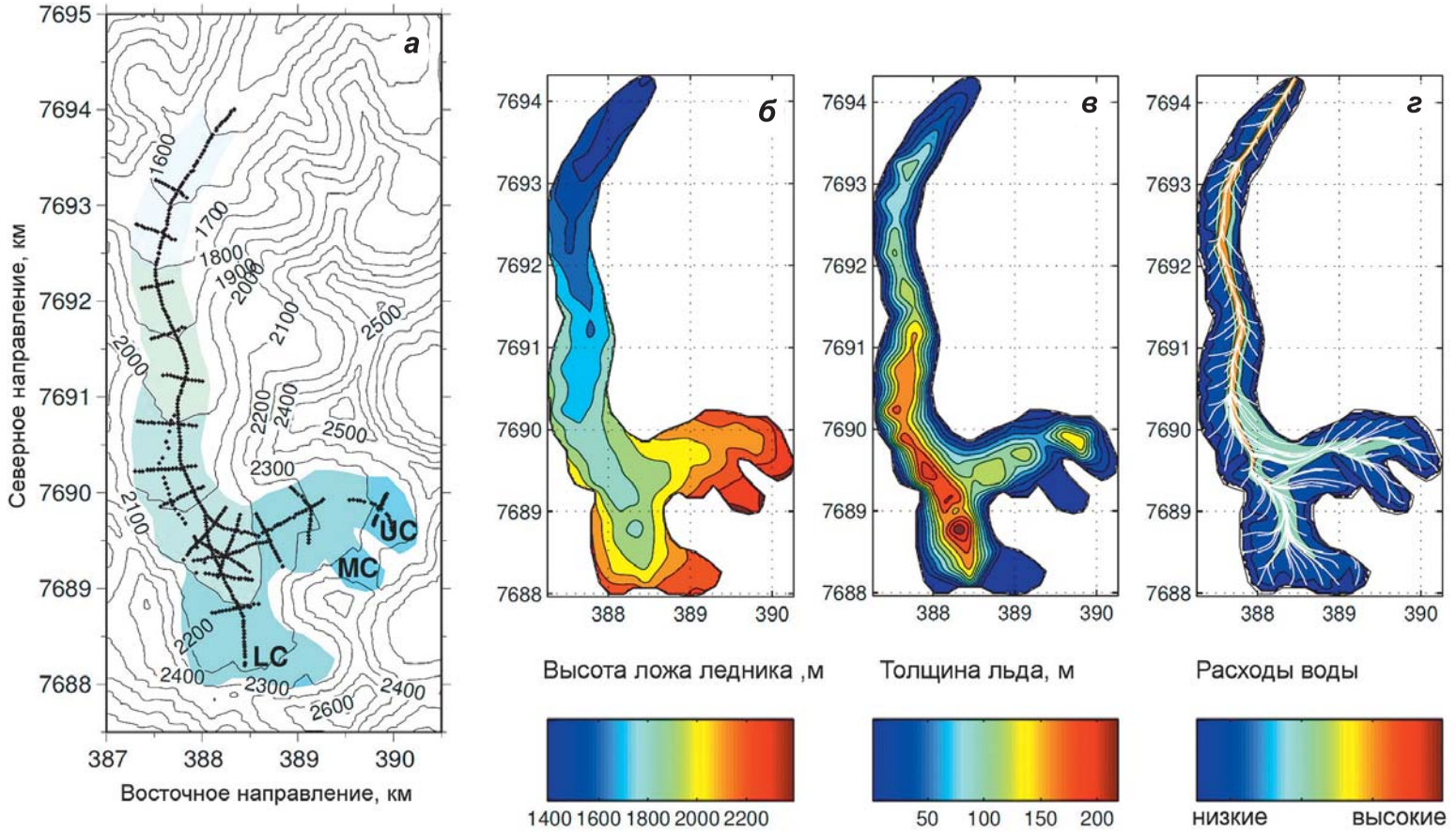
Утончение языка ледника, которое произошло за 18 лет, с 1977 по 1997 г., могло сильно сказаться на картине подледниковой сети стока, которая зависит также от давления воды в ней.

Чтобы оценить, какие из моделей ближе всего к реальности, теоретические реконструкции 1977 г. (см. рис. 4.34, *а–в*) и 1995 г. (см. рис. 4.34, *г–е*) были сравнены с наблюдениями за местами истечения воды из-под ледника, сделанными летом 1992, 1994, 1996, 1997, 1999 и 2000 гг., поскольку эти места служат хорошим показателем подледниковых водных путей (Stone, Clarke, 1996; Tranter et al., 1996; Wadham et al., 1998, 2000; Skidmore, Sharp, 1999). Такое сравнение показало, что при $P_w = P_i$ и $P_w = 0{,}5P_i$ в большинстве лет подледниковая вода действительно дренировалась в западную часть языка, способствуя образованию в зимнее время приледниковой наледи на расстоянии около 250 м от конца языка.

Наличие холодного льда на языке ледника Средний Ловен (см. рис. 4.34, *г–е*) теоретически должно было влиять на особенности стока воды. Однако сравнение натурных данных за выходами воды на языке с реконструкциями дренажа показало, что вода под давлением преодолевает барьер холодного льда, возможно, и по трещинам, и под слоем мерзлоты.

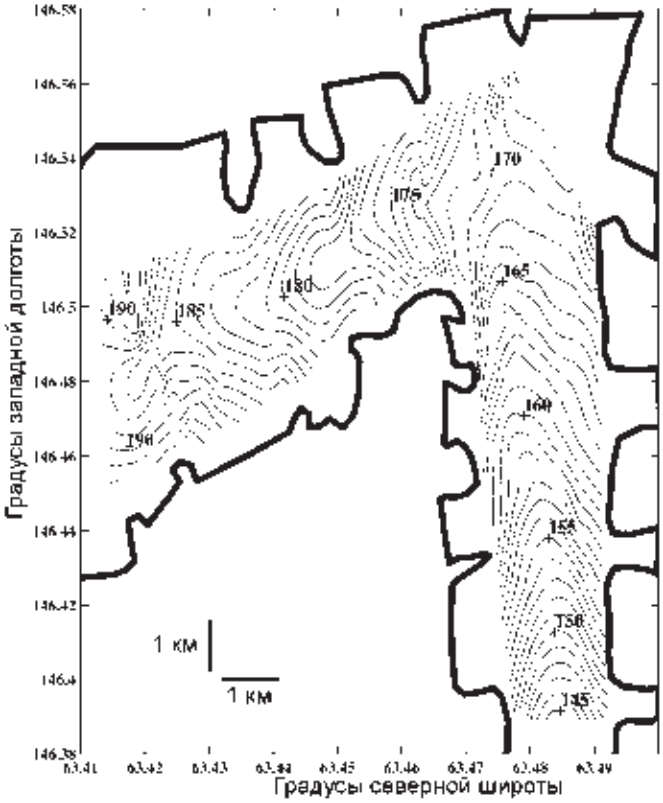
4.4.2. Ледники на Аляске и в Канаде

Аналогичным путем картина подледниковой дренажной системы получена на леднике Мак-Колл на Аляске (Pattyn et al., 2009) (рис. 4.35).



▲ **Рис. 4.35.** Политермический ледник Мак-Колл на Аляске: *а*) радиолокационные профили; *б*) высота ледниковой поверхности и радиолокационные профили; *в*) толщина льда, *г*) подледниковая гидрологическая сеть (Pattyn et al., 2009)

На теплом леднике Блэк Репидз в Канаде полученная по данным о высоте поверхности и ложа картина гидравлического потенциала показала (Gades, 1998), что подледниковый сток должен идти через один канал в самой глубокой части подледной долины (рис. 4.36).

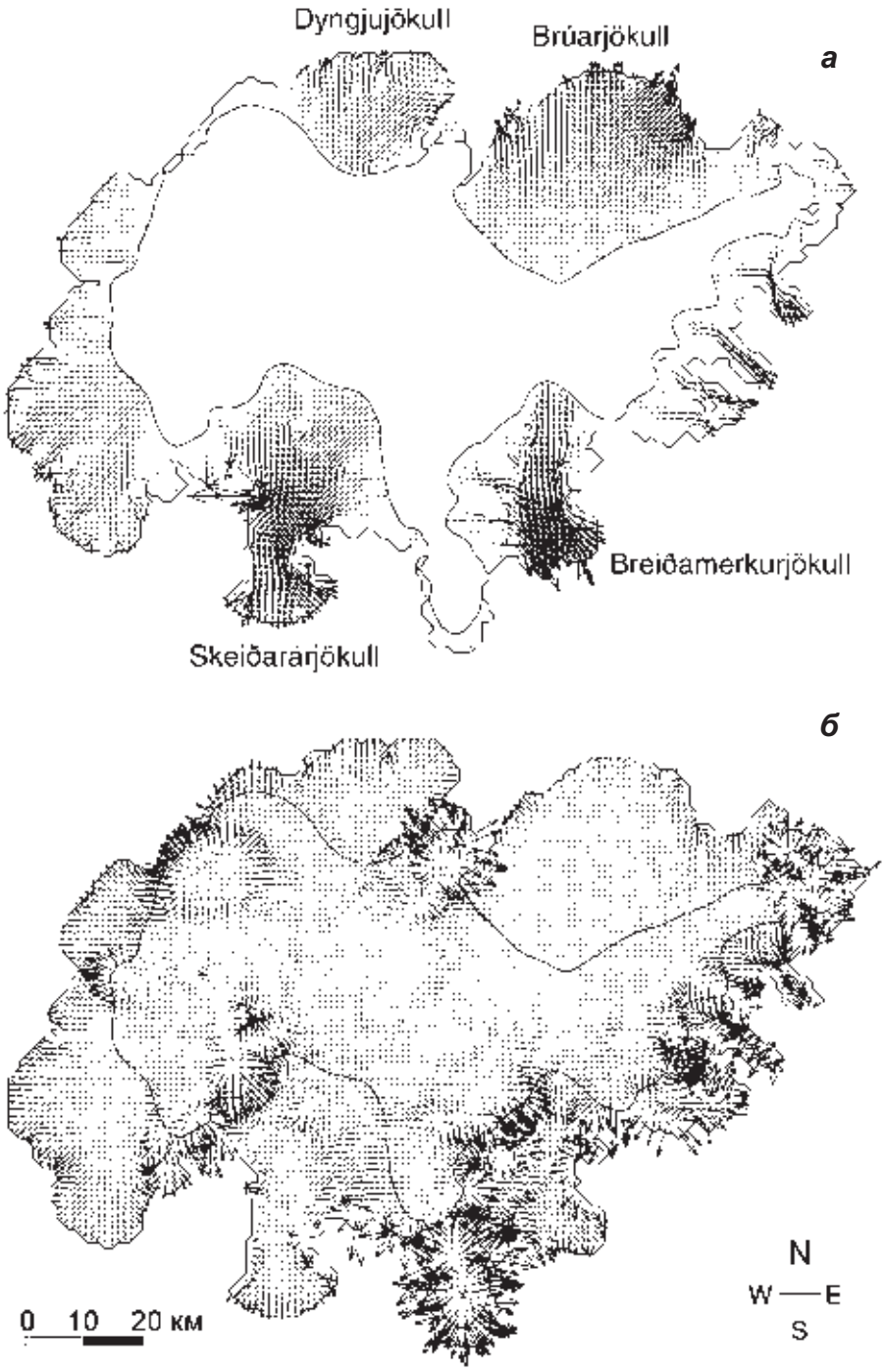


▲ **Рис. 4.36.** Распределение гидравлического потенциала на теплом леднике Блек Рэпидс (Gades, 1998)

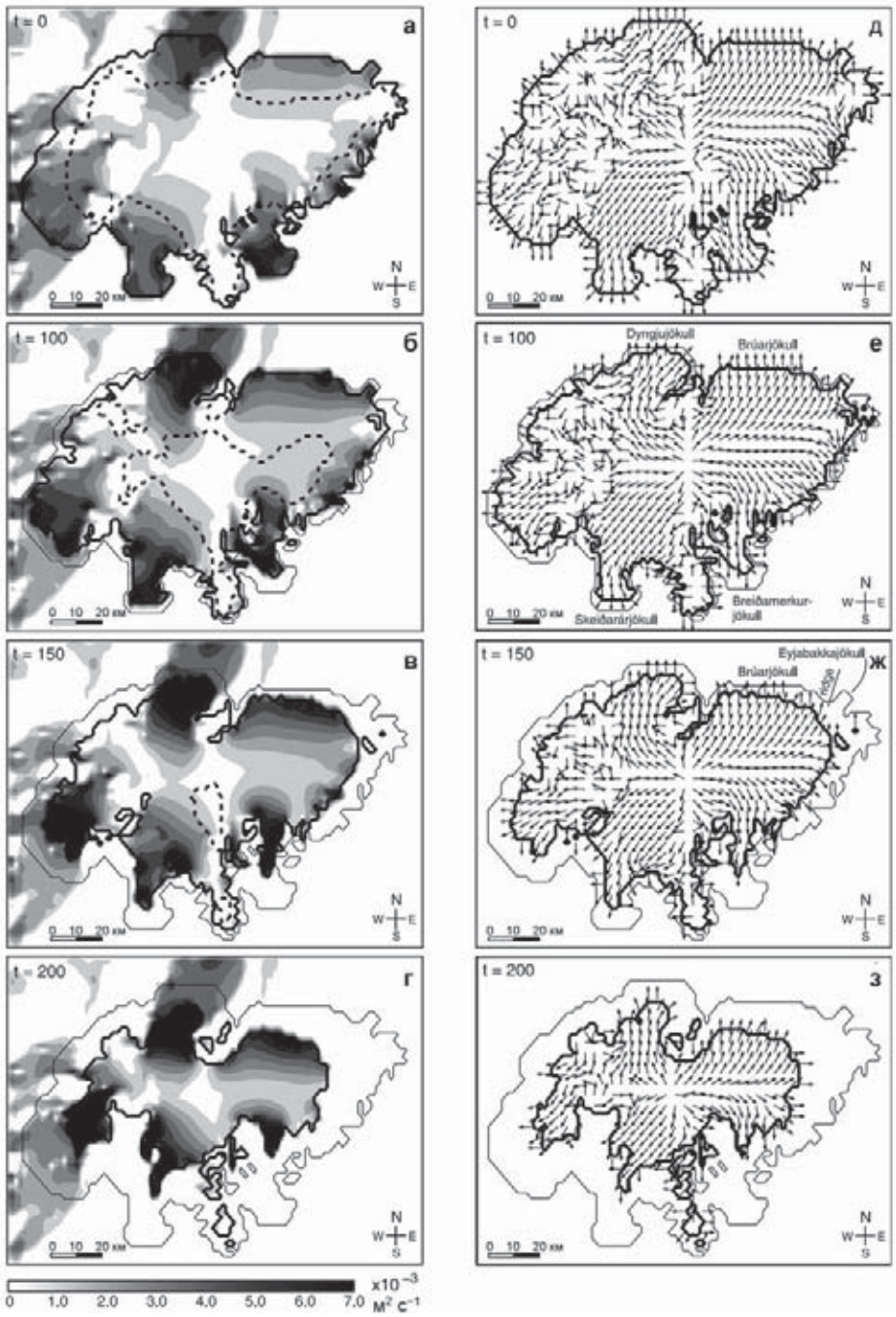
4.4.3. Ледники в Исландии

Картина подледникового дренажа по ЦМР поверхности и ложа была рассчитана для стационарного и нестационарного случаев для четырех ледниковых куполов Исландии – Dyngjujökull, Brúarjökull, Skei∂ararjökull и Brei∂amerkurjökull (Flowers et al., 2003) (рис. 4.37) и для самого крупного ледникового купола Ватнайекюдль для случая потепления климата на 2 °С за столетие без изменения осадков (Flowers et al., 2005) (рис. 4.38).

Из рис. 4.37 и 4.38 следует, что реконструированная картина подледниковой дренажной сети существенно зависит от расчетного давления воды и заметно изменяется во времени при изменении геометрии поверхности ледника в результате движения самого ледника и изменения климата. Важное значение также имеет точность исходных данных о высоте поверхности и ложа ледника.



▲ **Рис. 4.37.** Структура подледникового дренажа ледниковых куполов Dyngjujökull, Brúarjökull, Skeiðararjökull и Breiðamerkurjökull в Исландии: *а*) динамическая стационарная модель, *б*) статическая модель. Векторы параллельны и пропорциональны градиенту потенциала. Тонкой линией показано положение границы питания (Flowers et al., 2003)



▲ **Рис. 4.38.** Модельная реакция подледниковой и поверхностной гидрологии ледникового купола Ватнайёкюдль в Исландии на потепление климата на 2 °С за столетие без изменения осадков для: исходного состояния (*а, д*), через 100 лет (*б, е*), 150 лет (*в, ж*) и 200 лет (*е, з*).Слева: сумма подледникового и поверхностного потока, вычисленных как среднее по сети 1,62×1,85 км; справа: вычисленные направления течения подледниковой воды. Начальные размеры ледникового купола показаны тонкой линией, область аккумуляции на рис. 4.38, *а–в* показана точечной линией и не показана на рис. 4.38, *г* (Flowers et al., 2005)

4.5. Таяние-намерзание под ледниковыми покровами по данным численного моделирования

4.5.1. Антарктида

Был предпринят ряд попыток оценить температурные условия на ложе ледникового покрова Антарктиды. Одна из самых ранних оценок в 1961 г. показала (Зотиков, 2010), что ложе на значительной площади Антарктиды, включая районы станций Восток, Бэрд и Амундсен-Скотт, находится при температуре плавления. Хотя физика процесса донного таяния была уже достаточно хорошо известна, только использование данных спутниковой альтиметрии позволило детально картировать топографию поверхности, а широкое применение радиолокационных методов – получать обширные и точные данные о толщине льда, высотах ложа, что, в свою очередь, дало возможность лучше оценивать условия на ложе ледникового покрова Антарктиды (Pollard et al., 2005; Siegert et al., 2005; Huybrechts, 2006).

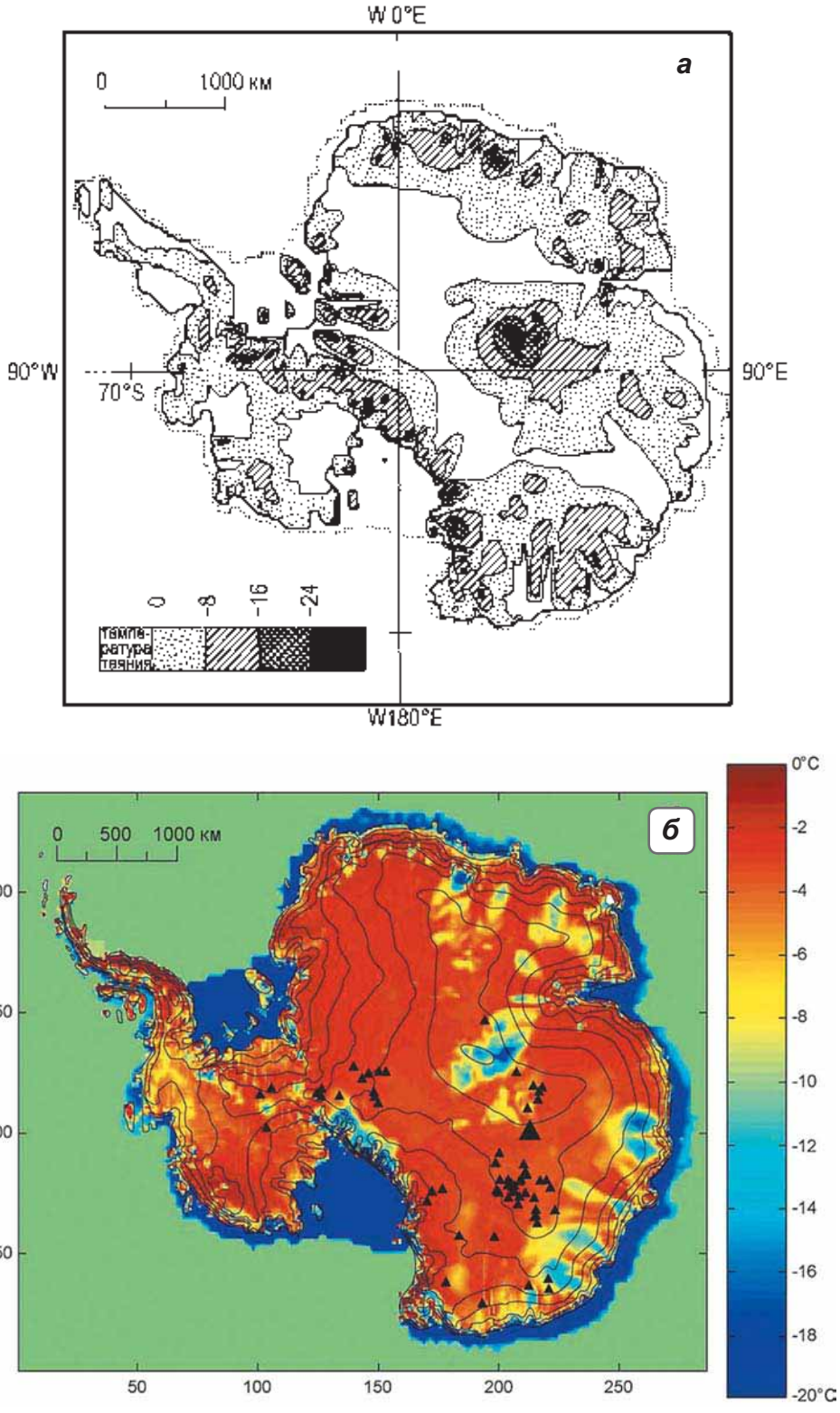
В частности, по данным численного моделирования (Hyubrechts, 1990; Siegert et al., 2005) предполагается, что хотя температура льда вблизи точки таяния может иметь место под большей частью ледникового покрова Антарктиды (рис. 4.39, *а*, *б*), существование слоя воды на ложе вероятно на меньшей его площади и под ледяными потоками и выводными ледниками толщина этого слоя может быть максимальной (рис. 4 39, *в*). В районы с подледным таянием попадают большинство подледниковых озер, обнаруженных по данным радиозондирования, а также быстро движущиеся ледяные потоки и выводные ледники с высокими поверхностными и балансовыми скоростями, достигающими соответственно 1000 и 250 м/год, и, следовательно, именно в этих районах могут происходить наиболее заметные изменения высоты поверхности и расхода льда.

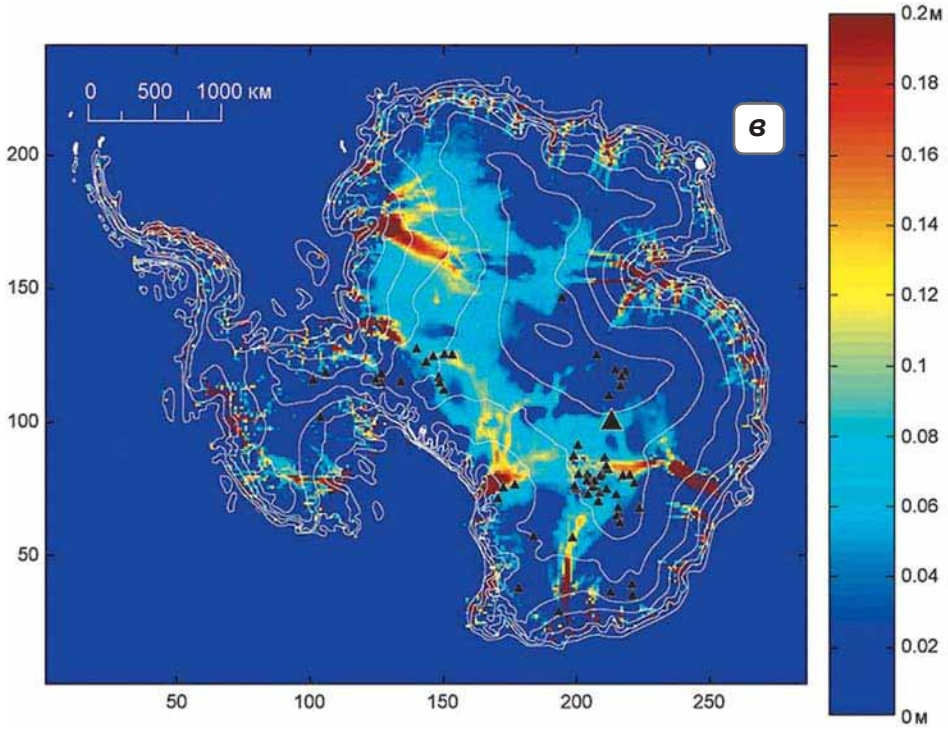
Однако температуры на ложе сильно зависят от геотермического потока тепла (Pattyn, 2010). Для учета его пространственных изменений при численном моделировании важным дополнительным источником данных об условиях на ложе служат немногочисленные пока измерения температуры в глубоких скважинах и сведения о распределении подледниковых озер, у поверхности которых лед априори находится при температуре таяния при соответствующем давлении.

Используя в качестве реперов известное на 1996 г. по данным аэрорадиозондирования положение 77 подледниковых озер, с применением одномерной модели переноса тепла были вычислены температуры на ложе Восточной Антарктиды (Siegert, Dowdeswell, 1996) (рис. 4.40).

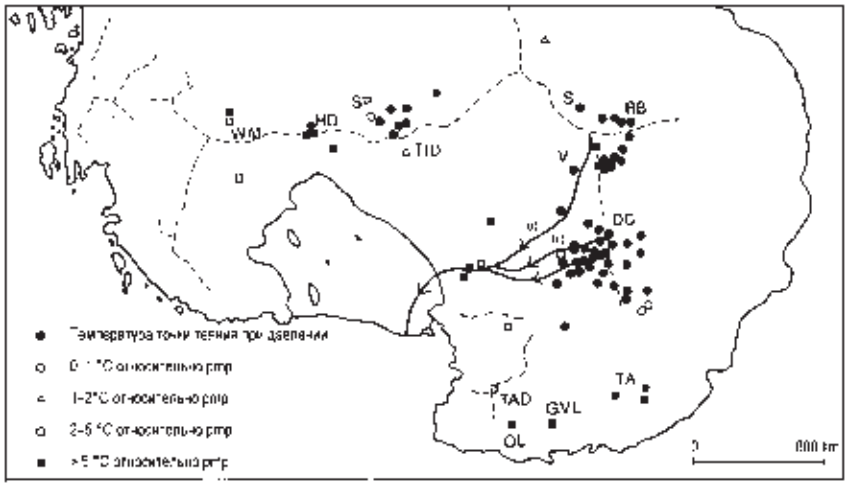
Вариации в вычисленных температурах ниже точки таяния обусловлены либо принятой в модели постоянной величиной геотермического потока (54 мВт/м^2), либо неучетом моделью тепла от внутренней деформации льда и базального трения. При принятом потоке геотермического тепла лед у поверхности свыше 70% известных подледниковых озер находится при температуре таяния.

В недавней работе (Pattyn, 2010) для вычисления полей температуры в ледниковом покрове Антарктиды была применена трехмерная объединенная модель ледниковый покров–ледяной поток, использующая базы данных высокого разрешения по топографии поверхности и ложа, поверхностной температуре, скорости


W 0°E
а
0
1000 км
90°W
70°S
90°E
0
-8
-16
-24
Темпе-ратура таяния
W180°E
б
0
500
1000 км
200
150
100
50
50
100
150
200
250
0°C
-2
-4
-6
-8
-10
-12
-14
-16
-18
-20°C

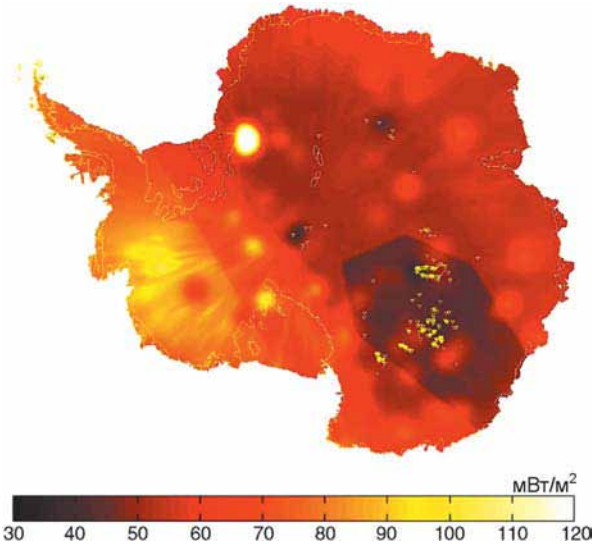


◄ ▲ **Рис. 4.39.** Температура на ложе относительно точки таяния при соответствующем давлении, 0 °С (*а, б*) и средняя толщина слоя воды (м) на ложе ледникового покрова Антарктиды по данным численного моделирования (*в*). Черные треугольники показывают положение известных подледниковых озер (Siegert et al., 2005; Hyubrechts, 1990)



▲ **Рис. 4.40.** Модельная температура на ложе ледникового покрова при постоянном геотермическом потоке тепла, равном 54 мВт/м^2. Температуры даны в °С по отношению к точке таяния при соответствующем давлении (pmp). Буквами обозначены: CVL – Земля Георга V; HD – купол Геркулес; OL – Земля Оутса; RB – ледяное поднятие B; S – станция Советская; SP – Южный полюс; TA – Земля Адели; TAD – купол Талос; TID – купол Титан; V – станция Восток; WM – горы Уайтмор (Siegert, Dowdeswell, 1996)

аккумуляции и ее декадных вариациях, геотермическому потоку тепла и его аномалиях, а также данные измерений в скважинах и сведения о распределении более 275 подледниковых озер разных типов, идентифицированных по данным радиозондирования (Carter et al., 2007). Подледниковые озера были использованы в качестве реперов для оценки геотермического потока тепла (рис. 4.41).



◀ **Рис. 4.41.** Распределение геотермического потока тепла в основании ледникового покрова Антарктиды, основанное на комбинации баз данных (Shapiro, Ritzwoller, 2004; Pollard et al., 2005) и исправленное с учетом данных термозондирования скважин, а также распределения подледниковых озер разных типов (Pattyn, 2010)

Для оценки геотермического потока тепла (G_{geot}) использованы две базы данных. Первая использует глобальную сейсмическую модель земной коры и верхней мантии и интерполяцию существующих измерений в районы, где такие измерения редки или отсутствуют (Shapiro, Ritzwoller, 2004). В целом самые высокие значения G_{geot} найдены в Западной Антарктиде, тогда как Восточная Антарктида характеризуется очень низкими значениями G_{geot}, соответствующими возрасту пород. Вторая база данных основана на спутниковых магнитных съемках (Fox-Maule et al., 2005) и по районам соответствует первой базе данных, но пространственная изменчивость G_{geot} более сильная и сами эти величины значительно выше в Восточной Антарктиде. Другой путь аппроксимации G_{geot} учитывает распределение характерных орогенных областей (Pollard et al., 2005; Llubes et al., 2006). Следуя (Pollard et al., 2005), была сформирована дополнительная база данных G_{geot}: для Западной Антактиды 70 мВт/м^2, для Трансантарктических гор 60 мВт/м^2, для кратона Моусон 41 мВт/м^2 и для Восточной Антарктиды 55 мВт/м^2. Для оценки чувствительности модели были использованы все три базы: либо отдельно, либо их комбинации, а также два варианта пространственно однородного распределения геотермического потока, соответствующие низким (42 мВт/м^2) и высоким (54 мВт/м^2) значениям в других модельных исследованиях (Hansen, Greve, 1996; Huybrechts, 2002).

Измеренные в скважинах придонные градиенты температуры сравнивались с данными по геотермическому потоку из обоих баз данных. Такое сравнение показало довольно большие расхождения. Поэтому все базы данных были исправлены с использованием наблюденных градиентов температуры, поверхностной темпера-

туры и скоростей аккумуляции таким образом, чтобы наблюденные величины как можно ближе совпадали с вычисленными.

Для переменных X в базах данных (поверхностная аккумуляция, поверхностная температура или геотермический поток) получены исправленные значения X_c, основанные на наблюденных величинах X_o:

$$X_c(x, y) = X + (X_0 - X) \exp [- (x^2 + y^2)/\sigma^2], \quad (4.2)$$

где σ – набор данных на расстоянии 200 км вокруг места наблюдений (0,0) и (x, y) – горизонтальное расстояние от этого места. Полученные таким образом различия между модельными и наблюденными профилями температуры составили менее 2 К. Оставшиеся еще различия обусловлены горизонтальной адвекцией, а также прошлыми изменениями в температуре поверхности.

Минимальный поток геотермического тепла G_{min}, необходимый для достижения точки таяния льда на ложе ледникового покрова, оценен аналитически с использованием упрощенной модели (Hindmarsh (1999):

$$G_{min} = k(T_o - \gamma H - T_s)/[H(W(1) - W(0)], \quad (4.3)$$

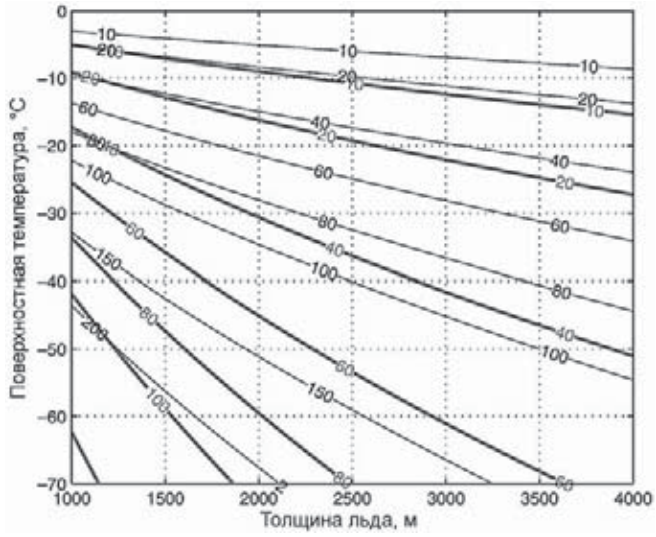
где T_o = 273,15 К, $\gamma = 8{,}7 \cdot 10^{-4}$ К/м, H – толщина льда, T_s − температура на поверхности,

$$W(\xi) = \int_1^{\xi} \exp\left(\frac{\lambda(\xi')Ha\rho c}{k}\right) d\zeta', \quad (4.4)$$

a – скорость аккумуляции на поверхности, ρ − плотность льда, c = 2115,3 + + 7,79293 $(T - T_o)$ Дж/(кг·К) – теплоемкость льда, $\zeta = (s - z)/H$, s – высота поверхности, z – вертикальная ось, направленная вверх; ζ = 0 при $z = s$, ζ = 1 при z = 0,

$$\lambda(\zeta) = (\zeta^{n+3} - 1)/(n + 1)(n + 3) - [(n + 2)(\zeta^2 - 1)]/2(n + 1) + \zeta - 1, \quad (4.5)$$

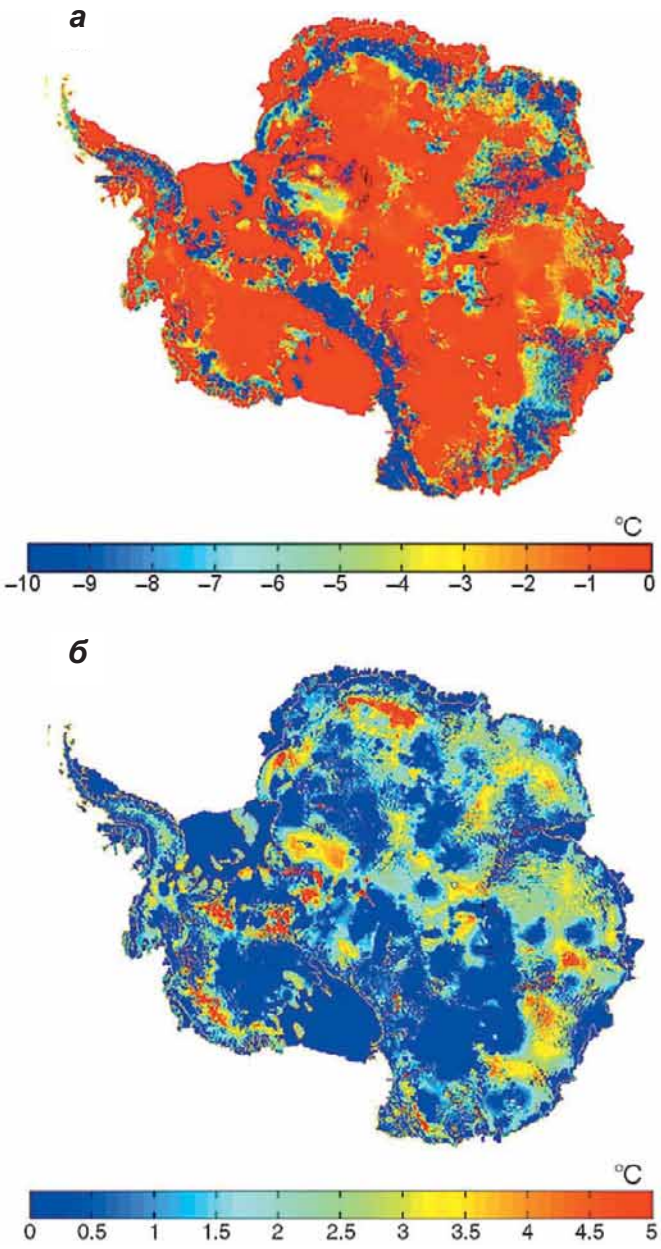
n – показатель в законе течения Глена.



▲ **Рис. 4.42.** Минимум геотермического потока тепла, необходимый для достижения точки таяния при соответствующем давлении как функция толщины льда и поверхностной температуры. Высокая (0,5 м/год) и низкая (0,05 м/год) скорости вертикальной адвекции показаны толстой и тонкими линиями (Pattyn, 2010)

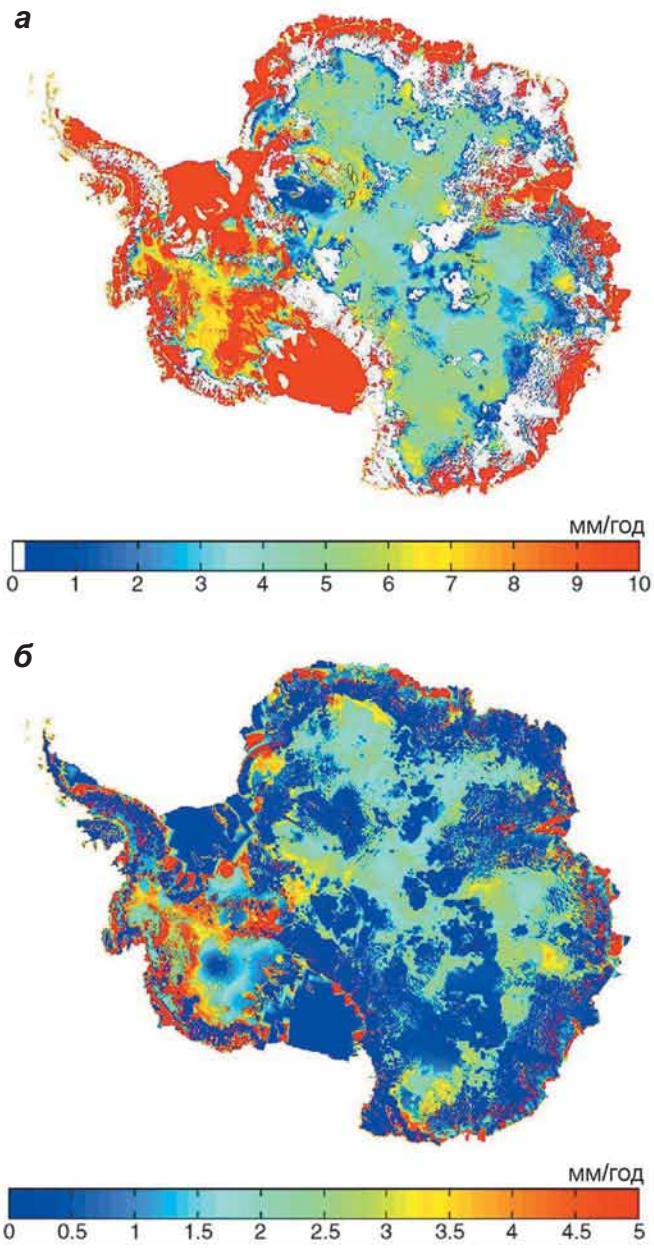
Зависимость G_{min} от поверхностной температуры T_s и толщины льда H для разных величин вертикальной адвекции приведена на рис. 4.42. С учетом этого выполнен анализ чувствительности для оценки неопределенностей вычисленных полей температуры и возраста придонного льда. Оценки чувствительности показали, что 55% ложа наземной части ледникового покрова Антарктиды находится при температуре таяния (рис. 4.43).

Вычисленные средние скорости донного таяния в наземной части ледникового покрова составляют 5,3 мм/год (рис. 4.44). Это дает общий объем воды 65 Гт/год,



◀ **Рис. 4.43.** Средняя температура на ложе в °C с поправкой на давление (*а*); показаны только температуры выше –10 °C. Стандартное отклонение в °C для 24 тестов на чувствительность модели к ошибкам задания входных данных (*б*). Правдоподобие оценок наличия холодного и теплого ложа: градации шкалы – от синего (холодное ложе во всех тестах) до красного (теплое ложе во всех тестах) (Pattyn, 2010)

что намного больше предыдущей оценки (Llubes et al., 2006). Однако эта величина составляет только треть от объема воды (22 000 км^3), который может быть накоплен в подледниковых озерах (SALE Workshop Report, 2007), и намного меньше объема талой воды, продуцируемой под шельфовыми ледниками. По модели (Pattyn, 2010), общее таяние под наземной и плавучей частями ледникового покрова составляет 435 Гт/год, что сравнимо с оценкой в 540±218 Гт/год (Church et al., 2001). Оно составляет 3% от общей аккумуляции на поверхности ледникового покрова Антарктиды по данным (Van de Berg et al., 2006).



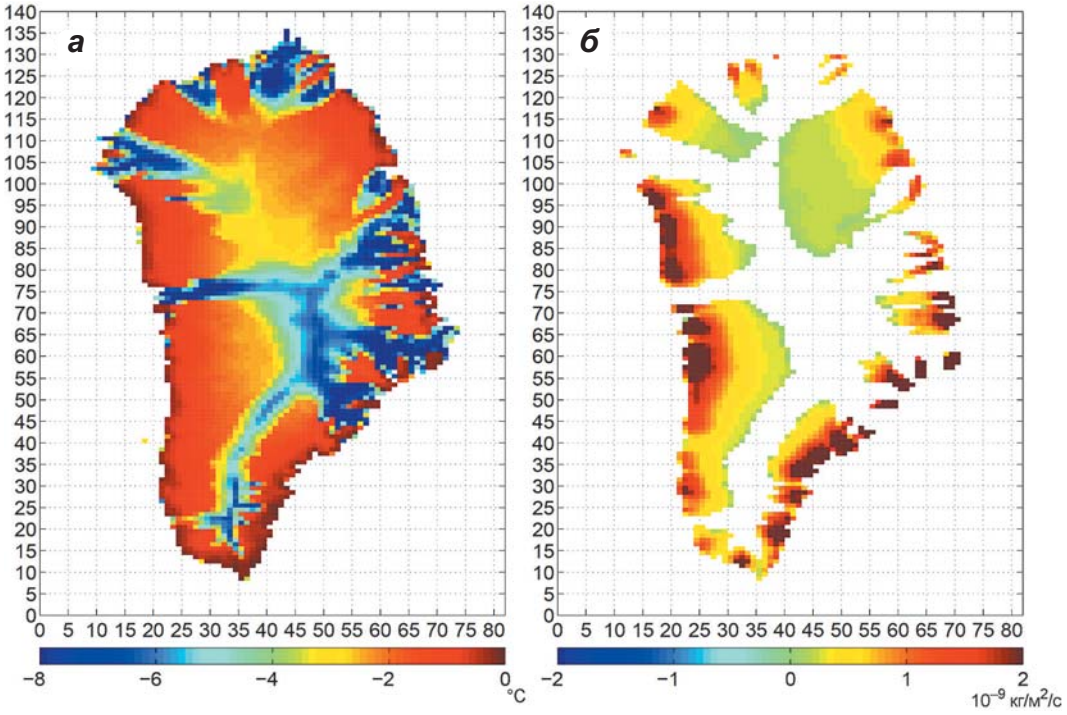
▶ **Рис. 4.44.** Осредненные скорости донного таяния (значения выше 10 мм/год обрезаны) (*а*); стандартное отклонение для 24 тестов чувствительности модели к ошибкам входных данных (*б*) (Pattyn, 2010)

4.5.2. Гренландия

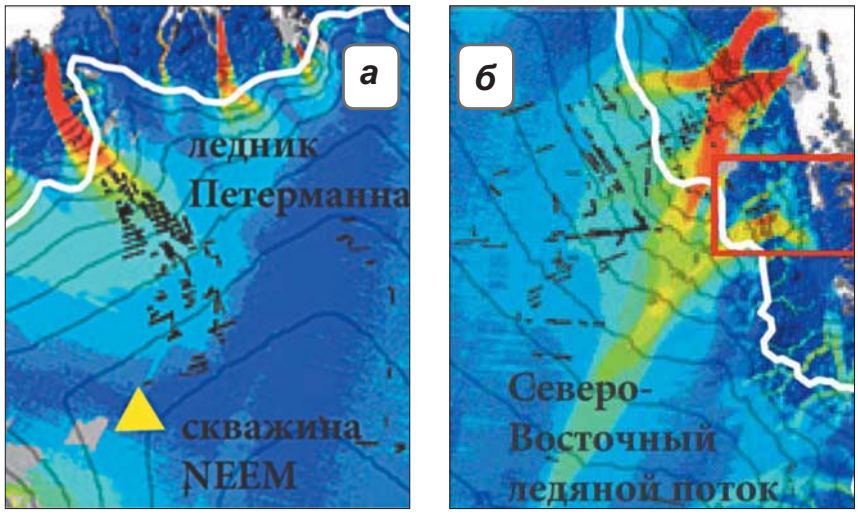
В Гренландии по данным радиозондирования 1999 г. (Oswald, Gogineni, 2008), области донного таяния весьма ограничены, хотя по данным моделирования они могут быть более обширными (Wang et al., 2001). Согласно оценкам (Heimbach, Bougnion, 2009), области на ложе с близкими к температуре таяния при соответствующем давлении могут быть распространены преимущественно в прибрежных районах и включают выводные ледники и ледяные потоки (рис. 4.45).

По данным радиозондирования 2010–2012 гг. на частоте 150 МГц (Abdi et al., 2011; Bell et al., 2014), в двух районах на севере Гренландии – в верховьях ледника Петерманн и ледяного потока Северо-Восточный – выявлены признаки донного таяния: на радарных записях на них указывают пакеты намерзшего у ложа льда, похожие на обнаруженные в горах Гамбурцева в Антарктиде (Bell et al., 2011). Эти районы близки к тем, где в 1999 г. были обнаружены скопления воды на ложе, но для их идентификации использованы только качественные признаки (характер радиолокационных отражений) и не были использованы количественные характеристики (амплитуда и флуктуации) отраженных от ложа сигналов, как это было сделано для данных 1999 г. (Oswald, Gogineni, 1998). Тем не менее, положение этих районов удовлетворительно согласуется с данными моделирования температуры на ложе и с данными по скорости течения льда в этих районах (рис. 4.46).

Под плавучими языками выводных ледников Гренландии, как и в Антарктиде, идет сильное таяние, и из-за более высоких температур морских вод оно может



▲ **Рис. 4.45.** Температура (*а*) и скорость донного таяния (*б*) в Гренландии по данным моделирования (Heimbach, Bougnion, 2009)



▲ **Рис. 4.46.** Поверхностная скорость по данным спутниковой радиоинтерферометрии в районе ледника Петерманн (*а*) и ледяного потока Северо-Восточный (*б*) на севере Гренландии, где по данным радизондирования 2010 г. на частоте 150 МГц обнаружены участки с признаками намерзания льда вблизи ложа (обозначены черными линиями и точками). Из презентации (Abdi et al., 2011)

быть очень интенсивным. Например, на леднике Петерманна донное таяние его плавучей части достигает 25 м/год на расстоянии 10 км от линии налегания. За то время, в течение которого лед достигает фронта, 80% его толщины стаивает у дна и 5% с поверхности. На протяжении первых 12 км средняя скорость таяния составляет 18 м/год. В целом донное таяние служит доминирующим компонентом баланса массы у фронта выводного ледника Петерманн: оно в 20 раз превышает поверхностное таяние и в 18 раз – откол айсбергов (Rignot et al., 2008).

Значительные скорости донного таяния, от 0,7±0,2 до 3,9±0,8 м/день, показали также океанографические исследования вблизи фронтов четырех выводных ледников на западе Гренландии (Rignot et al., 2010), включавшие измерения плотности и солености морской воды на разных глубинах и батиметрические измерения. Эти скорости на два порядка больше поверхностного таяния, но сравнимы со скоростями расхода льда за счет откола айсбергов.

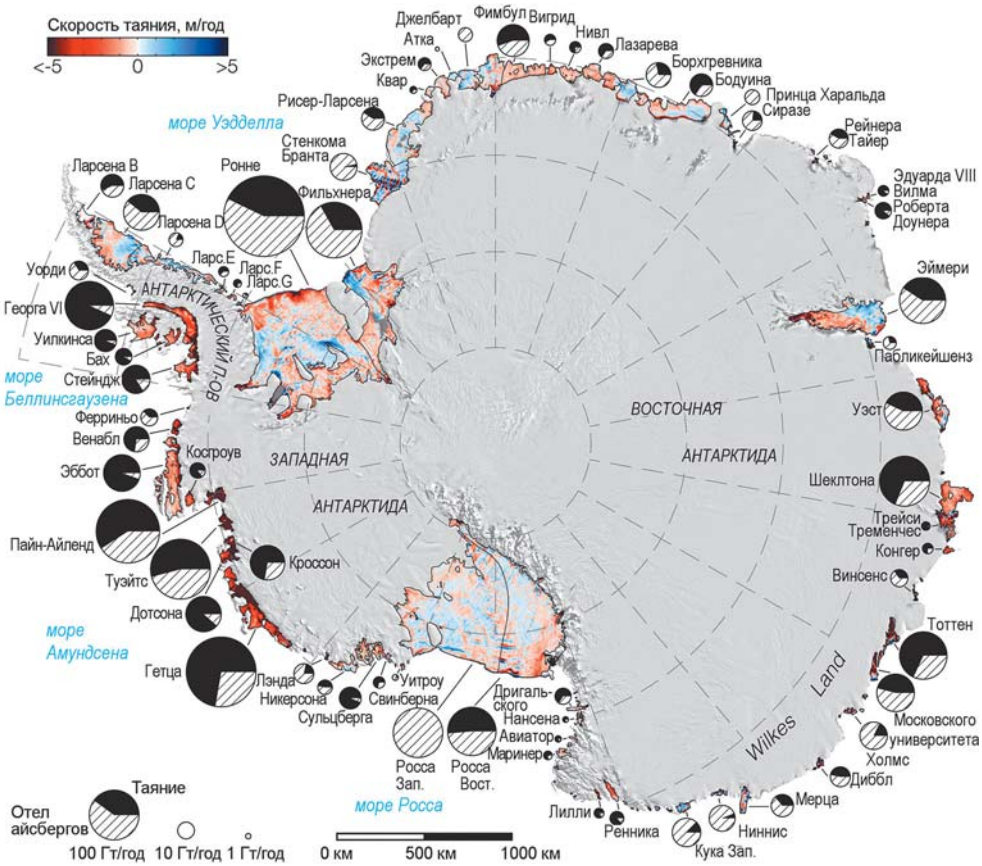
Чрезвычайно высокие скорости таяния были отмечены под плавучим языком ледника Якобсхавн в летние периоды 1984–1985 гг. Они в среднем составляли 0,62±0,13 м/день (228±49 м/год) на расстоянии около 7–8 км от зоны. В результате этого потери массы ледника на откол айсбергов, подледное таяние и поверхностную абляцию соотносились как 70:29:1. Предполагают, что причиной таких высоких скоростей донного таяния были циркуляция теплых морских вод с термическим напором 4,2 °С и конвекция больших объемов подледниковой талой воды, вытекающей у линии налегания (Motyka et al., 2011).

Хотя плавучие части Гренландского покрова занимают несравненно меньшую долю, чем шельфовые ледники в Антарктиде, их взаимодействие с морем и таяние на нижней поверхности важны как для формирования его баланса массы, так и для динамики выводных ледников.

4.6. Таяние-намерзание под шельфовыми ледниками Антарктиды

Процессы тепломассообмена на нижней поверхности плавучих частей ледниковых покровов и ледников служат особой областью исследований на стыке гляциологии и океанологии. Оставляя за рамками настоящей книги это обширное направление, остановимся лишь на общей балансовой оценке таяния-намерзания под шельфовыми ледниками Антарктиды, сделанной не на модельных расчетах, упомянутых в предыдущем разделе, а с использованием максимального числа эмпирических данных. Для такой оценки использовались имеющиеся данные по толщине шельфовых ледников, их поверхностной скорости, балансу массы на поверхности и изменению высоты поверхности.

Шельфовые ледники в Антарктиде занимают площадь более 1561 млн км^2. Их баланс массы определяется притоком льда из наземных ледников, аккумуляцией,



▲ **Рис. 4.47.** Скорости донного таяния–намерзания (цветная шкала, от –5 до +5 м/год) шельфовых ледников Антарктиды. Круговые диаграммы показывают общие потери для каждого шельфового ледника (Гт/год) и долю в них откола айсбергов (заштрихована) и донного таяния (показана черным цветом). Периметр шельфовых ледников в 2007–2008 гг. обозначен тонкими черными линиями, за исключением ледяных поднятий и островов (Rignot et al., 2013)

испарением и ветровым переносом снега на их поверхности, намерзанием морского льда на подошве и потерей их массы в результате донного таяния и откола айсбергов. Ранее считали, что главный фактор расхода льда Антарктиды − это отел айсбергов, теперь есть основания полагать, что в абляции преобладает таяние на подошве плавучих частей покрова.

По оценкам (Rignot et al., 2013), донное таяние под шельфовыми ледниками Антарктиды в 1979−2010 гг. было 1325±235 Гт/год, а откол айсбергов равнялся 1089±139 Гт/год. Важно, что вклад донного таяния крупнейших шельфовых ледников (Росса и Фильхнера-Ронне), составляющих две трети площади всей плавучей части покрова, относительно невелик − всего 15%, а 50% талых вод поступает из-под десяти небольших шельфовых ледников тихоокеанского сектора площадью менее 10%.

Общая картина интенсивности донного таяния-намерзания под шельфовыми ледниками и соотношения донного таяния и айсбергового стока в общей абляции покрова показана на рис. 4.47. Более подробные сведения об этих характеристиках по каждому из шельфовых ледников приведены в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Продуцирование талой воды шельфовыми ледниками Антарктиды (названия ледников даны по часовой стрелке на рис. 4.47). Площади не включают ледяные поднятия и острова.

Из работы (Rignot et al., 2013)

Название шельфового ледника	Площадь, км^2	Поток льда через линию налегания, Гт/год	Поверхностный баланс массы, Гт/год	Поток льда через линию фронта, Гт/год	Изменение толщины шельфового ледника, Гт/год	Таяние на подошве	
						Гт/год	м/год
Ларсена G	412	0,9±0,2	0,1±0	0,7±1	0±0	0,3±0,2	0,71±0,6
Ларсена F	828	1,5±0,3	0,3±0,1	0,6±1	−0,7±0,5	1,9±0,6	2,3±0,8
Ларсена E	1184	3,6±0,7	0,4±0,1	1,5±1	1,1±0,7	1,4±1	1,2±0,9
Ларсена D	22548	18,5±4	9,8±2	6,3±1	20,5±14	1,4±14	0,06±0,6
Ларсена C	46465	29,6±3	23,8±4	31,3±3	1,4±67	20,7±67	0,45±1
Ларсена B	6755	13,6±3	3,0±0,6	8,9±0,9	−4,5±13	12,2±14	1,80±2
Уорди	277	13,8±1	0,2±0,0	7,6±2	−0,1±0,0	6,5±3	23,6±10
Уилкинса	12866	7,8±2	8,3±2	0,7±0,4	−3,4±16	18,8±16	1,46±1
Бах	4579	5,4±1	1,8±0,3	0,8±0,2	−4,0±0,3	10,4±1	2,28±0,3
Георга VI	23434	68,2±5	12,7±2	5,7±1,2	−13,8±16	89,0±17	3,80±0,7
Стейндж	8027	21,0±3	6,0±1	4,6±0,8	−5,6±5	28,0±6	3,49±0,7
Антарктический полуостров	*127375*	*184±26*	*66±13*	*69±13*	*−9±74*	*191±80*	*1,50±0,6*
Ронне	338887	156,1±10	59,3±11	149,2±22	−47,4±22	113,5±33	0,3±0,1
Фериньо	117	11,0±1	0,2±0,0	6,6±2	−0,3±0,0	5,1±2	43,37±17
Венабл	3194	14,6±2	3,5±0,7	6,5±1	−7,7±1	19,4±2	6,07±0,7

Продолжение табл. 4.4

Название шельфового ледника	Площадь, км^2	Поток льда через линию налегания, Гт/год	Поверхностный баланс массы, Гт/год	Поток льда через линию фронта, Гт/год	Изменение толщины шельфового ледника, Гт/год	Таяние на подошве	
						Гт/год	м/год
Эббот	29688	34,0±4	25,0±5	2,4±0,5	4,7±19	51,8±20	1,75±0,6
Косгроув	3033	5,2±1	1,5±0,3	1,3±0,2	−3,1±2	8,5±2	2,79±0,7
Пайн-Айленд	6249	126,4±6	4,6±0,9	63,0±5	−33,2±2	101,2±8	16,20±1
Туэйтс	5499	113,5±4	4,8±0,9	54,5±1	−33,7±3	97,5±7	17,73±1
Кроссон	3229	27,4±2	3,7±0,7	11,7±2	−19,2±1	38,5±3	11,92±1
Дотсона	5803	28,4±3	5,7±1	5,5±0,7	−16,6±2	45,2±3	7,78±0,6
Гетца	34018	96,7±5	34,1±6	53,5±2	−67,6±12	144,9±13	4,26±0,4
Лэнда	640	14,5±1	0,7±0,1	12,2±1	−0,7±0,3	3,8±1	5,91±2
Никерсона	6495	7,8±1	4,6±0,9	4,3±0,6	3,9±1	4,2±2	0,64±0,3
Сульцбергера	12333	15,1±2	8,2±2	1,0±0,2	4,1±2	18,2±3	1,48±0,3
Свинберна	900	4,9±0,4	0,9±0,2	1,5±0,3	0,6±0,2	3,8±0,5	4,22±0,6
Уитроу	632	1,3±0,2	0,3±0,0	1,2±0,3	0,1±0,1	0,3±0,4	0,49±0,6
Росса Зап.	306105	73,0±4	33,5±6	100,4±8	7,6±17	−1,4±20	−0,00±0,1
Западная Антарктида	*756822*	*730±47*	*191±36*	*475±57*	*−208±36*	*654±89*	*0,86±0,1*
Росса Вост.	194704	56,1±4,5	31,0±6	45,8±4	−7,8±11	49,1±14	0,25±0,1
Дригальского	2338	9,6±0,6	0,3±0,1	3,0±1	−0,8±0,4	7,6±1	3,27±0,5
Нансена	1985	1,3±0,5	0,3±0,1	0,2±0,1	0,4±0,1	1,1±0,6	0,55±0,3
Авиатор	785	1,1±0,2	0,2±0,0	0,2±0,1	−0,3±0,1	1,4±0,2	1,77±0,3
Маринер	2705	2,5±0,4	1,1±0,2	0,6±0,2	0,6±0,3	2,4±0,6	0,90±0,2
Дилли	770	3,6±0,3	0,2±0,0	0,5±0,1	0±0	3,4±0,3	4,40±0,4
Ренника	3273	4,8±1	0,7±0,1	0,8±0,2	−2,3±0,9	7,0±1	2,15±0,3
Кука	3462	36,0±3	1,7±0,3	27,6±3	5,5±1	4,6±5	1,33±1
Ниннис	1899	27,6±2	1,3±0,2	24,6±3	2,0±0,9	2,2±3	1,17±2
Мерца	5522	20,0±2	3,6±0,7	12,0±2	3,6±1	7,9±3	1,43±0,6
Диббл	1482	12,5±1	1,5±0,3	8,2±0,9	−2,3±0,7	8,1±1	5,46±0,9
Холмс	1921	26,0±2	2,8±0,5	24,7±4	−2,5±1	6,7±4	3,46±2
Московского университета	5798	52,3±1	4,7±0,9	29,6±3	−0,1±3	27,4±4	4,73±0,8
Тоттен	6032	71,0±3	6,2±1,2	28,0±2	−14,0±2	63,2±4	10,47±0,7
Винсенс	935	12,7±1	0,4±0,1	6,8±1	1,3±0,6	5,0±2	5,34±2
Конгер/Гленцер	1547	1,7±0,4	0,9±0,2	1,1±0,8	−2,1±1	3,6±1	2,31±0,9
Трейси/ Тременчес	2845	0,6±0,4	1,0±0,2	0,2±0,1	−1,7±2	2,7±2	1,49±0,7

Окончание табл. 4.4

Название шельфового ледника	Площадь, км^2	Поток льда через линию налегания, Гт/год	Поверхностный баланс массы, Гт/год	Поток льда через линию фронта, Гт/год	Изменение толщины шельфового ледника, Гт/год	Таяние на подошве	
						Гт/год	м/год
Шеклтона	26080	55,0±4	16,2±3	30,3±3	−31,7±13	72,6±15	2,78±0,6
Уэст	15666	41,9±4	6,9±1	32,6±7	−11,1±7	27,2±10	1,74±0,7
Пабликейшенз	1551	5,8±0,8	0,4±0,1	5,2±1	−0,5±0,8	1,5±2	0,95±1
Эймери	60654	56,0±5	8,5±2	50,4±8	−21,4±21	35,5±23	0,58±0,4
Вилма/Роберта/ Доунера	858	10,3±0,5	0,6±0,1	0,8±0,4	0±0	10,0±0,6	11,72±0,7
Эдуарда VIII	411	4,1±0,8	0,4±0,0	0,3±0,1	0±0	4,2±0,8	10,22±2
Рейнера/Тайер	641	14,2±1	0,3±0,0	7,8±0,6	0±0	6,7±1	10,46±2
Сиразе	821	15,0±1	0,4±0,1	9,6±1	0±0	5,7±1	6,98±2
Принца-Харальда	5392	8,3±1	4,1±0,8	10,3±2	4,0±2	−2,0±3	−0,37±0,6
Бодуина	32952	22,0±3	8,4±2	6,5±1	9,8±11	14,1±12	0,43±0,4
Борхгревинка	21580	19,6±3	6,1±1	17,5±3	0,7±4	7,5±6	0,35±0,3
Лазарева	8519	3,7±0,6	2,0±0,4	3,1±1	−3,6±1	6,3±2	0,73±0,2
Нивл	7285	3,9±0,8	1,8±0,3	1,3±0,4	0,6±1	3,9±2	0,54±0,2
Вигрид	2089	2,7±0,4	0,4±0,1	2,0±0,4	−2,0±0,4	3,2±0,7	1,51±0,3
Фимбул	40843	24,9±4	12,7±2	18,2±2	−4,0±7	23,5±9	0,57±0,2
Джелбарт	10844	9,9±1	4,9±1	8,8±2	6,9±2	−1,0±3	−0,09±0,3
Атка	1969	0,9±0,2	0,8±0,1	1,1±0,2	1,1±0,2	−0,5±0,4	−0,23±0,2
Экстрем	6872	4,1±0,8	2,6±0,5	2,3±0,6	0,0±1	4,3±2	0,63±0,2
Квар	2156	1,0±0,2	0,5±0,1	0,6±0,1	−0,5±0,4	1,4±0,5	0,67±0,2
Рисер-Ларсена	43450	21,5±3	12,7±2	12,1±2	13,4±8	8,7±8	0,20±0,2
Бранта/Стенкома	36894	20,3±3	11,4±2	28,1±4	2,6±4	1,0±6	0,03±0,2
Фильхнера	104253	97,7±6	13,1±2	82,8±4	−13,6±7	41,9±10	0,40±0,1
Восточная Антарктида	*669781*	*782±80*	*174±33*	*546±70*	*−70±34*	*480±116*	*0,72±0,2*
Всего исследовано	1553978	1696±146	430±81	1089±139	−287±89	1325±235	0,85±0,1
Вся Антарктида	1561402	2048±149		1265±141		1500±237	0,96±0,1

Анализ полученных данных показывает следующее. Подтвердилось, что нижняя поверхность основных шельфовых ледников тает сильнее всего у линии налегания и во фронтальной зоне. Особенно ярко это проявляется на леднике Ронне (см. рис. 4.47). Таяние ослабевает по мере удаления от линии налегания и сменяется намерзанием на всех крупных шельфовых ледниках и ряде более мелких.

Такие пространственные особенности таяния-намерзания объясняются сочетанием таких факторов, как движение вод и вертикальное перемешивание океанического тепла в подледниковой полости с дополнительным эффектом силы Кориолиса, зависимость температуры замерзания морской воды от солености и давления, морфология морского дна и подошвы шельфового ледника. Под некоторыми крупными шельфовыми ледниками намерзание сосредоточено в западных их частях, в соответствии с процессами океанической циркуляции, при которой морская вода сначала охлаждается, затем опресняется и становится менее плотной из-за таяния ледника.

Самые высокие скорости таяния обнаружены в юго-восточной части тихоокеанского сектора на участке от северной оконечности шельфового ледника Георга VI до ледника Гетц. На медленных или стационарных шельфовых ледниках, таких как Уилкинс, Георга VI, Эбот и Сульцбергера, на участках протяженностью несколько километров от линии налегания донное таяние полностью уничтожает лед, поступающий из материковой части. Высокие скорости донного таяния также обнаружены в районе линии налегания шельфовых ледников Эймери, Московского университета, Шеклтона и Тоттен в Восточной Антарктиде.

В отличие от этого, низкие скорости таяния обнаружены под крупнейшими шельфовыми ледниками, например, западной части ледника Росса, за исключением глубоких участков у линии налегания. Так, максимальные глубины линии налегания достигают 0,9 км в западной части ледника Росса, 2,1 км под ледниками Фильхнера–Ронне, 1,8 км в восточной части ледника Росса и 2,4 км под Эймери. На каждые сто метров глубины температурный напор морской воды возрастает на 0,076 °C. Кроме того, различия в донном таянии могут усиливаться из-за разного времени оборота воды в полости и приливных движений.

В целом на донное таяние приходится 55±10% потерь массы шельфовых ледников Антарктиды, что эквивалентно средней скорости таяния 85±15 см/год. Это в три раза выше, чем среднее значение их поверхностного баланса массы (28±5 см/год), и в пять раз больше поверхностного баланса наземной части (16±1 см/год). Высоким скоростям таяния не всегда сопутствует утончение шельфовых ледников, так как они могут находиться в равновесии из-за высокого притока льда с континента.

Крупные шельфовые ледники производят непропорционально мало талых вод, несмотря на высокие скорости таяния у линии налегания. Четыре гигантских ледника (западный и восточный сектора Росса, Фильхнера и Ронне), каждый площадью более 100 000 км^2, составляющие 61% площади всей плавучей части покрова, дают всего 15% воды со средней скоростью таяния 13 см/год. Объяснение этому состоит в том, что сюда поступают холодные шельфовые воды с малым запасом тепла и на многих участках преобладает донное намерзание, а не таяние. Ни один из них не производит столько талой воды, сколько дает шельфовый ледник Гетц, хотя его площадь в 3–10 раз меньше. А в западной части ледника Росса донное намерзание даже преобладает над намерзанием.

Талые воды, формирующиеся в юго-восточном секторе (от Георга VI до Гетца), составляют 48% от всего их количества, хотя доля площади этих шельфовых ледников всего 8%. Средние скорости таяния здесь равны 5,1 м/год, а их максимум достигает 43 м/год под плавучим языком ледника Ферриньо.

Образование талых вод под несколькими малыми шельфовыми ледниками Восточной Антарктиды оказалось сильнее, чем предполагали ранее. Средние скорости таяния на шельфовых ледниках от Диббл до Винсенс (4–11 м/год) сопоставимы с ледниками моря Амундсена от Кроссон до Лэнд, а продукция талых вод ледниками

Шеклтона и Уэст (73 и 27 Гт/год) превосходит ледники Туэйтс и Сульцбергера (98 и 18 Гт/год). Вероятно, это связано с тем, что температура морских вод здесь близка к условиям моря Амундсена. Даже в областях с холодными шельфовыми водами глубокое положение линии налегания (Тоттен − 2,2 км, Москвы − 2,0 км, Шеклтона – 1,8 км) приводит к тому, что температура вод там более чем на 3 °С выше точки замерзания.

Чтобы глубже понять изменчивость и эволюцию донного таяния и намерзания под шельфовыми ледниками Антарктиды, необходимы дальнейшие наблюдения за скоростями их движения и изменениями толщины, а также более подробные сведения о форме подледниковых полостей и рельефе дна, информация об изменчивости морских и атмосферных факторов. Потепление океана может постепенно усилить таяние шельфовых ледников, но перестройка океанической циркуляции и морского ледяного покрова могут быстро изменить режим подледниковых полостей с холодного на теплый, что может резко изменить условия таяния под крупными шельфовыми ледниками и в результате изменить баланс массы всего ледникового покрова.

4.7. Таяние-намерзание под ледяными потоками и выводными ледниками

Скорость течения льда в быстро движущихся ледяных потоках намного больше, чем можно объяснить деформацией льда под действием силы тяжести. Дополнительная скорость представляет собой результат скольжения по ложу и прямо связана со смазкой на границе лед−ложе. Степень смазки контролируется существованием подледниковой воды и подледниковых отложений (ледникового тилла). Энергия, необходимая для таяния, частично обеспечивается геотермическим теплом и частично нагревом от трения (Raymond et al., 2001). Нагрев от трения больше при более быстром скольжении, но также регулируется степенью смазки, скоростью трения и таяния. Обратная связь между ними может усиливаться, приводя к ускорению и замедлению ледяных потоков, особенно если троговая геометрия ложа ограничивает миграцию края (Raymond et al., 2001) и на ложе имеются «пятна прилипания». Они сдерживают лед, уменьшают базальное давление воды путем ее замерзания и способствуют формированию каналов и перераспределению направления течения воды (Stokes et al., 2007; Smith et al., 2007). Пути течения подледниковой воды чувствительны к топографии поверхности и ложа и, следовательно, могут влиять на скорость и направление течения и расход льда (Alley et al., 1994). Открытие крупных подледниковых озер и повторные спутниковые измерения высоты поверхности над ними привели к выводу, что между озерами могут перемещаться большие объемы воды (Gray et al., 2005; Wingham et al., 2006; Fricker et al., 2007), которые также изменяют скорость течения льда.

Особый интерес представляет поведение ледяных потоков в быстро изменяющемся секторе моря Амундсена в Западной Антарктиде, ледяные потоки Росса в Западной Антарктиде, питающие крупнейший в мире шельфовый ледник Росса, самые глубокие ледяные потоки, питающие шельфовый ледник Фильхнера−Ронне в Западной Антарктиде, и быстро отступающие выводные ледники и ледяные потоки в Гренландии.

4.7.1. Ледяные потоки в секторе моря Амундсена

Сектор моря Амундсена занимает около трети площади ледникового покрова Антарктиды и относится к самым быстро изменяющимся районам Западной Антарктиды. С 1996 по 2006 г. скорость потери массы льда из этого сектора увеличилась от 41±27 до 90±27 Гт/год (Rignot et al., 2008). В этом секторе находится несколько ледяных потоков, в бассейне которых за последние годы установлено понижение высоты поверхности со скоростью до 5 см/год. Самые крупные из них − бассейны ледников Пайн-Айленд и Туейтс, занимающие площадь 184 тыс. км^2 и 189 тыс. км^2 (Jouhhin et al., 2009).

Ледники Пайн-Айленд и Туейтс. Система ледников Пайн-Айленд и Туейтс имеет отрицательный баланс массы, причем если в 1996 г. он составлял −41±27 км^3/год, то к 2006 г. достиг 90±27 км^3/год (Rignot et al., 2008).

В течение двух последних десятилетий ледник Пайн-Айленд испытывал сильные изменения – отступание линии налегания, ускорение скорости течения и утончения (Rignot, 2008). При этом положение плавающего языка изменялось мало, хотя средняя скорость таяния на подошве плавающего льда на площади около 3000 км^2 и откола айсбергов была высокой − соответственно 12±3 м/год и 28±4 Гт/год; таким же высоким оценен и поток льда через линию налегания − около 56±6 Гт/год (Jenkins et al., 1997). С 1974 г. скорость ледника Пайн-Айленд (Rignot, 2006) увеличилась на 31% за 31 год (рис. 4.48).

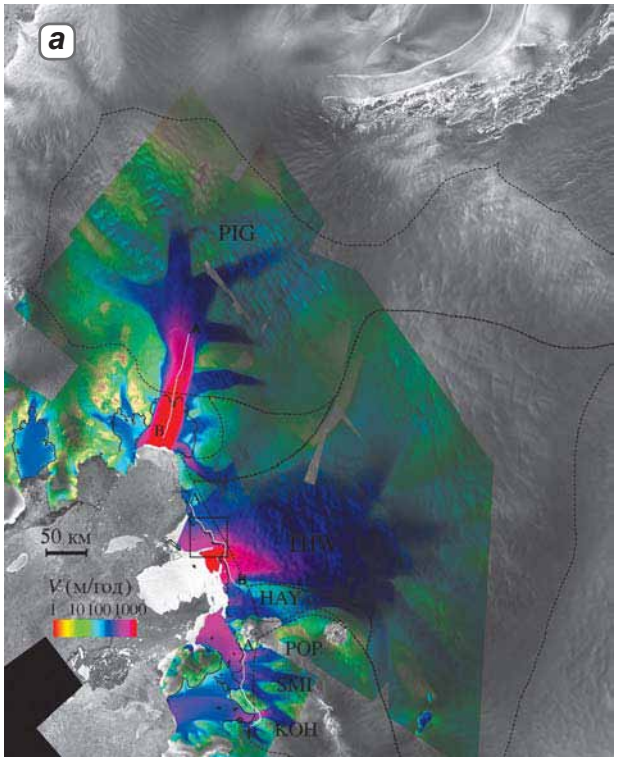
Серия широких вогнутых трещин, пересекавших весь ледник в 120 км от линии налегания (Lucchitta et al., 1995), сместилась в 2004 г. вверх по течению ледника на 10 км по сравнению с 2001 г., показывая, что ускорение течения распространяется в этом же направлении. По последним оценкам, потери массы ледника выросли с 5±2 Гт /год в 1996 г. до 31±11 Гт/год в 2009 г. (Rignot et al., 2011).

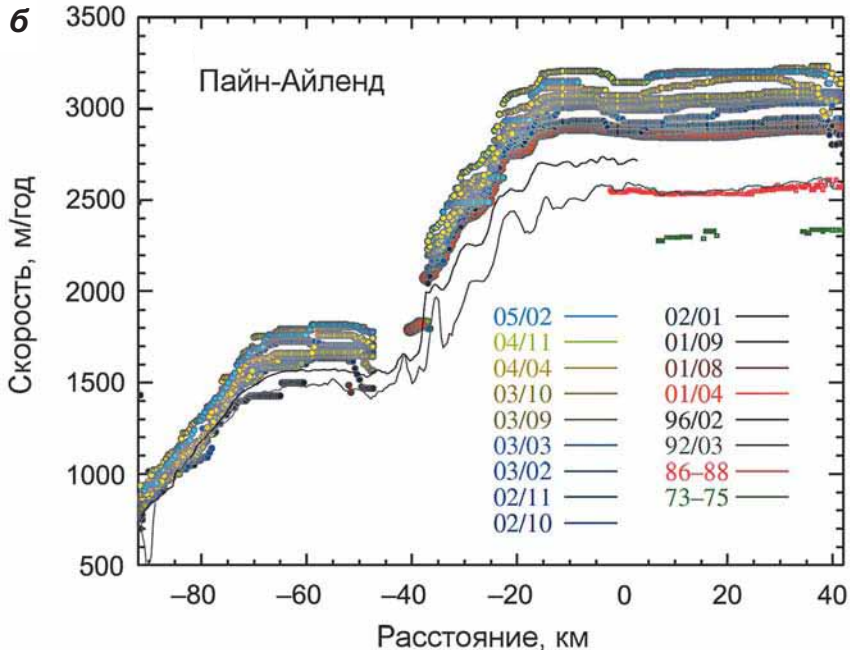
На леднике Туейтс баланс массы изменился от –36±7 км^3 льда/год в 1996 г. до –40±7 км^3/год в 2000 г. и –42±7 км^3/год в 2005 г. Соседние ледники Колер и Смит изменялись даже быстрее, чем ледник Пайн-Айленд: с 1992 по 1996 г. их скорость увеличилась соответственно на 12 и 35%. Расход льда из ледников Хейнс, Поуп, Смит и Колер в сумме увеличился от 33±2 до 44±3 км^3/год. Изменения в бассейнах этих ледников на единицу площади оказались даже бóльшими, чем для ледников Пайн-Айленд и Туейтс, несмотря на присутствие у их фронтов соизмеримых по размерам шельфовых ледников.

В целом расход льда в бассейне ледника Пайн-Айленд (без учета шельфовых ледников Гетц и Эбот) увеличился от 81±17 км^3/год в 1996 г. до 114±18 км^3/год в 2005 г. (Rignot, 2006). Современное состояние ледников Пайн-Айленд и Туейтс по данным радиоинтерферометрии со спутников ERS-1 и ERS-2 и радиозондирования иллюстрирует рис. 4.49.

Эти данные были использованы для оценки условий на ложе ледяных потоков Пайн-Айленд и Туейтс путем численного моделирования с применением двух базовых моделей: термической – для определения внутриледниковых температур и совмещенной – для определения напряжений сдвига на ложе с применением инверсионных методов (Joughin et al., 2009). Скорость донного таяния m_r была оценена, используя соотношение (Paterson, 1994)

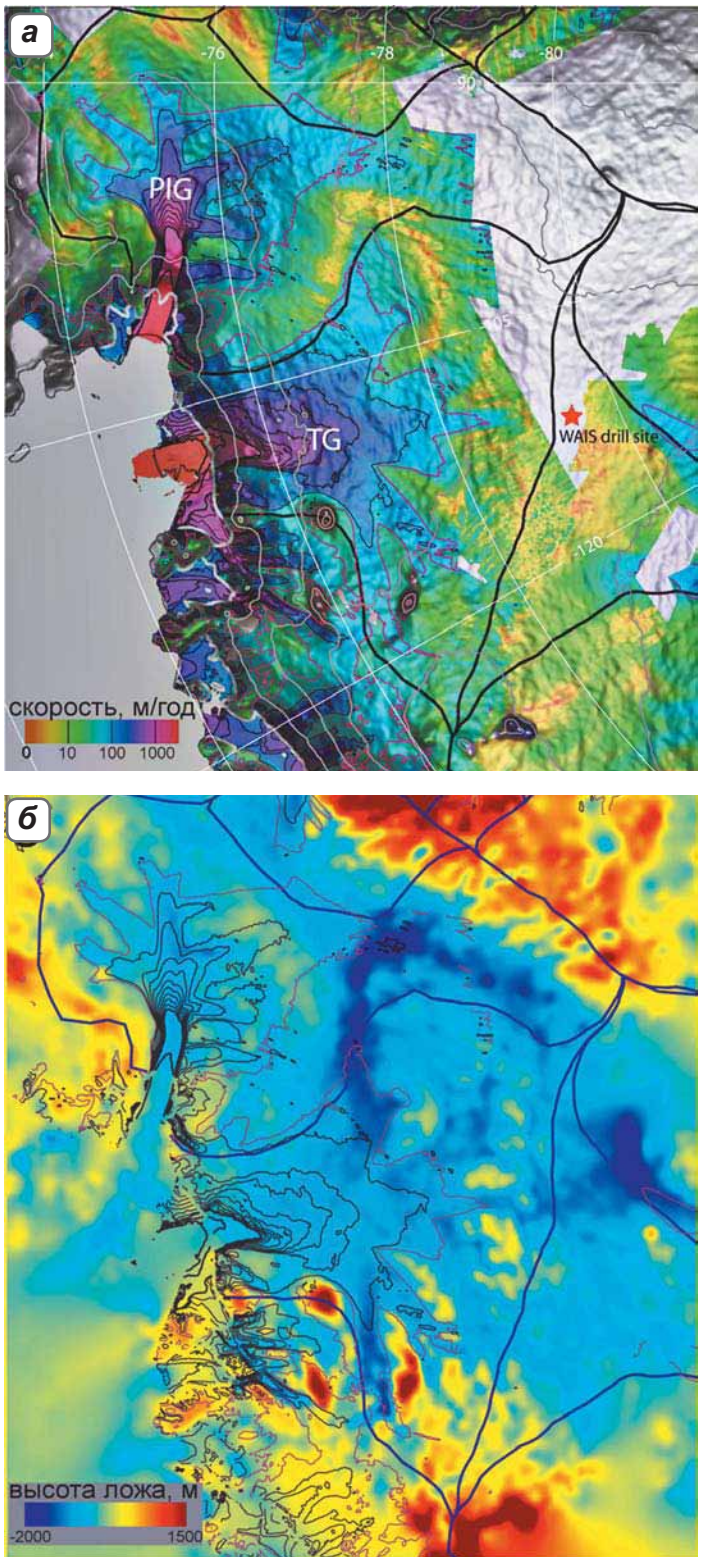
$$m_r = (G + \tau_b U_b - k_i \theta_b)/L_i \rho_i, \qquad (4.6)$$





▶ ▼ **Рис. 4.48.** (*а*) Скорость ледников Пайн Айленд (PIG) и Туейтс по данным радиоинтерферометрии 1996 г. со спутников ERS-1 и ERS-2 (в логарифмическом масштабе). Линия налегания показана толстой черной линией; границы дренажных бассейнов, определенные по данным о толщине льда, – тонкой черной линией; (*б*) ускорение движения ледника Пайн Айленд за 1973–2005 гг. по данным со спутников ERS-1 и ERS-2 и Radarsat-1 вдоль профиля B от положения линии налегания в 1996 г. (Rignot, 2006).

где G – геотермический поток тепла, τ_b – напряжение сдвига на ложе, U_b – базальная скорость, k_i – теплопроводность льда, θ_b – градиент температуры во льду у ложа, L_i – скрытая теплота плавления льда, ρ_i – плотность льда.



◀ **Рис. 4.49.** Поверхностная скорость (цветная шкала) и высота поверхности (изолинии) в дренажных бассейнах ледников Пайн Айленд (PIG) и Туейтс (TG) по данным радиоинтерферометрии со спутников ERS-1 и ERS-2 и лазерной альтиметрии со спутника ICESat (*а*); подледный рельеф по данным радиозондирования (*б*) (Vaughan et al., 2006; Holt et al., 2006) (Joughin et al., 2009)

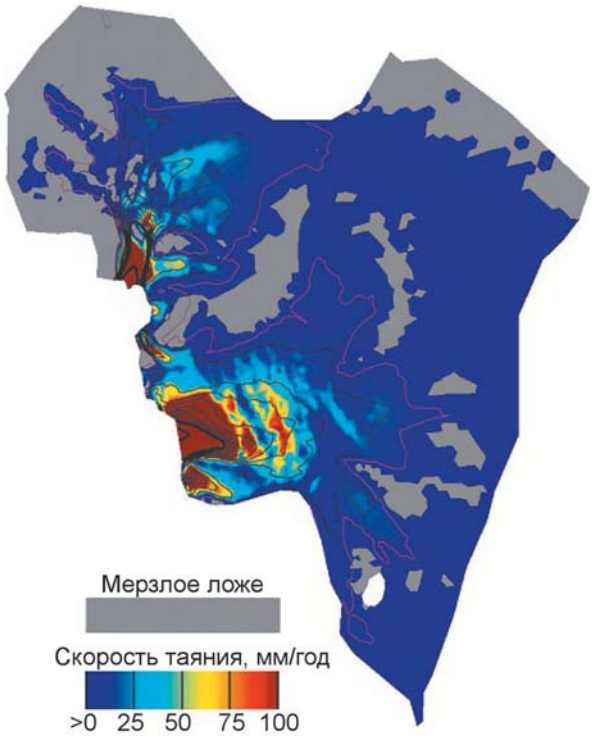
Сложность применения уравнения (4.6) состоит в оценках G, τ_b, U_b и разогрева за счет сдвига на ложе $\tau_b U_b$, который включает весь механический разогрев, обусловленный движением основания ледника. Для этого можно использовать соотношение (Raymond, 2000), устанавливающее связь между базальной скоростью U_b и напряжением сдвига на ложе τ_b:

$$\tau_b = (\tau_o U_b)^{1/m}, \qquad (4.7)$$

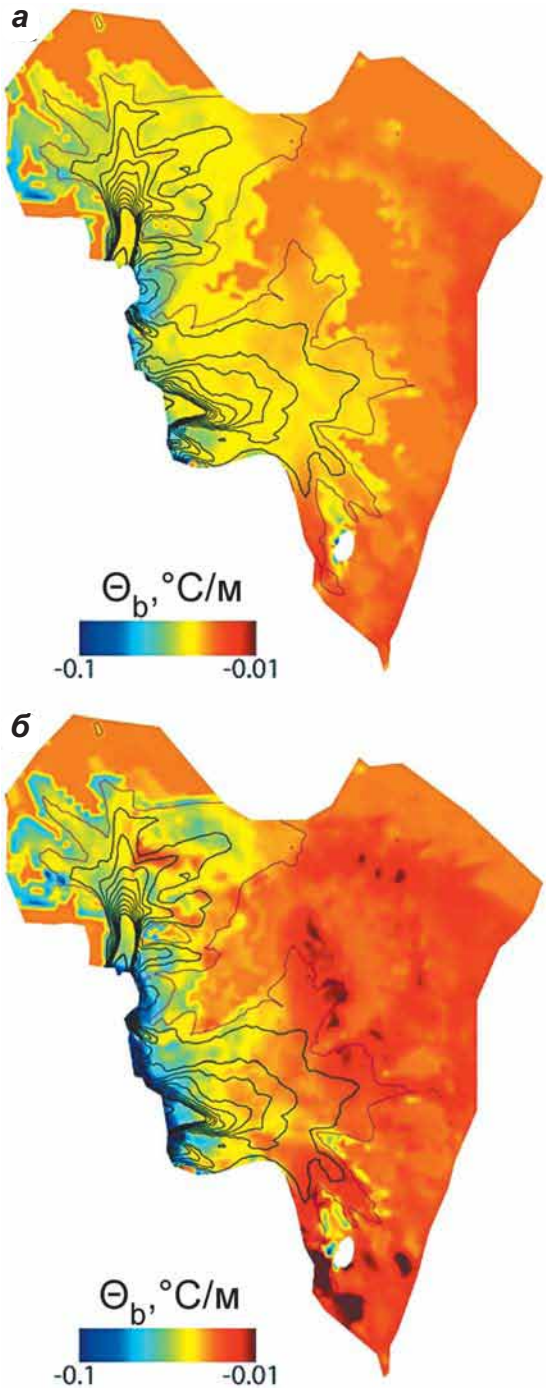
в котором свойства ложа определяют коэффициенты τ_o и m. Лабораторные измерения на образцах тилла, извлеченных из скважин, предполагают, что тилл ведет себя как пластический материал ($m \to \infty$) под приложенным давлением в несколько кПа (Kamb, Engelhardt, 1998; Tulaczyk et al., 2000). В этом случае все движение передается скольжением на границе лед–тилл. Другой подход состоит в том, что рассматривается линейно-вязкая деформация ложа ($m = 1$), а при скольжении по жесткому ложу предполагается, что $m = 2$.

Для вычисления скорости донного таяния m_r нужно знать базальную скорость U_b. При потоковом течении льда внутренние деформации малы, так что можно полагать, что скорость U_b примерно равна измеренной поверхностной скорости U_s. Там, где ложе под ледниковым покровом и некоторыми быстро движущимися участками жесткое, внутренняя деформация может вносить значительный вклад, так что U_s становится намного больше U_b и должна вводиться соответствующая поправка (Paterson, 1994).

Геотермический поток тепла G предполагался пространственно однородным и равным 70 мВт/м^2. Вычисленные скорости донного таяния/намерзания на ледниках Пайн-Айленд и Туейтс и в их дренажных бассейнах приведены на рис. 4.50.



▶ **Рис. 4.50.** Скорости донного таяния–намерзания на ледниках Пайн Айленд и Туейтс и в их дренажных бассейнах. Изолинии скорости: 50 м/год – красная линия, 100–900 м/год – тонкая черная линия, 1000 м/год – толстая черная линия (Joughin et al., 2009)

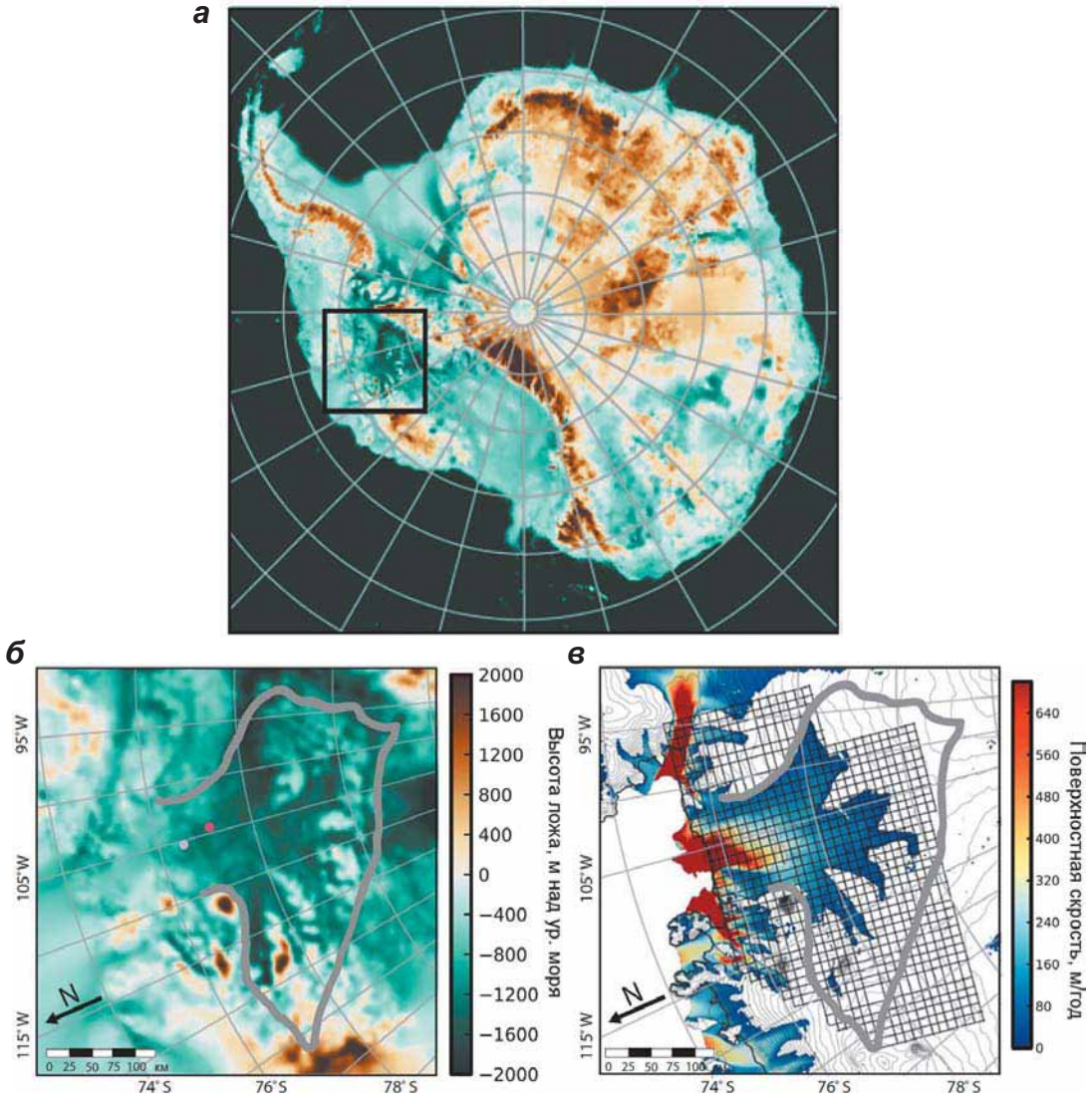


▲ **Рис. 4.51.** Модельный градиент температуры у ложа ледников Пайн Айленд и Туейтс с пренебрежимо малой горизонтальной адвекцией (*а*) и включая горизонтальную адвекцию (*б*). Показаны изолинии скорости от 50 до 1000 м/год (Joughin et al., 2009)

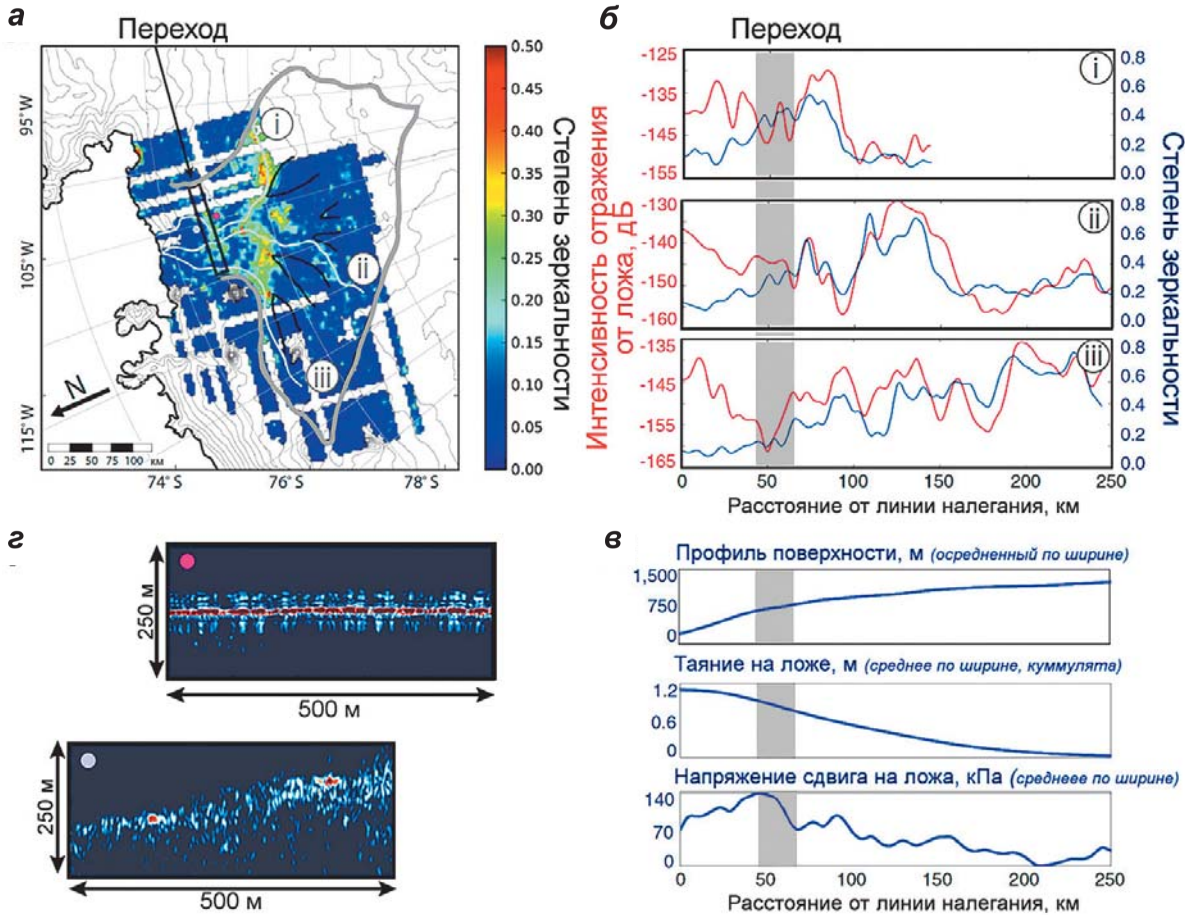
По данным моделирования (Joughin et al., 2009), на большей части площади ледника вблизи линии налегания обоих ледников скорость таяния превышает 0,4 м/год. На медленно движущихся участках вне основного потока лед либо приморожен к ложу, либо в более быстрых областях происходит намерзание со скоростью до 5 мм/год. На главном стволе ледника Пайн-Айленд есть два участка с мягким ложем, где происходит незначительный разогрев, достаточный для появления воды и ее последующего намерзания. В отличие от этого на леднике Туейтс таяние происходит под всей быстро движущейся областью. Эти ледники имеют почти равные площади (184 000 и 189 000 км^2) модельных дренажных бассейнов, но годовой объем донного таяния в бассейне ледника Пайн-Айленд равен 1,7 км^3/год и средняя скорость таяния составляет 9,1 мм/год, тогда как на леднике Туейтс площадь донного таяния больше и оно дает почти вдвое большие объем таяния (3,5 км^3/год) и среднюю скорость таяния (18,7 мм/год). В обоих бассейнах основная доля таяния (94%) приходится на области с быстрым (>50 м/год) течением, где преобладает базальный сдвиговый разогрев. В медленно движущихся областях, где есть таяние, возможны обширные площади с талым ложем и градиент температуры у ложа в этих районах чувствителен к горизонтальной адвекции (рис. 4.51).

Для оценки характера подледниковых дренажных сетей в бассейне ледника Туейтс был выполнен анализ данных площадной съемки, сделанной по сети

15×15 км с применением 60 МГц когерентного локатора (Schroeder et al., 2013) (рис. 4.52 и 4.53). Анализ показал, что заметные запасы воды, вероятно, подпруживаются подледниковым порогом и образуют распределенные системы стока в верхней части ледосборного бассейна. Ниже этого порога преобладают концентрированные дренажные системы. Переходная зона между областями с разными системами совпадает с областью увеличения углов наклона ледниковой поверхности, увеличения потенциального стока вод, продуцируемых донным таянием, и роста напряжений сдвига на ложе. Это указывает на возможную взаимосвязь дренажных систем



▲ **Рис. 4.52.** Ледник Туейтс: *а*) положение ледника в Западной Антарктиде (черный квадрат); *б*) высота ложа в бассейне ледника; *в*) радарные профили по сети 15×15 км и поверхностные скорости более 35 м/год (цветная шкала справа), светлые и темные фиолетовые точки показывают положение радарограмм на рис. 4.53, *б* (Schroeder et al., 2013)



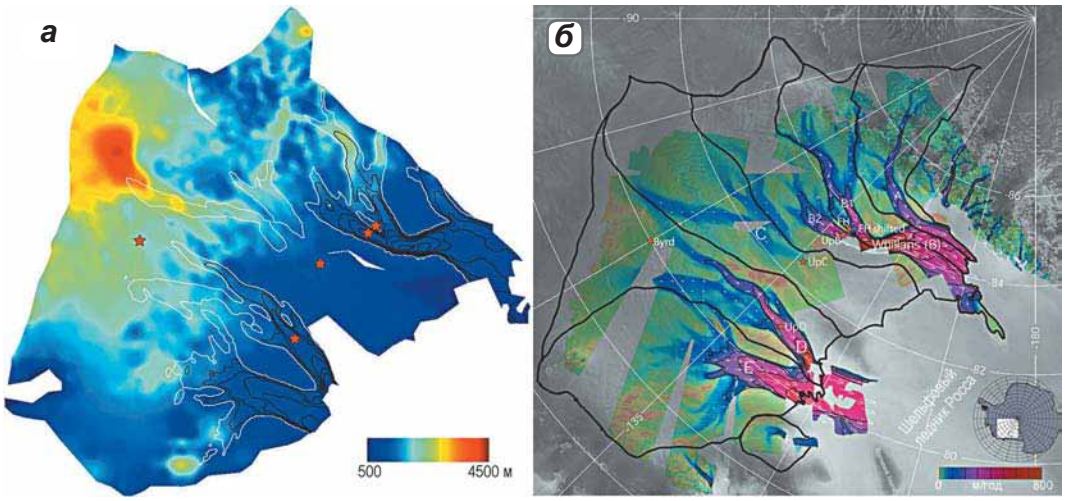
◀ **Рис. 4.53.** Переход от распределенной к концентрированной системе стока под ледником Туейтс. *а*) Степень зеркальности радарных отражений от ложа (цветная шкала) в бассейне ледника (выделен толстой серой линией), поле гидравлического потенциала (изолинии) и модельные линии тока воды (черные линии), три основные линии (i, ii, iii) выделены светло-серым цветом. Зона перехода от распределенной к концентрированной системе выделена черным прямоугольником. *б*) Интенсивность отражения от ложа (левая шкала) и степень зеркальности (правая шкала) вдоль линий тока воды (i, ii, iii). Переходная зона от распределенной к концентрированной дренажной системе выделена серой полосой. *в*) Сверху вниз: профиль поверхности ледника, скорость донного таяния (накопленные значения вниз по леднику), напряжения сдвига на ложе. Все значения осреднены по ширине ледника. *г*) Радарограммы участков ложа, выполненные поперек предполагаемого движения воды. Они сделаны в области распределенных систем стока (помечена фиолетовым пунсоном) и в области концентрированных систем (светло-розовый пунсон) (Schroeder et al., 2013)

с динамикой всего покрова, что повышает вероятность влияния подледниковых вод на устойчивость линии налегания ледника Туейтс и способствует ее миграции во внутренние части покрова.

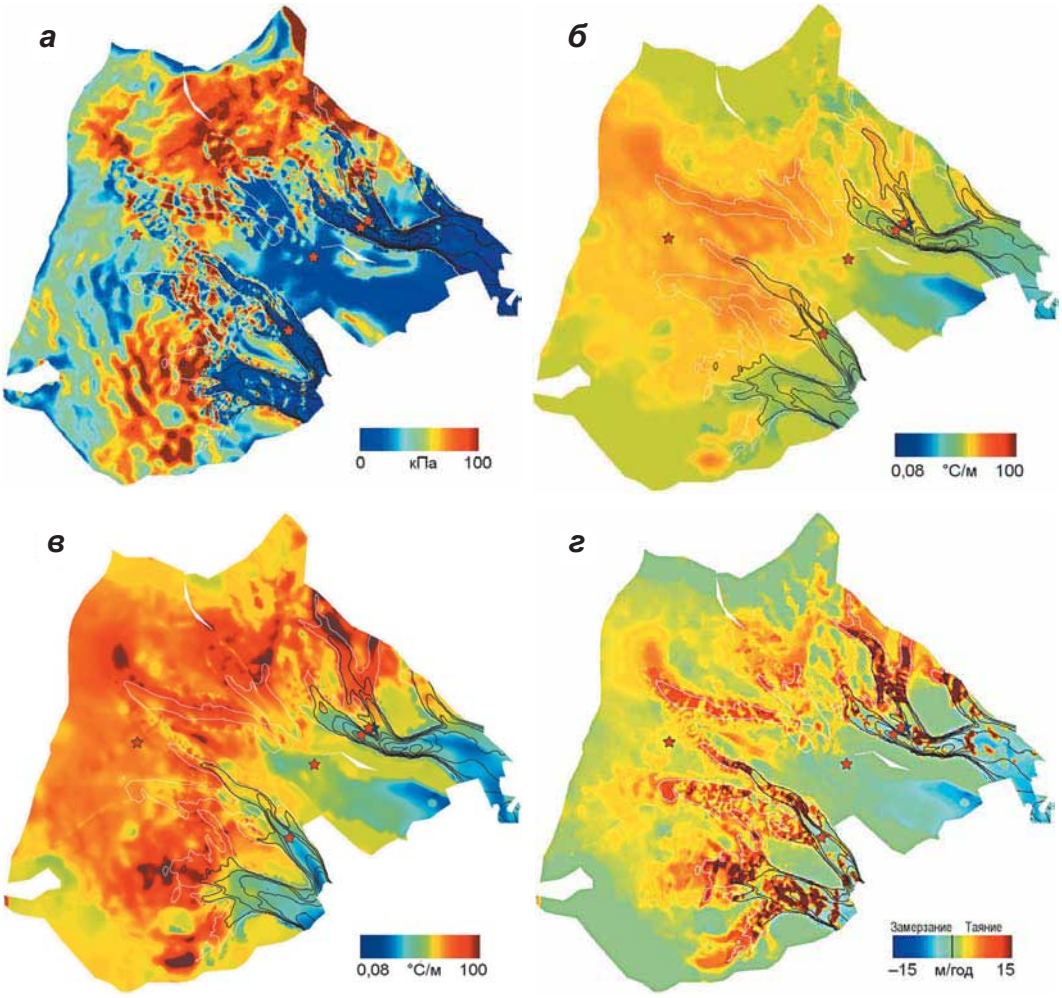
4.7.2. Ледяные потоки Росса

Для оценки условий на ложе ледяных потоков Росса была применена модель (Joughin et al., 2004) и использованы данные радиозондирования по толщине льда и данные спутниковых радиоинтерференционных измерений поверхностной скорости (рис. 4.54). Измеренные скорости были использованы, чтобы включить в температурную модель эффекты горизонтальной адвекции и выделения тепла при деформации льда и сдвиге. Эти данные послужили основой для вычисления напряжений сдвига на ложе, градиента температуры во льду у ложа и скорости таяния/намерзания под ледяными потоками и прилегающими районами ледникового покрова (Joughin et al., 2004).

По данным численного моделирования (Joughin et al., 2004), ледяные потоки Росса по сравнению с прилегающими районами имеют относительно низкие напряжения сдвига на ложе, отрицательные градиенты температуры во льду у ложа и обширные области донного таяния в их нижних частях (рис. 4.55). Градиенты температуры, вычисленные без учета и с учетом горизонтальной адвекции, заметно отличаются друг от друга. Более высокие градиенты сильнее выражены там, где лед быстро утончается и движется из областей с более глубоким ложем (Parizek et al., 2002). На ледяном потоке C, который последние 150 лет двигается с малой скоростью, варианты расчета без учета и с учетом адвекции практически совпадают.



▲ **Рис. 4.54.** Толщина льда (*а*) и скорость течения (*б*) ледяных потоков Росса (Joughin et al., 2002). Белые стрелки показывают векторы скорости в быстро движущихся областях. Границы бассейнов ледяных потоков A, B, C и D и E обозначены черными линиями, красными звездочками показано положение глубоких скважин, в которых измерена температура льда на ложе (Joughin et al., 2004).



▲ **Рис. 4.55.** Условия на ложе ледяных потоков Росса по данным численного моделирования: напряжение сдвига на ложе (*а*), градиент температуры льда у ложа без учета (*б*) и с учетом (*в*) горизонтальной адвекции; скорость донного таяния–намерзания (*г*) (Joughin et al., 2004)

Полученные оценки скорости донного таяния под ледниковым покровом, ледяными потоками Росса и их притоками приведены в табл. 4.5. Очевидно, ледяные потоки обеспечивают около 13% общего таяния, генерируемого в ледосборных бассейнах Росса.

В бассейне ледяного потока В большая часть таяния (0,29 км^3/год) происходит под его притоками, еще 0,16 км^3/год дают участки ледникового покрова, которые движутся со скоростями, близкими к скорости притоков, и еще около 0,07 км^3/год – таяние под самим ледяным потоком, большая часть которого приморожена к ложу, за исключением участков сильного таяния у изолированных пятен прилипания. Относительно низкая скорость таяния у ледяного потока В согласуется с данными о его замедлении в течение последних десятилетий, которое может завершиться стагнацией потока, возможно, в этом столетии.

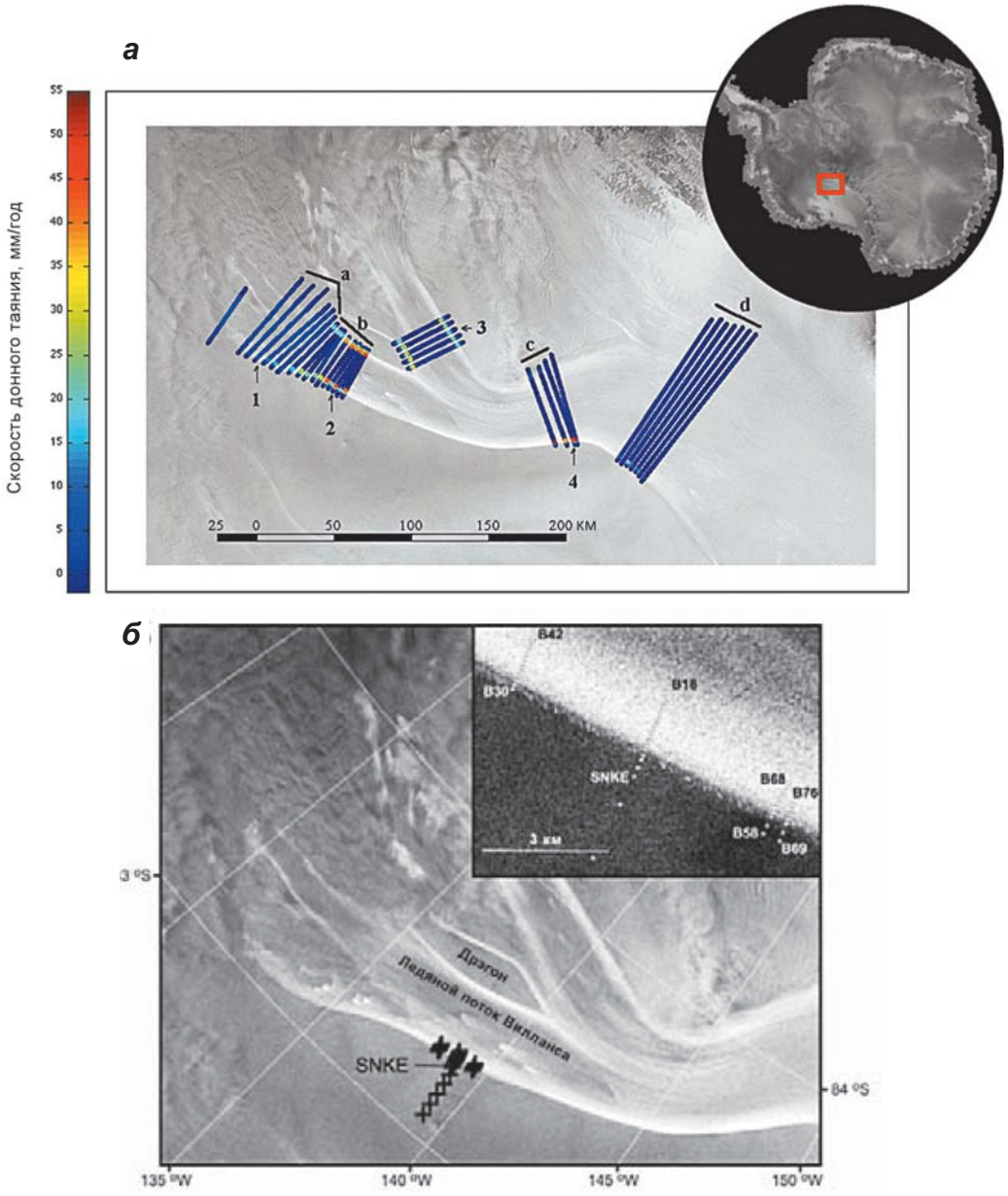
Таблица 4.5

Скорости таяния/намерзания под ледяными потоками Росса, в их бассейнах и притоках.
Из работы (Joughin et al., 2004)

Ледяной поток	Район	Общее таяние, км^3/год	Средняя скорость таяния-намерзания (+/−), мм/год	Площадь, тыс. км^2
B	Ледниковый покров	0,16	1,8	91
	Притоки	0,29	7,7	38
	Ледяной поток	0,07	1,8	40
	Всего	0,53	3,1	169
C	Ледниковый покров	0,17	1,8	94
	Притоки	0,20	5,3	37
	Ледяной поток	−0,05	−2,1	22
	Всего	0,32	2,1	153
D	Ледниковый покров	0,21	6,7	87
	Притоки	0,28		42
	Ледяной поток	0,3	3,6	9
	Всего	0,52	3,8	137
E	Ледниковый покров	0,15	1,4	108
	Притоки	0,31	6,7	43
	Ледяной поток	0,17	9,6	18
	Всего	0,63	3,2	168
Итого		2,0	3,19	627

Моделирование с использованием данных о толщине льда и поверхностной скорости показало также (Beem et al., 2010), что в верховьях ледяного потока B сильное донное таяние (20−50 мм/год) концентрируется под относительно узкими краевыми зонами сдвиговых трещин. Выше по течению таяние на ложе уменьшается до 3−7 мм/год и становится равномерным по всей ширине потока (рис. 4.56). По данным GPS измерений (van der Veen et al., 2007), напряжение сдвига в полосе сдвиговых трещин достигает ~130 кПа. Эта полоса отделена узкой (~250 м) ненарушенной полосой от зоны хаотических трещин шириной ~1,5 км (см. рис. 4.56, *б*), где напряжение сдвига возрастает до ~270 кПа (см. рис. 4.56, *в*) и происходит переход к донному скольжению. Замерзание на ложе в осевой части ледяного потока и в то же время таяние под краевыми зонами сдвига могут привести к замедлению и расширению ледяного потока B.

Во всем бассейне ледяного потока C общее таяние составляет 0,32 км^3/год, что меньше, чем во всех остальных бассейнах, хотя в активном его состоянии оно может возрасти до 0,48 км^3/год (0,45 мм/год). Представляется, что такое количество воды должно было поддерживать быстрое движение ледника, не давая ему замедлиться. Поэтому вероятная причина стагнации потока связана с утончением



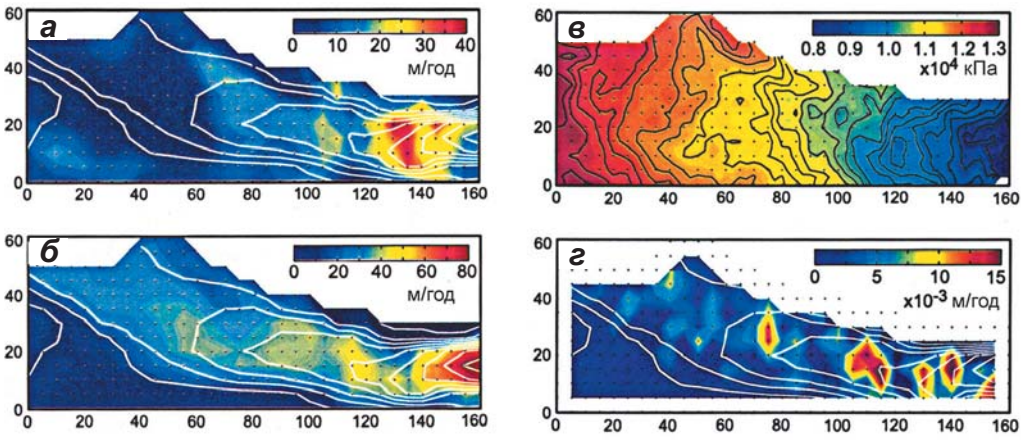
▲ ◀ **Рис. 4.56.** Скорости донного таяния (цветная шкала) в сдвиговых зонах трещин в верхней части ледяного потока B по данным моделирования (Beem et al., 2010) (*а*); профили GPS измерений в 1997–2000 гг. (*б*); боковые напряжения сдвига вдоль профиля SNKE (*в*) (Van der Veen et al., 2007)

быстродвижущегося ледника вследствие некомпенсированного выноса массы, что и привело к его промораживанию и остановке.

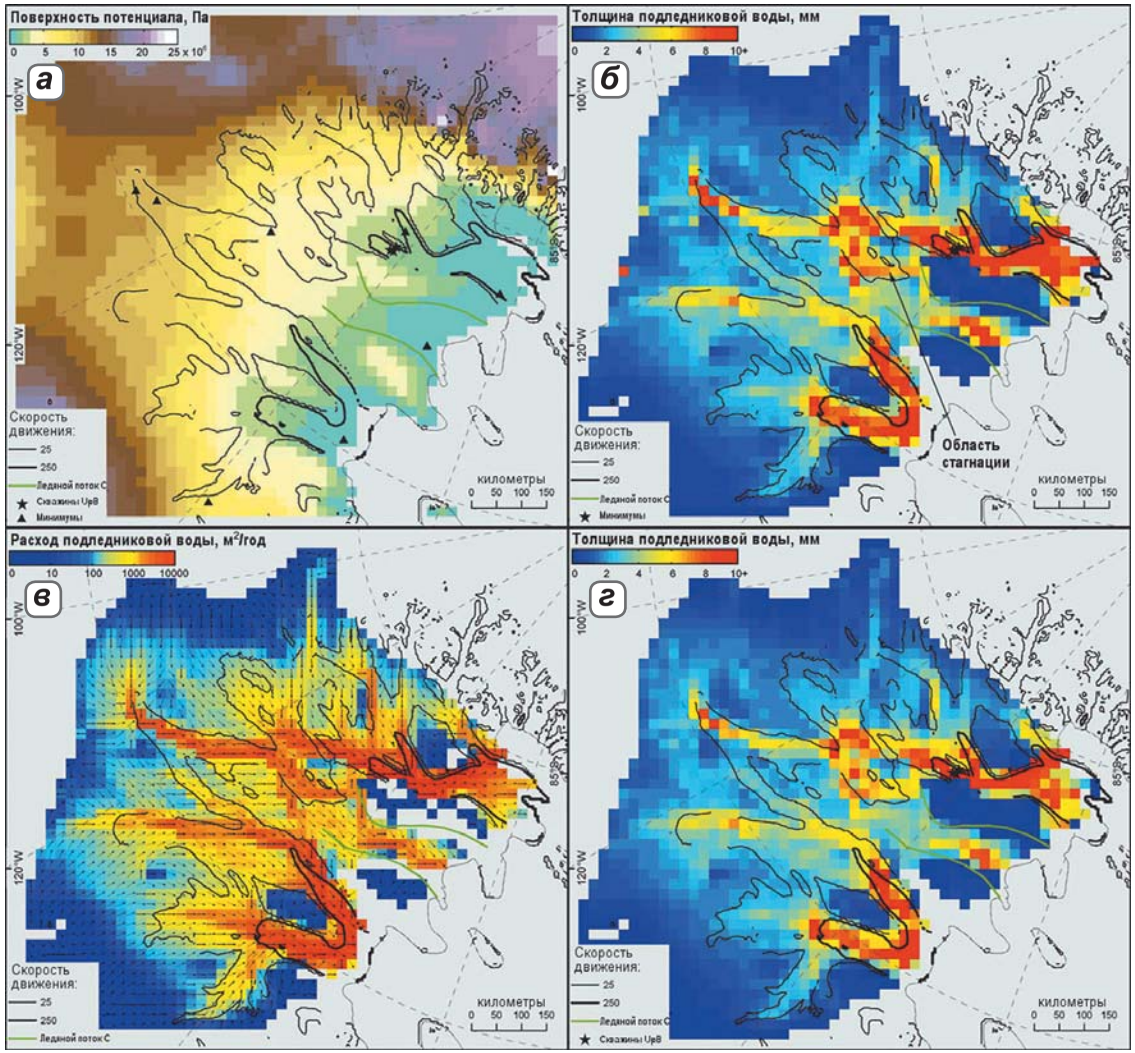
Для исследования интегрального взаимодействия гидрологических и механических процессов под ледяным потоком C была разработана модель с тремя блоками: гидрология, лед и подледниковые отложения (van der Wel et al., 2013). В модели течение льда взаимодействует со слоем тилла с пластичностью Кулона и системой стока на ложе, состоящей из отдельных каналов. Было показано, что если таких каналов нет или они заканчиваются, не достигая линии налегания ледника, то динамика ледяного потока определяется температурным режимом на ложе. Если же такие каналы есть, то период осцилляций ледяного потока увеличивается, пики его скоростей снижаются, а при большом объеме поступления вод осцилляции могут даже прекратиться. Модель также показала, что при современном гидрологическом режиме и стагнации, длящейся уже около 170 лет, ледяной поток C может снова стать активным уже в этом столетии.

Согласно оценкам (Joughin et al., 2004), под ледяными потоками D и E имеются отдельные пятна намерзания на ложе и обширные области донного таяния, которые, в свою очередь, продуцируют много талой воды. В отличие от этого, на плоских устьевых участках ледяных потоков B и C существуют обширные области донного намерзания (см. рис. 4.56, *г*).

Данные измерений поверхностной скорости и подледного рельефа в верховьях ледяного потока D использованы (Price et al., 2002) для оценки условий на его ложе – скорости деформации, скорости скольжения, таяния из-за трения на границе лед–ложе и распределения гидравлического потенциала (рис. 4.57), а также чтобы оценить относительный вклад сил сопротивления движению ледника, возникающих на ложе и в краевых зонах. Для этого был применен метод баланса сил (van der Veen, 2007). Все составляющие уравнения баланса сил важны для области зарождения ледяного потока D и его притоков. Здесь движущее напряжение компенсируется напряжением сдвига на ложе, но со значительными вариациями нелокальных градиентов напряжения. Вблизи верховьев ледяного потока его ложе



▲ **Рис. 4.57.** Рассчитанные характеристики ледяного потока D: *а*) скорость движения за счет деформации льда, м/год; *б*) скорость донного скольжения, м/год; *в*) гидравлический потенциал с шагом 20 кПа; *г*) скорость донного таяния из-за трения на границе лед–ложе (Price et al., 2002)



◀ **Рис. 4.58.** Ледяные потоки в секторе моря Росса: *а*) поверхность гидравлического потенциала (замкнутые минимумы в поле потенциала обозначены треугольниками); *б*) рассчитанная толщина воды под ледником для нестационарного случая; *в*) расход подледниковой воды на единицу ширины для нестационарного случая; *г*) рассчитанная толщина воды под ледником для стационарного случая. На всех рисунках изолинии черного цвета показывают измеренные скорости на поверхности ледника. Разрешение модели 20 км (LeBrocq et al., 2009)

и боковые стороны оказывают примерно равное сопротивление движущему напряжению τ_d. Но ниже по течению вклад бокового сопротивления постепенно возрастает в пределах ~50–100%.

Энергия диссипации у ложа генерирует донное таяние со средней скоростью 0,004 м/год на большей части притока, но локально его скорость может превышать 0,02 м/год. Градиент гидравлического потенциала (см. рис. 4.57, *в*) показывает, что накопление базальной талой воды может совпадать с областями небольших движущих напряжений.

Место возможного скопления воды, занимающее всю ширину потока, находится примерно в 30 км ниже по течению от его верховьев. В этой области уменьшается движущее напряжение, но увеличиваются скорость, продольное растяжение и сопротивление на краях потока. Это скопление воды может приводить к потере механической устойчивости на ложе и зарождению потокового режима течения. Градиенты продольных напряжений приводят к более пространственно равномерному распределению движущих напряжений и образованию воды на ложе донного скольжения. Увеличение роли сопротивления по краям потока по сравнению с ложем служит основным признаком переключения движения льда в потоковый режим. Этот режим, скорее всего, является интегральной реакцией на физические взаимодействия между льдом и ложем в области, находящейся еще выше места зарождения потока, а не следствием изменений характеристик ложа.

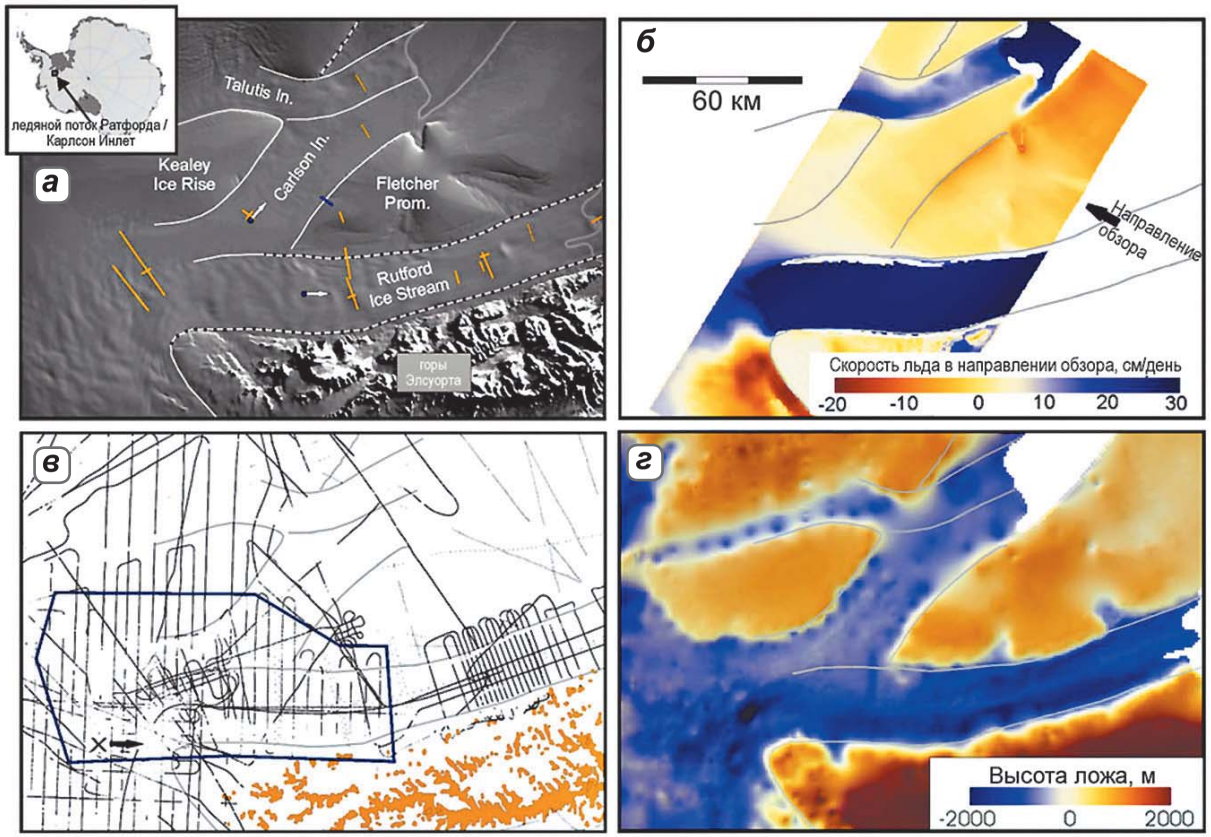
Применение модели течения подледниковой воды в тонком слое позволило оценить толщину этого слоя и поток воды под ледяными потоками Росса (LeBrocq et al., 2009) (рис. 4.58). В замкнутых понижениях поля гидравлического потенциала, согласно полученным оценкам, глубина подледниковой воды изменяется от 0,4 до 13,8 м, для накопления которой необходимо около 2 лет. Ее равновесная толщина изменяется от 0,1 мм под ледниковым покровом до 15 мм под ледяными потоками. В целом эти толщины хорошо коррелируют с измеренной поверхностной скоростью (см. рис. 4.54). Скорость течения воды оценена как $5{,}6 \cdot 10^{-2}$ м/с (слой воды 11 мм), что на порядок выше, чем по данным измерений (Engelhardt, Kamb, 1997).

Распределение слоя воды в малоподвижной области ледяного потока С имеет достаточно сложную картину. Вполне очевидно, что часть воды уходит из бассейна ледяного потока С в направлении ледяного потока В (см. рис. 4.58, *б*), но модель также предсказывает, что достаточно много воды попадает в устьевую часть ледяного потока С, достигая области донного примерзания.

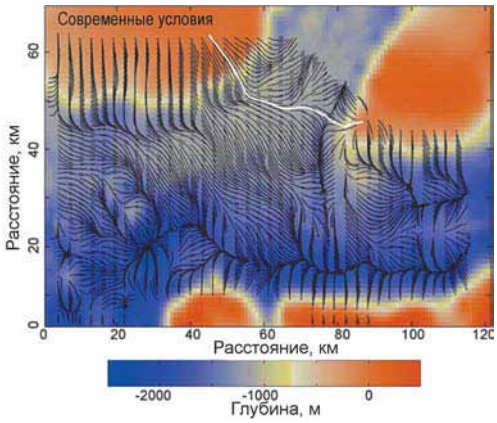
В целом моделирование показывает (Bindschadler, Choi, 2007), что изменения топографии поверхности и ложа в верховьях ледяных потоков ведут к периодическим вариациям гидравлического потенциала, которые зависят от среднего уклона и характера (амплитуды и длины волны) поверхности и ложа. Вода под ледником может накапливаться и удерживаться в локальных минимумах гидравлического потенциала. Увеличение донного скольжения в таких местах может приводить к возникновению положительной обратной связи скольжения с топографией поверхности и ложа, к зарождению и развитию ледяных потоков.

4.7.3. Ледяные потоки Ратфорд и Карлсон Инлет

Особый интерес представляют исследования, выполненные на ледяном потоке Ратфорд, текущем со скоростью более 350 м/год, и на соседнем выводном



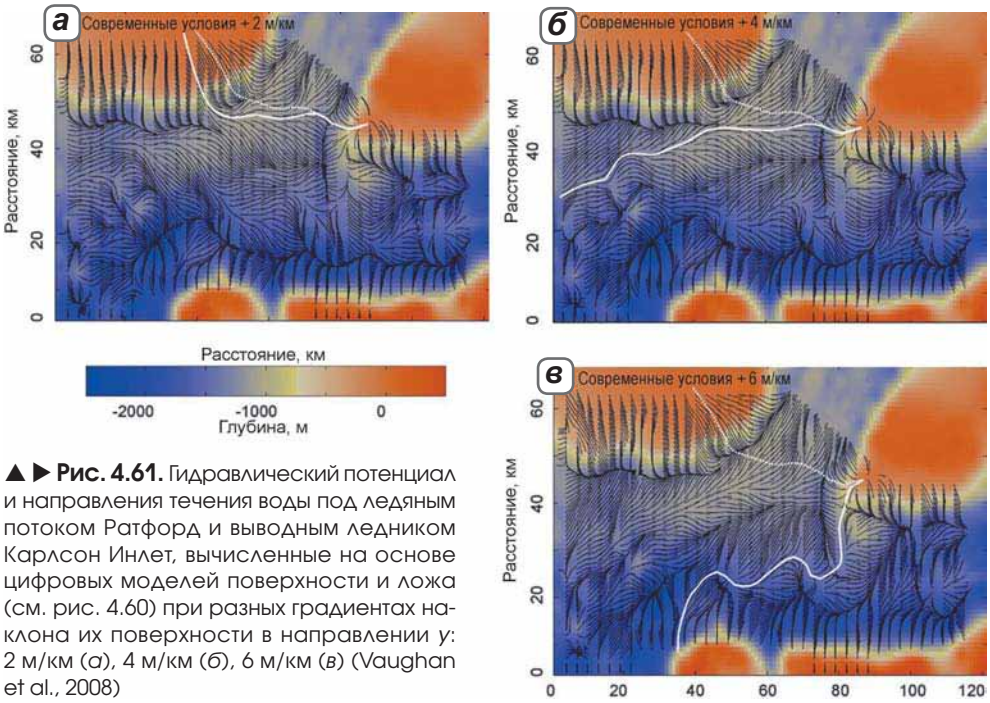
◀ **Рис. 4.59.** Исследования на ледяном потоке Ратфорд и выводном леднике Карлсон Инлет в Западной Антарктиде (*а*). Направления течения льда показаны белыми стрелками, точечной белой линией – трещиноватые края ледяного потока, синими кружками – места определения напряжения сдвига на ложе, оранжевыми линиями – сейсмические профили, где были сделаны измерения акустического импеданса ложа, синими линиями – профили радиозондирования, линии налегания ледников – серыми линиями. Скорости течения льда (направление примерно параллельно горизонтальной оси) по данным радиоинферометрических съемок 12 и 13 ноября 1995 г. со спутников ERS-1и ERS-2 (*б*). Измерения высоты поверхности и ложа (черные точки), использованные для построения цифровых моделей поверхности и ложа (*в*). Толстой черной линией выделен участок, для которого цифровые модели поверхности и ложа использованы для вычисления путей течения подледниковой воды (см. рис. 4.60, 4.61). Цифровая модель ложа (*г*) (Vaughan et al., 2008)



▶ **Рис. 4.60.** Градиенты подледникового гидравлического потенциала для системы ледяной поток Ратфорд – выводной ледник Карлсон Инлет, вычисленные по цифровым моделям поверхности и ложа (см. рис. 4.59) при современных условиях. Подледный водораздел между ледяным потоком и выводным ледником показан белой линией (Vaughan et al., 2008)

леднике Карлсон Инлет, который имеет похожие размеры и напряжения сдвига на ложе, но течет в 10–50 раз медленнее (Vaughan et al., 2008). Они включали радиолокационные измерения и сейсмические измерения акустического импеданса ложа. Для анализа были использованы также данные радиоинтерферометрических съемок со спутников ERS-1 и ERS-2 и данные о высоте и поверхностной скорости (рис. 4.59 и 4.60).

Расчеты показали, что если наклон ледниковой поверхности в направлении ледника Карлсон Инлет увеличится на 2 м/км (что соответствует утолщению ледника Ратфорд примерно на 40 м), то пути течения подледниковой воды мало изменятся и подледниковый водораздел лишь незначительно сместится в сторону ледника Ратфорд (рис. 4.61, *а*). Если наклон станет на 4 м/км больше современного, т.е.



▲ ▶ **Рис. 4.61.** Гидравлический потенциал и направления течения воды под ледяным потоком Ратфорд и выводным ледником Карлсон Инлет, вычисленные на основе цифровых моделей поверхности и ложа (см. рис. 4.60) при разных градиентах наклона их поверхности в направлении *y*: 2 м/км (*а*), 4 м/км (*б*), 6 м/км (*в*) (Vaughan et al., 2008)

ледник Ратфорд станет толще на 80 м, то подледный водораздел сместится сильнее и перехват воды ледяным потоком Карлсон Инлет станет заметнее (см. рис. 4.61, *б*). Изменение наклона на 6 м/км (утолщение ледяного потока Ратфорд на 120 м) приведет к глубокой перестройке системы подледникового стока и перехвату воды ледником Карлсон Инлет (см. рис. 4.61, *г*), что может привести и изменению поля скоростей движения этих ледников.

Анализ показал (Vaughan et al., 2008), что выводной ледник Карлсон Инлет – реликтовый ледяной поток, который прекратил свое быстрое течение более 240 лет назад, возможно, из-за небольших изменений топографии ледниковой поверхности. Но если произойдут описанные выше малые изменения морфологии (утолщение ледника Ратфорд примерно на 120 м, т.е. менее 4% от всей его толщины), то ледник Карлсон Инлет в результате перехвата воды должен реактивироваться. Этот пример наглядно показывает важность подледникового дренажа в контроле эволюции ледяных потоков Антарктиды.

4.7.4. Пятна прилипания на ложе ледяных потоков

Выше отмечалось, что во многих местах под ледяными потоками имеются участки с более высокими напряжениями сдвига на ложе, где наблюдаются локальное замедление скорости течения и локальный подъем поверхности, связанные с «пятнами прилипания» на ложе. Было высказано предположение (Alley, 1993), что эти пятна могут по-разному влиять на картину подледникового гидравлического потенциала в зависимости от геометрии поверхности и ложа и характера подстилающих пород (рис. 4.62).

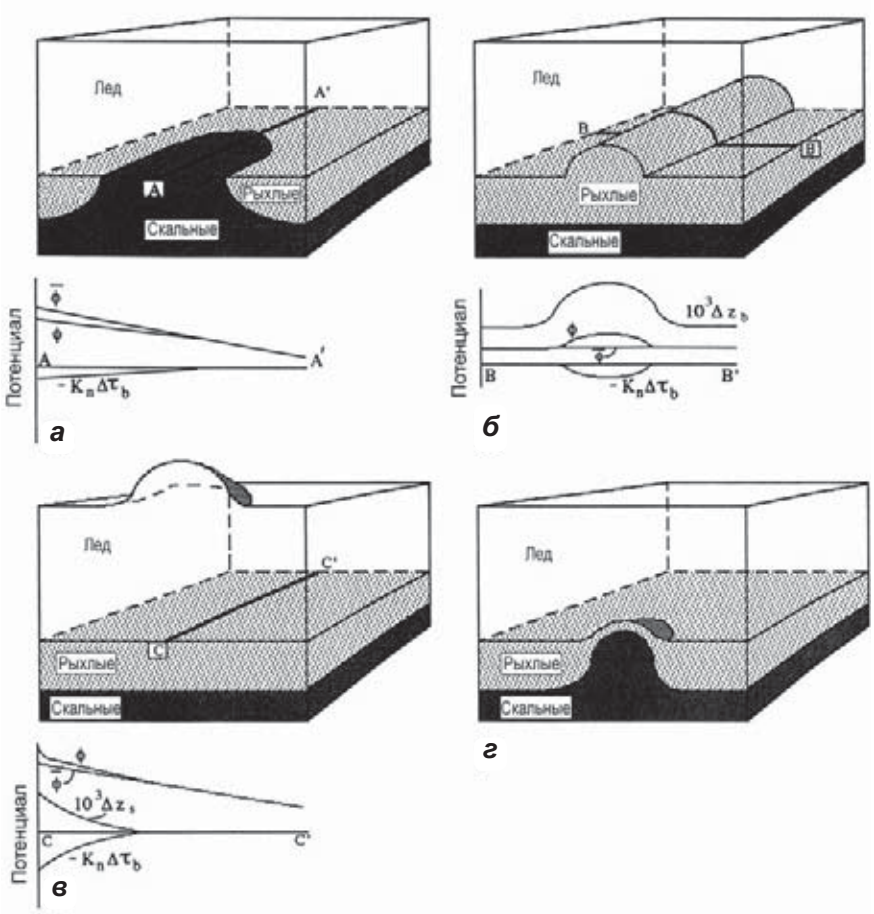
Показанные на рисунке четыре варианта возникновения пятен прилипания, поразному влияют на местное поле гидравлического потенциала и напряжение сдвига на ложе. Сопротивление движению льда, вызванное крупными выступами ложа, которые внедряются в основание ледяного потока, служит наиболее вероятной причиной возникновения пятен прилипания. Неоднородности геологического строения ложа (чередование участков рыхлых и скальных пород) также могут порождать пятна прилипания, но из-за скопления на них водяной смазки они не будут оказывать большого сопротивления, если ложе будет ровным. Неровности поверхности ледника также могут вызвать некоторое увеличение напряжения сдвига на ложе.

В работе (Stokes et al., 2007) рассмотрены четыре основные причины образования пятен прилипания на ложе современных и древних ледяных потоков, для которых характерна значительная изменчивость скорости и направления течения, связанная с условиями на ложе. Пятна прилипания могут быть связаны с неровностями ложа (1), участками ложа без тилла (2), областями сильного дренирования ложа (3), намерзанием подледниковой воды (4).

Пятна прилипания, связанные с подледными выступами и ледяными поднятиями, хорошо различимы на космических снимках MODIS в виде линейных поперечных и продольных структур, создающих большие напряжения сдвига на ложе (рис. 4.63).

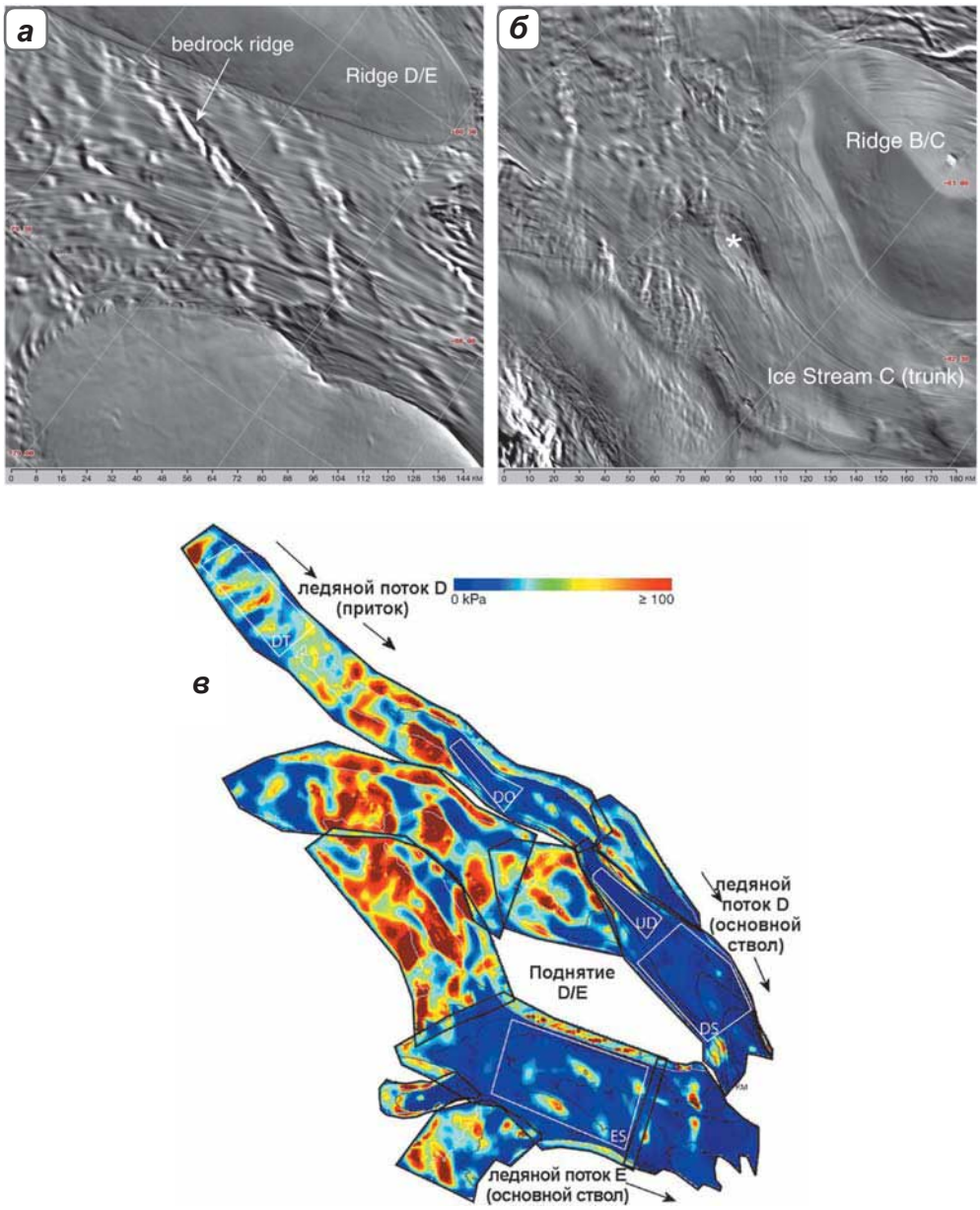
Во время цикла прерывистого скольжения напряжение сдвига на ложе (*а*), давление поровой воды (*б*) и базальная скорость (*в*) варьируют одновременно с изменениями пятен прилипания (*г*), что схематически показано на рис. 4.64.

Влияние пятен прилипания на формирование и развитие гидрологических систем и эскеров под ледяными потоками с мягким ложем иллюстрирует рис. 4.65.

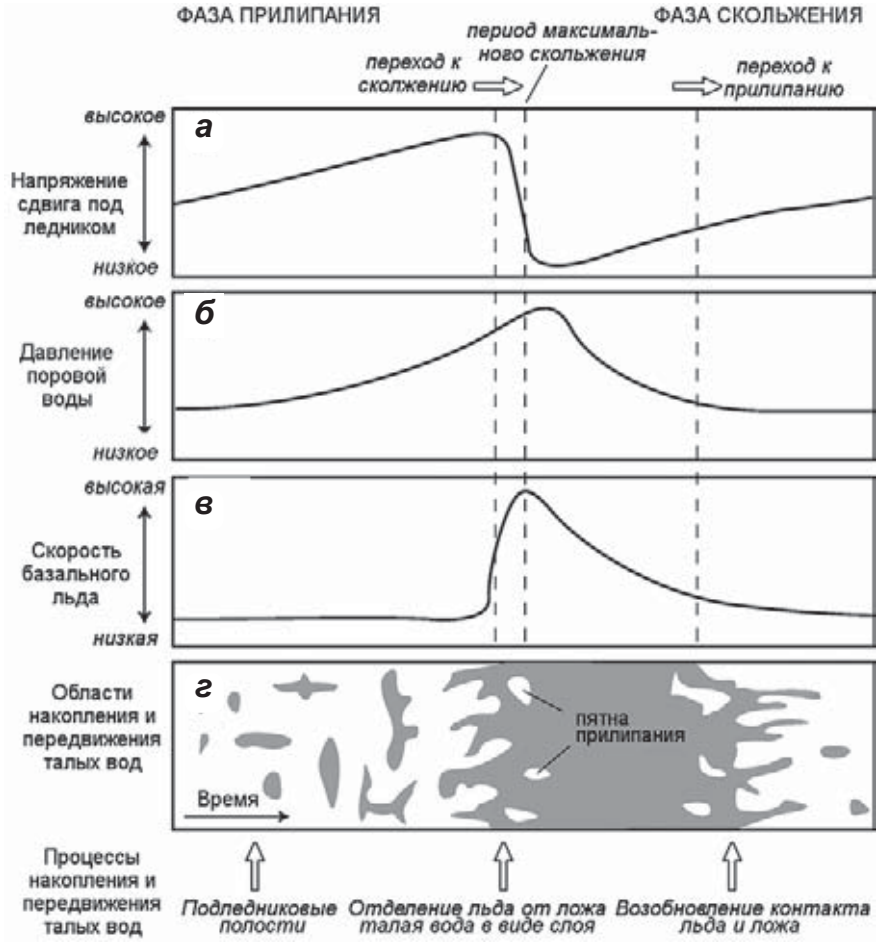


▲ **Рис. 4.62.** Пятна прилипания на ложе и их влияние на подледниковый гидравлический потенциал $\phi = \phi_a + 10^4\Delta Z_s + 10^3\Delta Z_b - K_n\Delta\tau_b$, где ϕ_a отражает региональный тренд ϕ, ΔZ_s и ΔZ_b – пертурбации высот поверхности и ложа относительно региональных значений; $\Delta\tau_b$ – напряжение сдвига на ложе, K_n – безразмерная константа, равная 0 или 1. Пятно прилипания, связанное с неоднородностью поверхности ложа, без пертурбации верхнего или нижнего слоев льда (*а*); пятно прилипания, связанное с длинной складкой однородного ложа, без изменений верхней поверхности (*б*); выступ поверхности над ненарушенным ложем, приводящий к локальному возмущению поля гидравлического потенциала (*в*); пятно прилипания, связанное с выступом на ложе, покрытого или нет слоем тилла, играющего роль смазки (*г*) (Alley, 1993)

Эта схема показывает следующее. Влияние свободных от тилла областей под ледяными потоками зависит от количества воды в них. Эти области наиболее важны для зон в верховьях ледяных потоков. Если ледяной поток движется исключительно за счет деформации тилла, свободные от тилла области должны приводить к его остановке через процесс его истощения. Области хорошо дренируемого тилла под ледяными потоками, очевидно, образуются в результате перестройки течения подледниковой воды. Превращение более мелкой канализированной системы в более крупную может происходить быстро, и этот механизм может быть одной из важных причин остановки ледяных потоков. Базальное намерзание под такими ледяными потоками и уменьшение объема подледниковой воды в условиях



▲ **Рис. 4.63.** Пятна прилипания на ложе ледяных потоков: *а*) линейная структура поперек ледяного потока E; *б*) структура (обозначена звездочкой) в верховьях неактивного ледяного потока C вокруг препятствия площадью около 400 км^2. Она может иметь смешанное происхождение, связанное с выступом на ложе и замерзанием воды; *в*) напряжение сдвига на ложе ледяных потоков D и E, рассчитанное с помощью инверсионной модели с вязким ложем (Joughin et al., 2004). Тонкими черными линиями показаны области, для которых сделаны дополнительные расчеты. Участки с высокими напряжениями на ложе (пятна прилипания, показанные красным цветом) широко распространены в зонах зарождения ледяных потоков D и E и их притоков (Stokes et al., 2007). Поле скоростей движения ледника показано изолиниями (белые – через 50 м/год и черные – через 100 м/год). Ширина нижней части ледяного потока E (область ES) составляет около 70 км (Knight et al., 2002)



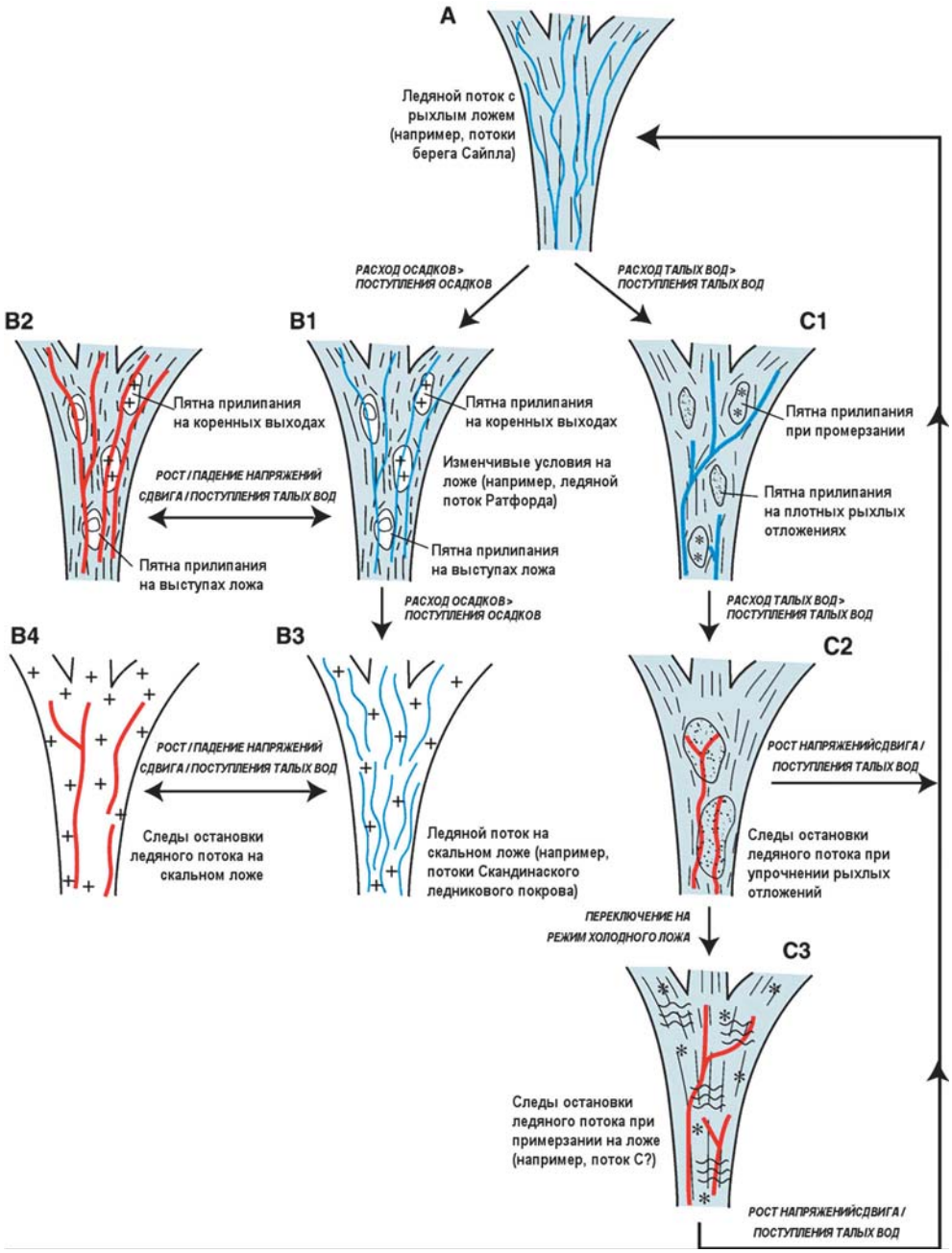
▲ **Рис. 4.64.** Связь изменений напряжения сдвига на ложе (*а*), давления поровой воды (*б*) и базальной скорости (*в*) во время цикла скольжения с пространственной и временно́й эволюцией пятен прилипания (*г*) (Knight et al., 2002)

проседания ледника и адвекции холодного льда также увеличивают вероятность их остановки.

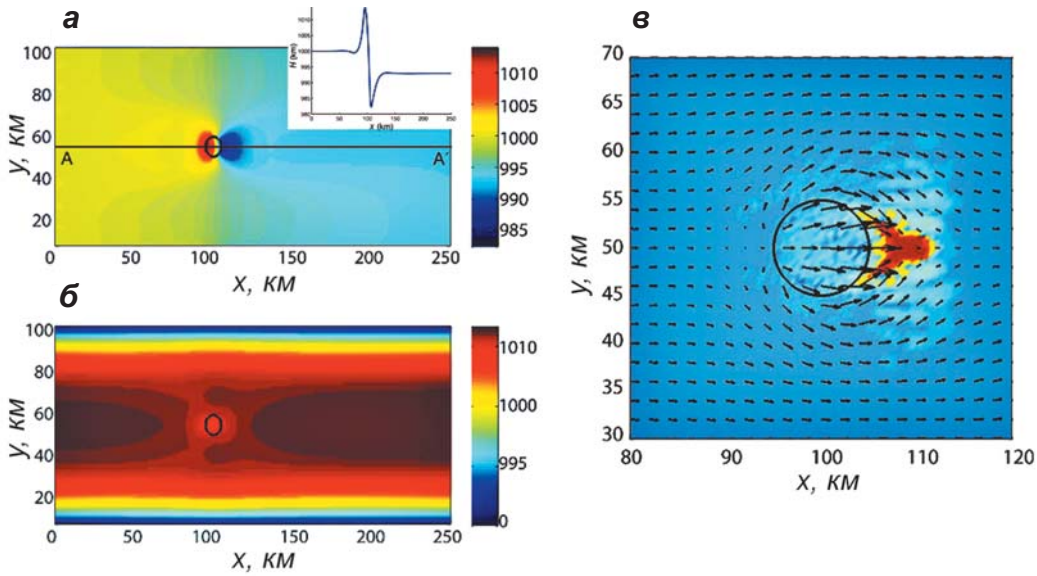
Установлено (Fricker et al., 2010), что над пятнами прилипания лед более толстый, а ниже по течению он заметно утончается. Такие изменения толщины льда можно обнаружить дистанционно, по данным повторных съемок со спутника ICESat. Над пятнами прилипания лед течет медленнее, чем выше или ниже этого пятна.

Численное моделирование позволило оценить динамику и термодинамику ледяного потока на площади 250×100 км с пятном прилипания диаметром 10 км (рис. 4.66).

Моделирование показало, что течение льда над пятном прилипания создает благоприятные условия для накопления воды в углублениях ложа и формирования подледниковых озер. При этом талая вода, заполняющая озеро, может переохлаждаться и поддерживать сильное намерзание на крыше озера и даже запечатывать его края намороженным льдом.



▲ **Рис. 4.65.** Влияние пятен прилипания на эволюцию ледяных потоков с мягким ложем при сценариях, когда накопление подледниковых отложений (сценарии B1–B4) и накопление талой воды (сценарии C1–C3) становятся ограничивающими факторами. Серым цветом показаны мелкозернистые деформируемые отложения, черными крестами – твердые кристаллические породы ложа, тонкими голубыми линиями – распределенная система мелких каналов, более толстыми голубыми линиями – система более крупных *R*-каналов. Заполнение этих каналов водой продуцирует эскеры (показаны толстыми красными линиями) (Stokes et al., 2007)



▲ **Рис. 4.66.** Стационарная модель течения ледяного потока над пятном прилипания (показано кружком): *а*) толщина льда, м; на врезке показана толщина льда вдоль поперечного сечения AA'; *б*) скорость течения, м/год; *в*) течение воды от пятна прилипания при напряжении сдвига на пятне прилипания 50 и 10 кПа вне нее; направление течения слева направо. Цветом показана концентрация талой воды, продуцируемой над пятном прилипания (показана черным кругом). Черные стрелки показывают скорости, пропорциональные скорости течения воды, отрицательный градиент гидравлического потенциала ϕ указывает направление течения воды (Sergienko, Hulbe, 2011)

4.8. Влияние подледниковой гидрологии на динамику ледников

Некоторые вопросы, касающиеся влияния воды на динамику ледников, уже рассматривались выше в разделах 1.4–1.5 главы 1, разделе 2.3.4. главы 2, разделе 3.3.2 главы 3 и упоминались в этой главе при рассмотрении движения ледяных потоков Антарктиды. В данном разделе влияние воды на динамику ледников будет рассмотрено с точки зрения, как и каким образом встраиваются разные гидрологические модели в модели движения ледников. Будут показаны три группы решения.

В первом случае будет представлена концепция сбалансированного слоя воды для описания подледниковой гидрологии, которая может быть включена в любую модель динамики ледникового покрова. Это позволяет воспроизвести возникновение подледниковых озер, самоорганизацию систем подледникового стока и включить эти изменяющиеся условия на ложе как элемент взаимодействия с динамическими моделями ледников.

Во втором случае будет представлена гидрологическая модель с подледниковыми каналами Гренландского покрова с сезонно меняющимися расходами воды, эффективным давлением и гидравлическим потенциалом и их взаимосвязь с колебаниями скоростей движения выводных ледников.

В третьем случае рассматривается гидрологическая модель, включающая решения для эффективной и неэффективной систем подледникового стока, которая объединена с моделью движения ледника, что позволило воспроизвести зимние и весенние динамические режимы движения и сравнить их с наблюдениями на леднике д'Аролла.

4.8.1. Общая модель взаимодействия подледниковых гидрологических систем с ледниковым покровом

В целом движение воды по ложу ледников определяется гидравлическим потенциалом, но сам режим течения может во многом зависеть от конкретных геолого-геоморфологических особенностей строения ложа. В связи с этим моделирование течения подледниковых вод во многом ограничено недостатком детальных сведений о топографии ложа, составе и толщине рыхлых отложений под ледниками.

По этой причине разрабатываемые сейчас модели функционирования распределенных и концентрированных дренажных систем (Werder et al., 2013), которые применяют для горных ледников, трудно использовать в полной мере для крупных ледниковых покровов. Чтобы задать сток между соседними ячейками в модели, описывающей канализированные системы стока в масштабе целых покровов, требуется либо заранее задать какую-либо информацию о плотности сети, либо моделировать сеть с разрешением выше, чем имеющиеся данные о подледниковом рельефе, что связано с большими трудностями.

Поэтому для ледниковых покровов часто применяют иной подход, использующий представление о сбалансированном стоке и предполагающий, что давление воды на ложе равно давлению вышележащего столба льда. Такое решение изначально подразумевает, что система находится в стационарном состоянии и текущая вода должна попасть в каждую ячейку, но такая система не описывает изменения давлений воды. Другой недостаток подобного решения заключается в том, что может нарушаться требование к сохранению массы перетекающей воды. Часть воды, возникающей на ложе при таянии, не может достичь края ледника и пропадает в областях локальных минимумов гидравлического потенциала. И нельзя учесть возможность накопления и роста подледниковых озер на таких участках.

Чтобы преодолеть эти недостатки, в работе (Goeller et al., 2013) была предложена усовершенствованная концепция о сбалансированном слое воды. Такой поход опирается на представление о распределенном стоке воды, в нем полностью соблюдаются условия сохранения массы воды при любом рельефе ложа, а на участках с градиентом гидравлического потенциала происходит сбалансированный сток. Кроме того, он дает возможность учитывать накопление воды в минимумах потенциала и образование озер. При заполнении озер до порога стока избыток воды начинает стекать далее по градиенту потенциала.

Для формулирования этого подхода используется уравнение гидравлического потенциала (p), где кроме высоты ложа (B) и толщины льда (H) дополнительно вводится толщина слоя воды (W): $p = \rho_w g(B + W) + \rho_i g H$, которое преобразуется в уравнение гидравлического потенциала в метрах водного эквивалента:

$$P^t = B^t + W^t + H^t(\rho_i/\rho_w), \tag{4.8}$$

где t – индекс времени.

Изменение толщины слоя воды в каждый момент времени в каждой ячейке модели определяется оттоком и притоком воды в ней и таянием льда, которое зависит от величины геотермического потока и градиента температуры во льду, напряжения сдвига и скорости скольжения по ложу. При этом перераспределение воды идет по градиенту гидравлического потенциала и пропорционально его величине. Таким образом, на каждом шаге модели на всей площади ложа достигается новое стационарное распределение слоя воды.

Такая гидрологическая модель может быть объединена практически с любой моделью динамики ледника. Подобное объединение было сделано (Goeller et al., 2013) с трехмерной конечно-разностной термомеханической моделью течения ледника RIMBAY. В частности, скорость скольжения в ней была параметризована по величине расходов воды под ледником, причем так, что при достижении слоем воды толщины 1 м трение на ложе полностью исчезало.

Были выполнены численные эксперименты на условном участке ледникового покрова протяженностью 200 км, шириной 60 км, где рельеф ложа задавался случайным распределением выступов и их высот до 1 км (рис. 4.67, *а*). На поверхности задавались температура −10°, скорость аккумуляции 0,5 м/год, геотермический поток 0,15 Вт/м^2. Некоторые результаты экспериментов показаны на рис. 4.67, *б*−*д*.

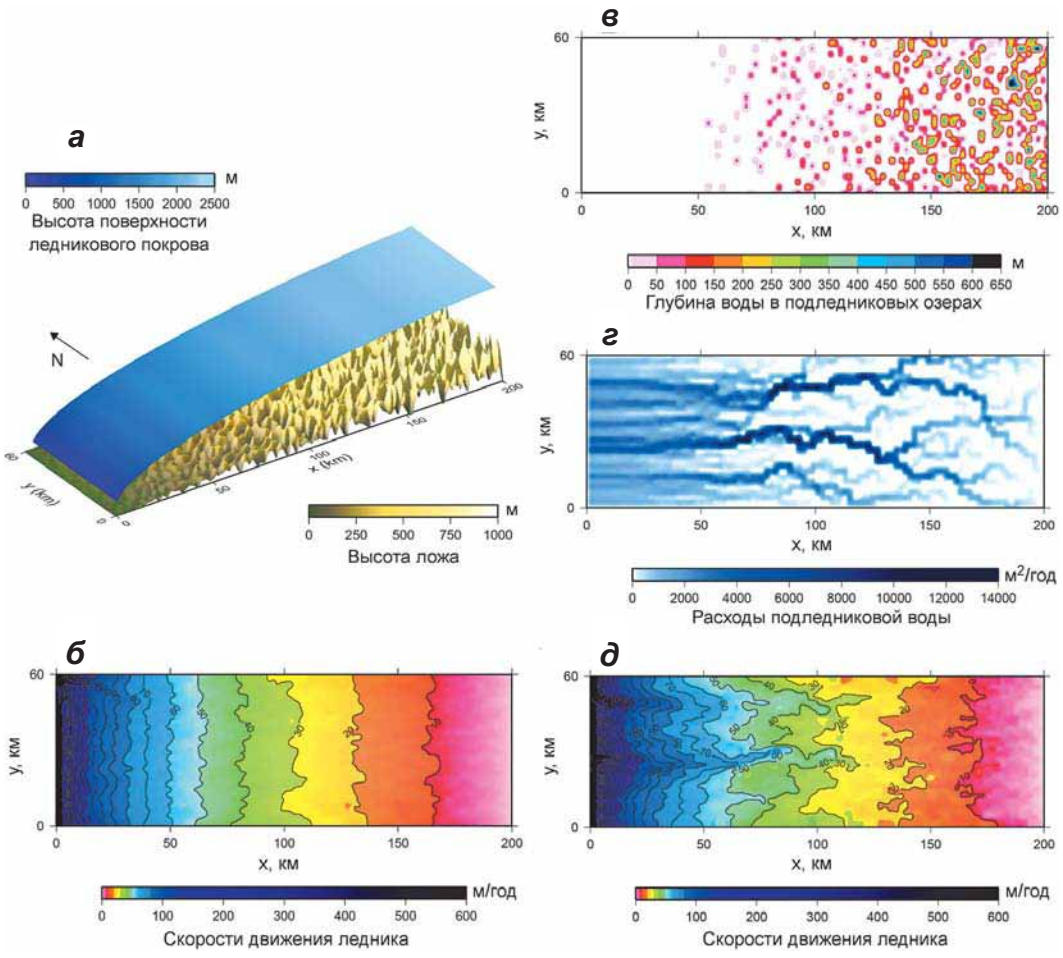
В результате моделирования возникло 266 подледниковых озер общей площадью 2256 км^2 и объемом 372 км^3, которые заняли 18,8% всей площади ложа. Это заметно больше, чем оцененная доля известных озер в Антарктиде. Возможно, это связано с выбранной моделью топографии ложа, которая скорее характеризует только ее гористые части. Но, как и в реальных условиях, большинство озер приурочено к ледораздельным областям, где малы градиенты поверхности и соответственно мал гидравлический потенциал, который, в частности, определяет наклон зеркала подледниковых озер. Самые крупные озера достигали площади 100 км^2 с глубинами до 636 м.

Общий объем донного таяния за год равнялся 0,286 км^3/год. На рис. 4.67, *г* показано распределение сбалансированного потока воды, образующего древовидную систему с максимальными расходами до 19 794 м^3/(м·год). Все талые воды, образующиеся в верховьях, перетекают в этой части по системе озер в направлении к краю ледника.

Модель показала, что основное влияние на скорость движения ледникового покрова оказывают не озера, а зоны усиленного стока вод. Над ними возникают ледяные потоки шириной до 4 км со скоростями движения на 50% выше, чем в прилегающих частях. Ледяные струи своими верховьями проникают в приледораздельные области, где двигаются на 25% быстрее, чем окружающий лед. На краю покрова скорости ледяных потоков достигают 595 м/год. Рис. 4.67, *д* наглядно демонстрирует, как распределяются скорости движения ледникового покрова на его поверхности под влиянием подледниковых озер и потоков воды на ложе. Для сравнения рис. 4.67, *б* показывает, насколько иначе выглядело бы движение покрова без учета влияния воды, где небольшие возмущения поля скоростей связаны только с неровностями ложа.

Таким образом, динамическое развитие подледниковых озер и самоорганизация подледниковых дренажных систем в предлагаемой модели, которые регулируют условия трения на ложе, достаточно реалистично воссоздают картину глубокого взаимодействия воды и ледниковых покровов.

Анализ общей динамики ледяных потоков Антарктиды, выполненный на основе несколько иной модели (Robel et al., 2013), где учитывается взаимодействие гидрологии ложа и движения ледника, включающей механику подледниковых отложений и дренирование ложа, показал следующее. От геотермического потока тепла и температуры на поверхности ледника зависит баланс вертикального потока тепла, и они определяют, какой из двух режимов движения ледяного потока будет реализовываться. Режим стационарного струйного движения регулируется выделением тепла при трении на ложе и системой стока подледниковых вод. Осциллирующий прерывистый режим (с периодами от сотен до тысяч лет), судя по модели, определяется, в первую очередь, замерзанием вод на ложе из-за динамического утонения потока при его стагнации, что сопровождается усилением теплопроводности.



▲ **Рис. 4.67.** Результаты моделирования подледниковых гидрологических систем и их взаимодействия с ледниковым покровом: *а*) модельный участок ледникового покрова и его ложа (толщина льда, высоты поверхности и ложа показаны цветными шкалами, м); *б*) скорости течения ледникового покрова, м/год, если не учитывать воду на ложе; *в*) распределение подледниковых озер разной глубины (показана цветной шкалой, м); *г*) расходы подледниковой воды на погонный метр ширины (цветная шкала, $м^3/(м\ год)$); *д*) скорости течения ледникового покрова, м/год, с учетом влияния подледниковых озер и потоков воды на ложе (Goeller et al., 2013)

Обратный процесс с усилением генерации воды может происходить и при активизации ледяного потока. В целом низкие температуры на поверхности и малый геотермический поток способствуют прерывистому режиму, обратные условия благоприятствуют стационарному режиму (Robel et al., 2013).

4.8.2. Модель подледниковых каналов и колебания скоростей ледников Гренландии

Полевые и дистанционные исследования показали (Zwally et al., 2002; Joughin et al., 2008; Shepherd et al., 2009; Bartholomew et al., 2010), что поверхностная скорость краевых частей Гренландии изменяется циклически, с пиком в период летнего таяния. Рост летних скоростей связан с усилением скольжения по ложу из-за притока талой воды с поверхности, в том числе при эпизодических опорожнениях наледниковых озер (Box, Ski, 2007; Das et al., 2008).

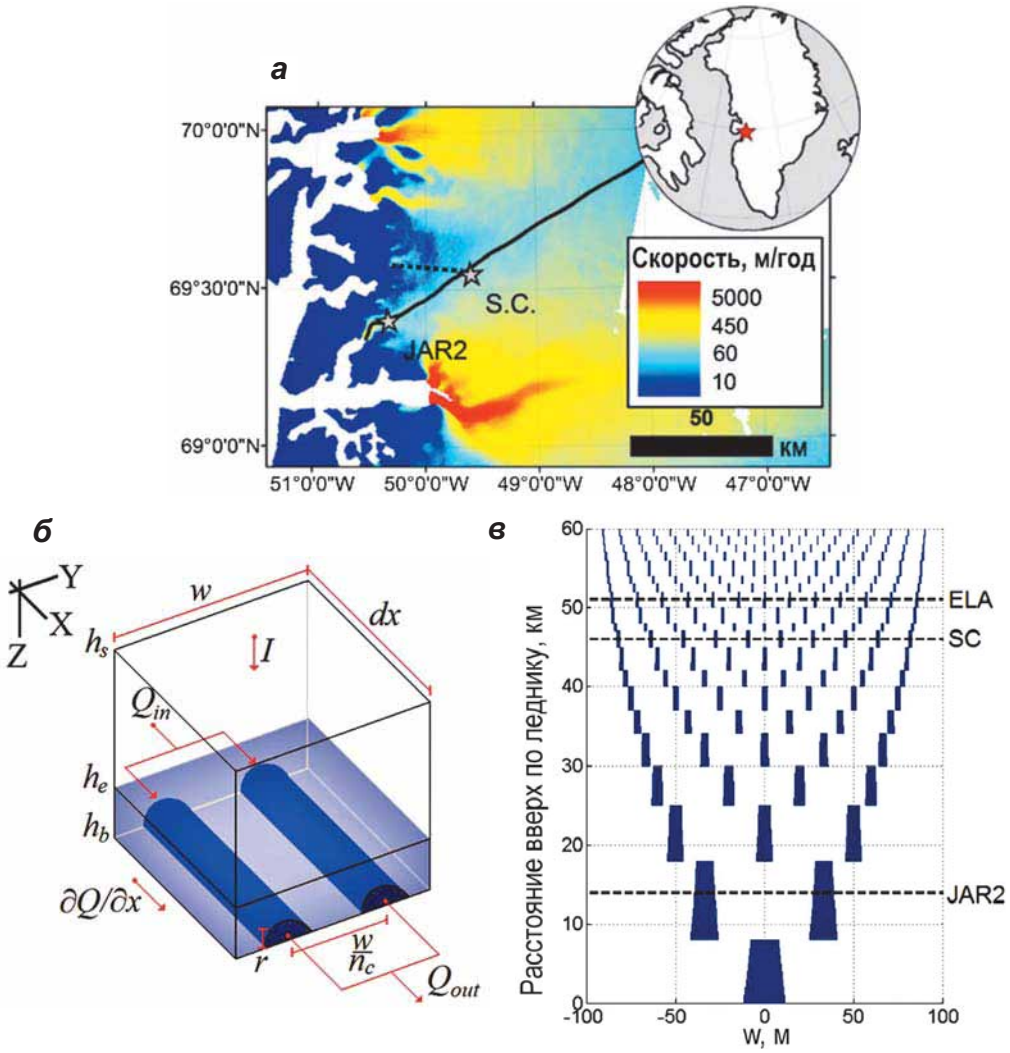
Теоретические исследования (Schoof, 2010) и полевые наблюдения (Sundal et al., 2011) показывают, что когда приток талых вод растет, система дренажа может стать более эффективной и в результате скорости скольжения на ложе падают. Наблюдения на гренландском выводном леднике Леверетт показали (Cowton et al., 2013), что канализированная подледниковая система может достаточно быстро развиваться в начале лета. Судя по изменениям скорости добегания воды из ледниковых колодцев к краю ледника, такая система сформировалась в нижних 14 км за четыре недели от начала таяния, т.е. за период, когда суммарный расход воды достиг всего 5% от всего стока за лето.

Общий запас воды (приток минус сток) определяет уровень вод в леднике и скорость его скольжения. Скачки в скорости скольжения объясняются не самими большими расходами воды, а изменениями ее поступления, т.е. они происходят в моменты, когда система стока еще не адаптировалась к этим изменениям. Так, в начале сезона таяния приток талых вод с поверхности превышает пропускную способность подледниковой системы, давление в подледниковых полостях и каналах растет, и скольжение по ложу усиливается (Fountain, Walder, 1998; Bartholomaus et al., 2008).

Для исследования гидрологического цикла ледника Сермек Аваннарлек на западе Гренландии (рис. 4.68, *а*) и вычисления гидравлического напора вдоль линии тока в работах (Colgan et al., 2011, 2012) построена гидрологическая модель, схематически показанная на рис. 4.68, *б*, *в*.

В этой схеме возможна бесконечная комбинация расстояний и радиусов, при которых формируется один и тот же расход, но нет такого надежного параметра, который был бы подтвержден полевыми наблюдениями. Поэтому максимальный и минимальный радиусы каналов модели не отражают реальные пределы. Они просто соответствуют тем ограничениям, которые вместе с модельными расстояниями между каналами позволяют получить приемлемую проницаемость для системы каналов, с хорошей связностью внутри- и подледниковых частей. Предположение о гидравлическом равновесии между ними годится для описания сезонных закономерностей. В модели гидравлический напор эквивалентен локальной высоте уровня вод в леднике h_e. Форма каналов на границе лед–ложе изменяется со временем и контролирует горизонтальный расход воды Q (см. рис. 4.68, *б*).

Таким образом, h_e варьирует во времени и пространстве из-за изменчивого притока и оттока воды в каналах, а также динамических изменений запаса воды в них.



▲ **Рис. 4.68.** Расчетная линия тока на леднике Сермек Аваннарлек, проходящая через станции JAR2 и Swiss (обозначены звездочками) (*а*); пунктирная линия показывает кратчайший путь от станции Swiss Camp до края ледникового покрова; схематическая модель гидравлического напора h_e (уровня вод) в разветвленной сети каналов при поступлении Q_{in} со скоростью *I*, стоке Q_{out} и расходе *Q* воды в подледниковых каналах радиусом *r*, расположенных на ложе на высоте h_b на расстоянии *w* друг от друга (*б*); схема древовидной гидрологической сети (*в*): количество каналов и максимальный диаметр канала (с 5-кратным увеличением) в зависимости от гидрологической длины *a* вдоль линии тока, когда *a* = 20 км. Горизонтальные пунктирные линии обозначают положение станций JAR2 и Swiss Camp и положение границы питания (Colgan et al., 2011)

Поскольку в модели есть только один горизонтальный слой, ее можно рассматривать как упрощение более сложной системы, которая параметризует наледниковую, внутриледниковую, подледниковую и подземные гидрологические компоненты (Flowers, Clarke, 2002; Kessler, Anderson, 2004). Скорость изменения гидравлического напора в каждом узле вдоль линии тока можно вычислить из четырех составляющих: 1) внешний приток талой воды *i* (поверхностная и базальная абляция на

единицу площади), умноженный на поперечную ширину w; 2) внутренняя генерация талой воды из-за таяния внутри каналов, m/ρ_w; 3) горизонтальная дивергенция расхода $\partial Q/\partial x$ и 4) изменения объема запаса воды (на единицу длины вдоль линии тока) через соотношение

$$\phi\, w\, (\partial h_e/\partial t) = iw + m/\rho_w - \partial Q - \partial S_c/\partial t, \tag{4.9}$$

где ϕ – объемная пустотность льда в ячейке. При $w = 1$ уравнение (4.9) описывает течение через единицу ширины.

Предполагая, что лед ведет себя скорее как трещиноватые породы с водоносным горизонтом, а не пористая рыхлая среда, в модели использовали объемную пустотность (макропористость) льда ϕ, чтобы представить ту долю объема, которая занята водосодежашими элементами, полностью соединенными от поверхности до ложа (трещины, каналы, ледниковые колодцы и пр.). Геометрия этих дискретных элементов остается неопределенной. По измерениям в альпийских ледниках ϕ лежит в диапазоне от 0,004 до 0,013 (Fountain, Walder, 1998).

В модели использовали постоянные в пространстве и времени объемные пористости ϕ, равные 0,01; 0,005 и 0,015. Общий объем воды S, запасенный на единицу длины вдоль линии тока в каждом узле равен сумме двух составляющих: $S = S_e + S_c$, где S_e и S_c – внутриледниковый и подледниковый запас воды на единицу длины, $S_e = \phi\, w\, H_e$, $He = h_e - h_b$. Запас воды в полуцилиндрических каналах на единицу длины описывается как $S_c = (\pi r^2/2)\ (n_c\, w)$, где r – радиус канала, n_c – количество каналов на единицу ширины.

Приток поверхностных вод в области аккумуляции оценен из соотношения (Pfeffer et al., 1991): $F = 1 - F_r(c_s/||a_s|)$, где F_r – доля годовой поверхностной абляции, задерживающаяся в фирне. Для модельных оценок взяли $F_r = 0{,}3$–$0{,}7$. Поверхностную абляцию на основе наблюдений (Fausto et al., 2009) оценили из соотношения $a_s = \gamma\ (h_s - h_s^{ela}) - a_s^{ela}$, где $\gamma = \Delta a_s/\Delta h_s = 0{,}00372$ – градиент абляции, h_s – высота поверхности ледника, h_s^{ela} – высота границы питания (1125 м), a_s^{ela} – годовая поверхностная абляция на высоте границы питания (0,4 м).

Изменение абляции в период таяния описывается соотношением (Pimentel, Flowers, 2010): $a_s = (a_s/2\pi D)\ (\sin([\pi/D\ (j - j_o))$, где j – день года, j_0 – день начала таяния оценен как $j_o = 0{,}0183 h_s + 114$, D – продолжительность сезона таяния оценена как $j_c = -0{,}0183 h_s + 248$. Скорость таяния на ложе a_b вычисляется как

$$a_b = (Q_d + Q_f + Q_g)/(\rho_i L), \tag{4.10}$$

где Q_d и Q_f – поступление тепла из-за диссипативного разогрева и трения, Q_g – геотермический поток тепла (57 Вт/м^2), ρ_i – плотность льда (917 кг/м^3), L – скрытая теплота плавления (333,55 кДж/кг). При этом предполагается, что деформационный разогрев сосредоточен на границе лед–ложе, а внутренне продуцируемая вода поступает к ложу мгновенно. Нагрев вследствие деформации и трения вычисляется как

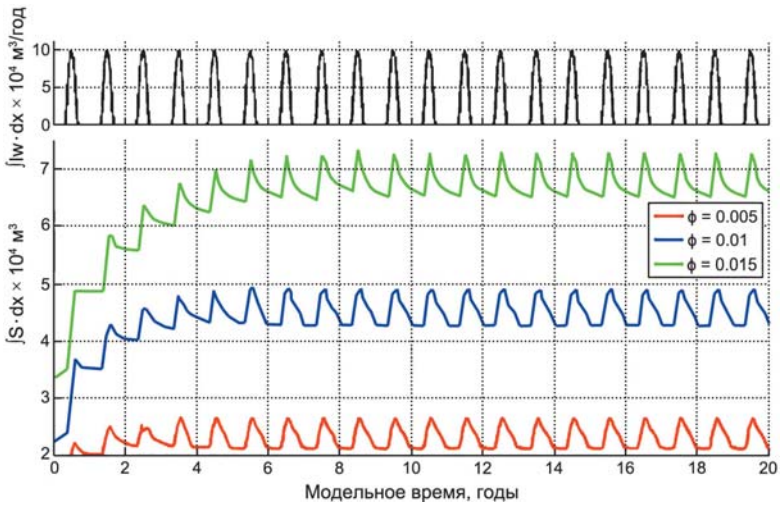
$$Q_d + Q_f = \tau_b\ (u_{av} + u_b), \tag{4.11}$$

где τ_b – напряжение сдвига на ложе, u_b – осредненная по глубине скорость деформации льда, u_b – скорость скольжения.

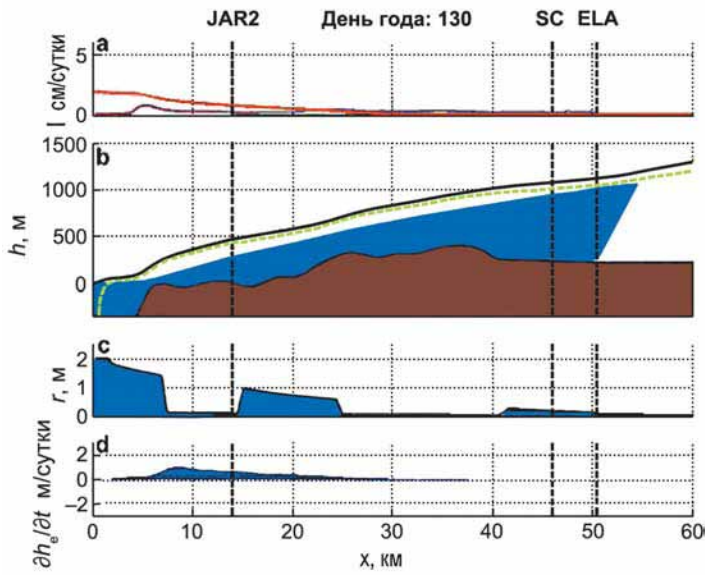
Расход воды в канале зависит от градиента локального гидравлического напора $\partial h_e/\partial x$:

$$Q = -(\pi r^2/2)\ [8 g D_h/f\, |\partial h_e/\partial x|]^{0.5} (n_c w)\ \text{sign}\ (\partial h_e/\partial x), \tag{4.12}$$

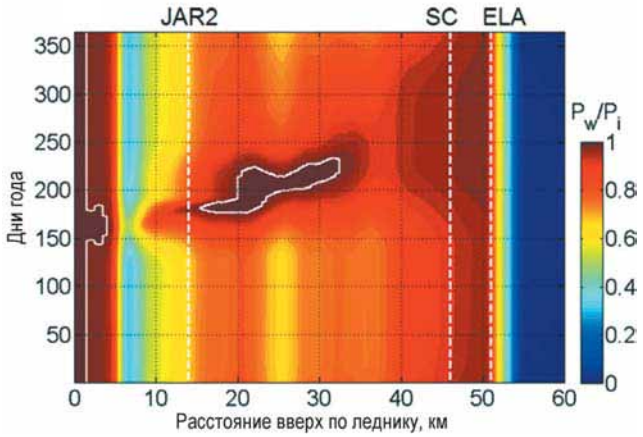
а


∫|w·dx × 10⁴ м³/год
∫S·dx × 10⁴ м³
ϕ = 0.005
ϕ = 0.01
ϕ = 0.015
Модельное время, годы

б


JAR2
День года: 130
SC ELA
a
I см/сутки
b
h, м
c
r, м
d
∂h_e/∂t м/сутки
x, км

в


JAR2
SC ELA
Дни года
P_w/P_i
Расстояние вверх по леднику, км

◀ **Рис. 4.69.** Слева – внешнее поступление воды $\int Iwdx \cdot 10^4$ м^3/год и общий модельный запас воды вдоль линии тока $\int Sdx \cdot 10^4$ м^3 при разной объемной пористости льда ρ; справа – гидрологическая модель нижних 60 км ледника Сермек Аваннарлек: *а*) поступление талых вод *i* с поверхности $a_s F$ и на ложе a_b, см/день (красная и фиолетовая линии); *б*) высота поверхности h_s и ложа h_b и гидравлический напор h_e; пунктирной зеленой линией показан гидравлический напор при условии всплывания; *в*) радиус каналов *r*; *г*) скорость изменения гидравлического напора $\partial h_e = ht$; *д*) модельная характеристика эффективного давления P_w/P_i; белым контуром выделены области, где достигнуты условия всплывания. Показано положение станций JAR2 и SwissCamp и границы питания ELA (Colgan et al., 2011)

где D_h – эффективный гидравлический диаметр, f – коэффициент трения. Значение $f = 0{,}05$ взято для случая турбулентного течения в канале с шероховатостью стенок около 0,02 от его диаметра (Moody, 1944). Количество каналов на единицу ширины n_c задается экспоненциальной функцией:

$$n_c = n_c^{ter} \exp(x/\alpha), \tag{4.13}$$

где n_c^{ter} – количество каналов на ширину края ледника (принято равным 0,005 или 200 м между каналами), α – масштаб длины гидрологической сети ледника (характеризует уменьшение расстояния между каналами вверх по течению).

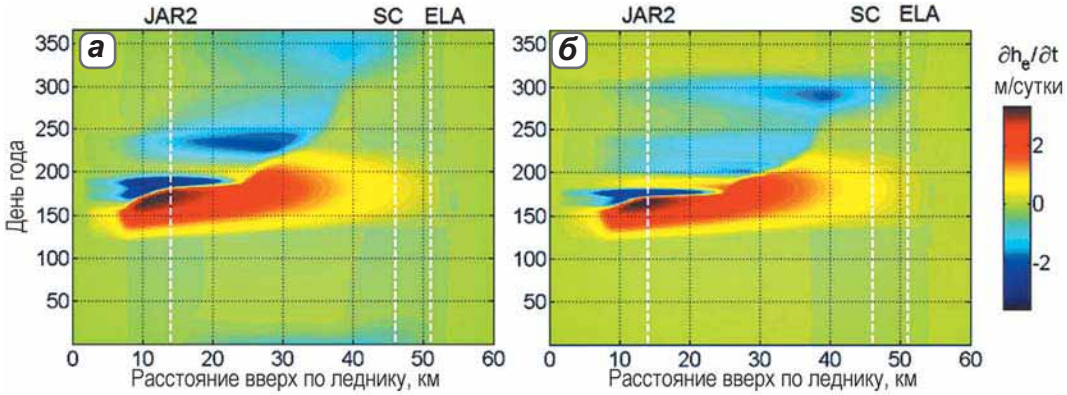
Максимальный радиус канала r_{max} тоже убывает по экспоненте с удалением от края ледника:

$$r_{max} = r_{max}^{ter} \exp(-x/\alpha), \tag{4.14}$$

где r_{max}^{ter} – максимально допустимый радиус (принят равным 2 м).

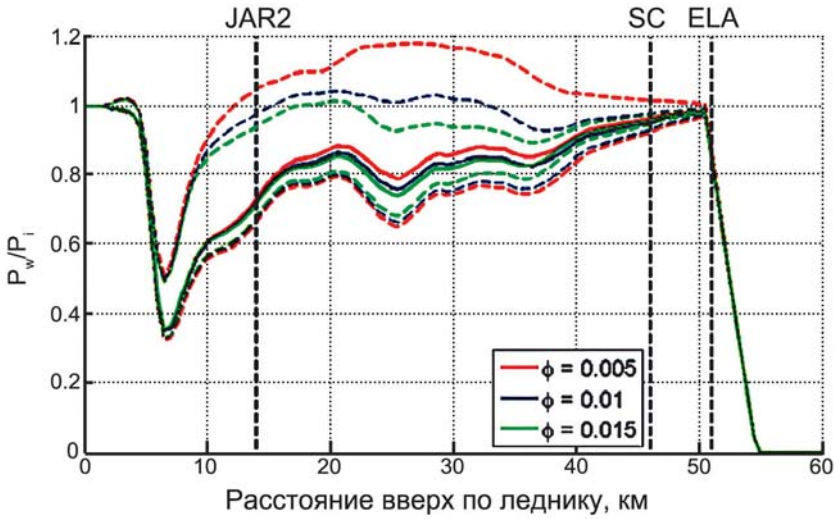
Результаты моделирования годового цикла гидравлического напора вдоль линии тока ледника Сермек Аваннарлек приведены на рис. 4.69.

Выше границы питания температура льда у ложа опускается ниже точки плавления, и внутриледниковая гидрологическая система, вероятно, состоит из подвешенного водоносного горизонта, подстилаемого холодным льдом. Язык ледника в нижней 2-км части остается круглогодично в условиях $P_w/P_i = 1$. В области абляции гидравлический напор изменяется в течение года и на короткое время между 16 и 33 км достигает условий всплывания (рис. 4.70).



▲ **Рис. 4.70.** Изменения гидравлического напора в течение года при коэффициенте трения в каналах $f = 0{,}05$ (*а*) и 0,01 (*б*). Показано положение станций JAR2, Swiss Camp и границы питания ELA (Colgan et al., 2011)

Вдоль всей линии тока гидравлический напор увеличивается до 3,6 м/день в начале сезона таяния и уменьшается в конце сезона таяния до 1,2 м/день. В целом прирост общего объема вод идет интенсивнее, чем их убыль. Амплитуды годового цикла убывают вверх по леднику, достигая нуля у границы питания. Средняя годовая характеристика эффективного давления P_w/P_i вдоль линии тока зависит от объемной пористости льда ϕ (рис. 4.71).

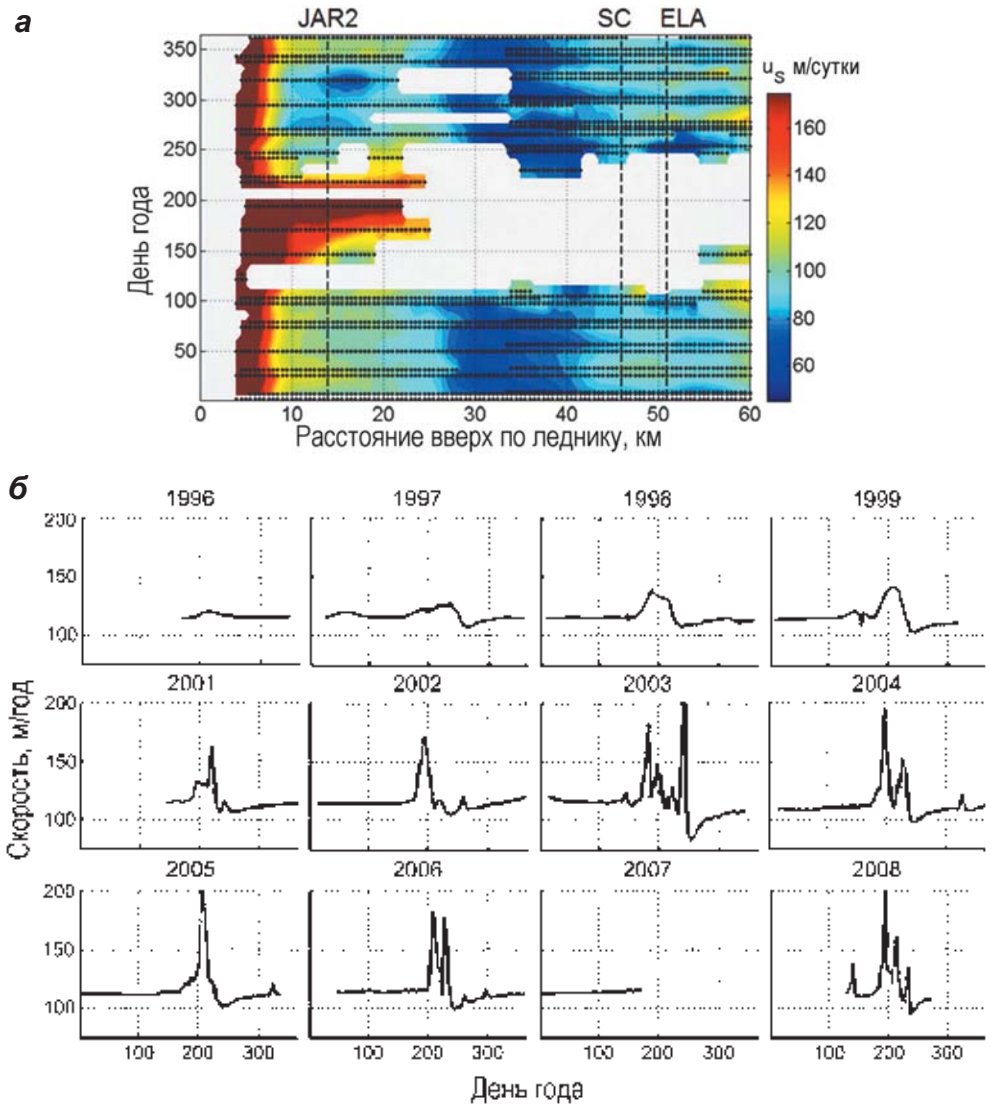


▲ **Рис. 4.71.** Изменение условий всплывания P_w/P вдоль линии тока ледника в зависимости от объемной пористости льда ϕ = 0,005; 0,01 и 0,015. Штриховыми линиями показаны максимальные и минимальные пределы в течение года. Показано положение станций JAR2, Swiss Camp и границы питания ELA (Colgan et al., 2011)

Под большей частью ледника подледниковые емкости с водой замыкаются (т.е. сокращаются до минимального радиуса) в зимнее время и открываются до максимального радиуса летом. Но на некоторых участках система остается открытой круглогодично. Рассчитанное среднее время задержки воды в леднике составляет около 2,2 года. Иными словами, заметные запасы воды сохраняются в леднике весь год. Вычисленное время удержания вод может характеризовать типичные скорости адаптации ледниковой гидрологической системы к внешним воздействиям – притоку поверхностных вод.

Прямые измерения скоростей движения ледника, выполненные многократно с помощью спутниковой интерферометрии в 2005–2006 гг. и GPS в 1996–2008 гг. (рис. 4.72, *а*), показали, что летнее ускорение ледника в целом соответствует периоду, когда растет гидравлический напор в условиях стесненного подледникового стока. Осеннее замедление движения ледника отвечает периоду спада гидравлического напора в разработанной подледниковой системе стока.

Дополнительные исследования и моделирование показали (Calgon et al., 2012), что сезонное ускорение движения ледника на станции Swiss Camp не связано с возмущениями поля скоростей у фронта ледника, которые возникают при откола айсбергов и медленно распространяются вверх по линии тока. Напротив, было подтверждено, что годовые колебания скорости ледника обязаны локальным изменениям в подледниковой гидрологической системе.



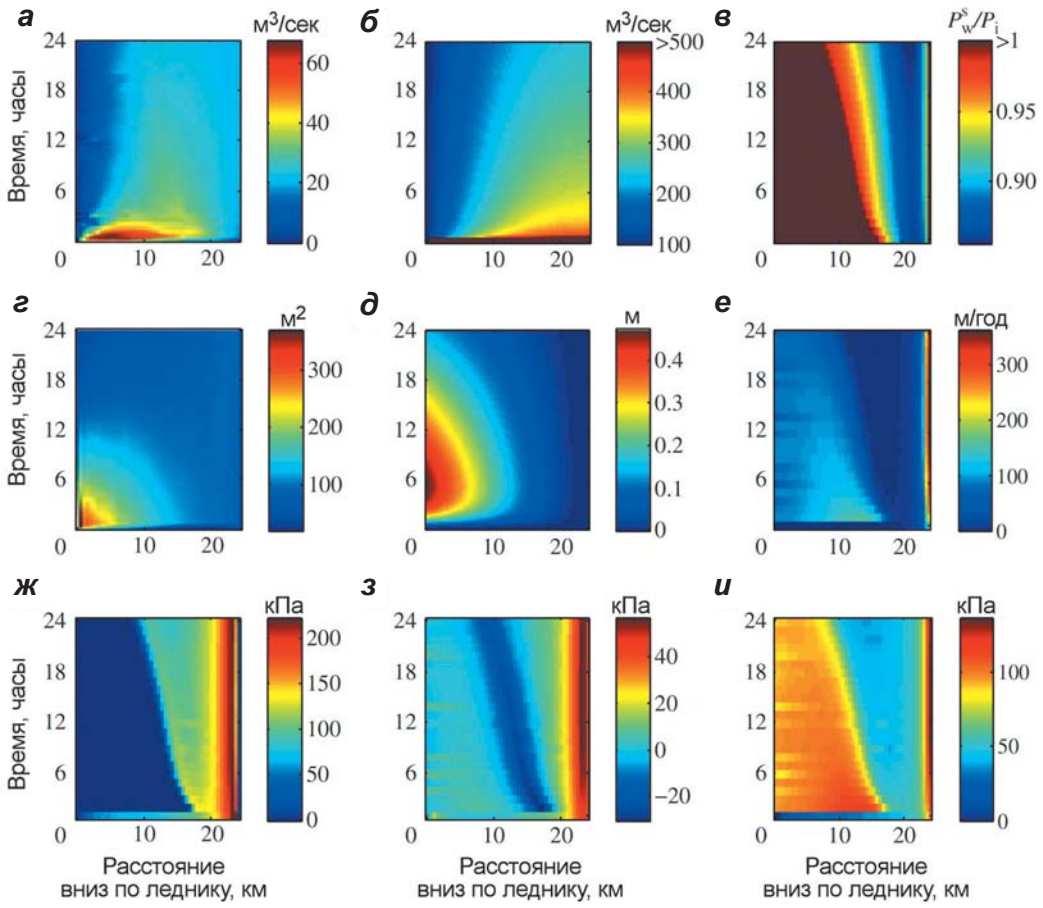
▲ **Рис. 4.72.** Поверхностные скорости движения (м/год) нижних 60 км ледника Сермек Аваннарлек в течение года (*а*); пунктирными линиями отмечены конкретные даты измерения скоростей по данным inSAR, показано также положение станций JAR2, Swiss Camp и границы питания ELA. Скорость движения ледника в районе станции Swiss Camp в 1996–2008 гг. (*б*) (Colgan et al., 2011)

Влияние подледниковой гидрологии на динамику ледников было также исследовано в работе (Pimentel, Flowers, 2011). Для этого использовалась динамическая модель ледника высокого порядка вдоль трубки тока, учитывающая взаимодействие ледника с гидрологической системой, чтобы оценить его реакцию на поступление вод с поверхности и подледниковые паводки. Подледниковая система стока включала «быстрые» и «медленные» элементы. При высоких давлениях воды модель учитывала упругий изгиб толщи ледника. Уравнения трения на ложе отражали условия

возникновения быстрого скольжения под действием воды. С помощью модели удалось воспроизвести: суточные и сезонные изменения динамики горного ледника, включая «весенние» события; ускорение вертикальных и горизонтальных скоростей на леднике покровного типа под воздействием притока летних талых вод; короткопериодные возмущения давления воды на ложе и скоростей покровного ледника как реакцию на прорыв озера с поверхности в толщу ледника.

Пример результатов моделирования такой реакции в течение 24 ч после прорыва озера с расходами 100 м^3/с показан на рис. 4.73.

Результаты моделирования также свидетельствуют в пользу того, что под краевыми частями Гренландского покрова может формироваться канализированная система стока, которая уменьшает динамическое воздействие подледниковых паводков при спусках наледниковых водоемов.



▲ **Рис. 4.73.** Графики изменений основных показателей динамики покровного ледника при порыве наледникового озера (в координатах расстояние–время): *а*) пластовый расход воды, м^3/с; *б*) расход воды в каналах, м^3/с; *в*) относительное давление воды под ледником; *г*) поперечное сечение каналов, м^2; д) вертикальное поднятие, м; *е*) скорость на ложе, м/год; *ж*) напряжение сдвига на ложе, кПа; *з*) осредненное по вертикали продольное напряжение, кПа; *и*) осредненное по вертикали латеральное напряжение сдвига, кПа (Pimentel, Flowers, 2011)

4.8.3. Гидрологическая модель с эквивалентным пористым слоем и режимы движения горного ледника

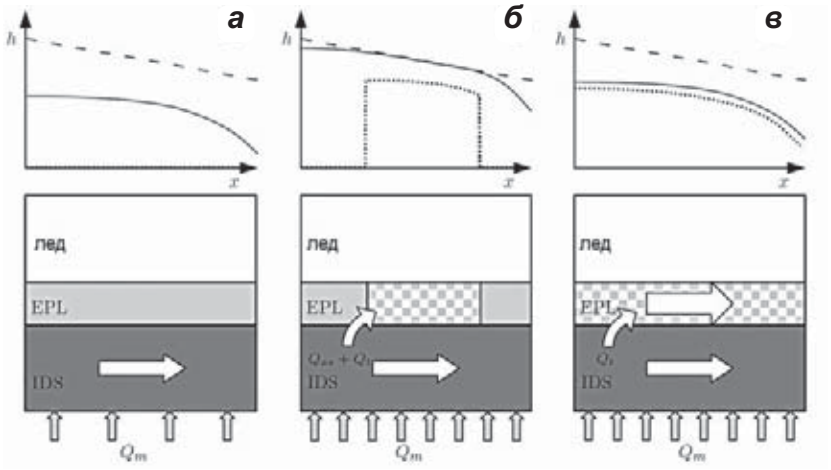
Поскольку течение воды под ледниками связано с гидрологическими системами разной эффективности, изменяющимися в течение года и в разной степени развитыми на ледниковом ложе, существует задача их оптимального моделирования, чтобы адекватно воспроизвести особенности их влияния на движение ледников. В частности, нужна гидрологическая модель, описывающая изменения давления подледниковых вод для оценки его влияния на скорости скольжения ледников.

С этой целью в работе (de Fleurian et al., 2013) для моделирования напора вод в неэффективной и эффективной гидрологических системах использовали метод эквивалентных пористых слоев. В модели эти системы были представлены как эквивалентные им слои рыхлых отложений (IDS и EPL), где эффективный компонент (EPL) активировался по определенной схеме, когда давление воды достигало давления вышележащего льда (рис. 4.74).

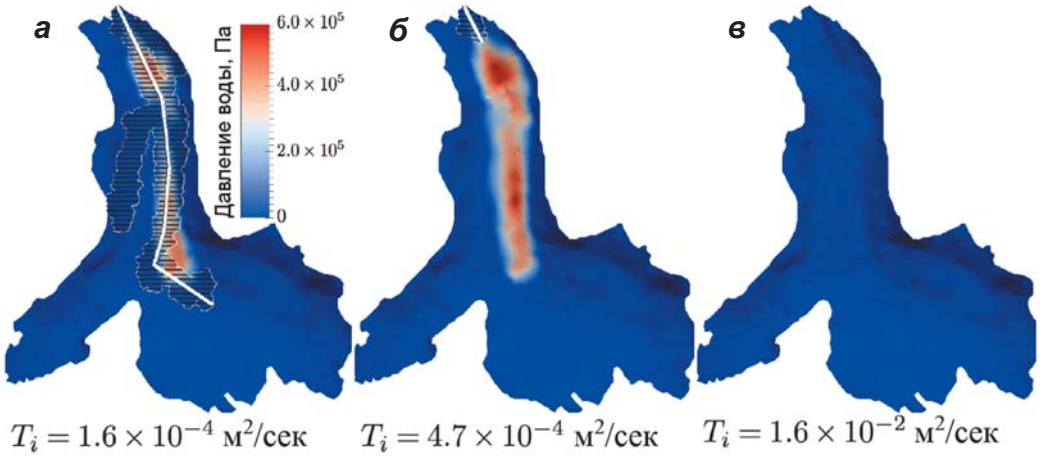
При этом подходе моделируется не положение и функционирование отдельных каналов на ложе ледника, а устанавливаются те его места, где вероятнее всего сформируется эффективная система стока. Этот метод выгоден тем, что он не требует точных карт ложа, а использование уравнения диффузии упрощает и ускоряет расчет распределения напора воды. Кроме того, по этой же причине его можно использовать и для покровных ледников.

В модели предполагается, что движение воды описывается уравнением Дарси и соблюдается условие сохранения массы, т.е. ледник снизу водонепроницаем. Эффективный слой обладает высокой проницаемостью (T) и малой удельной водоемкостью (S), а в неэффективном слое соотношение обратное.

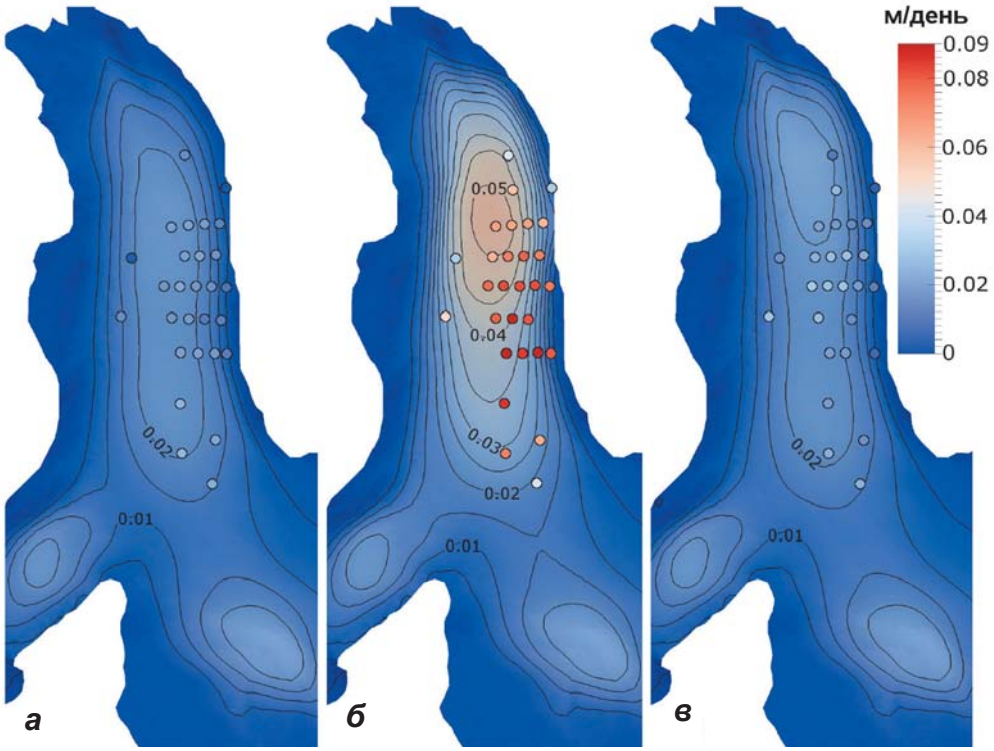
Эта модель была настроена и проверена серией экспериментов с использованием гидрологических данных и наблюдений за течением льда, полученных на леднике



▲ **Рис. 4.74.** Гидрологическая модель с эквивалентными пористыми слоями. В верхнем ряду показаны давления воды: в неэффективной дренажной системе (IDS) (сплошная линия), в слое EPL (точечная линия) и давление, при котором ледник начинает всплывать (прерывистая линия). В нижнем ряду показаны: пути течения воды, когда слой EPL не активен (*а*), когда слой EPL активен в переходном состоянии (*б*), когда слой EPL активен и эффективен (*в*). Q_t – перетекание воды между двумя слоями (de Fleurian et al., 2013)



▲ **Рис. 4.75.** Карты напора вод в слое IDS (цветная шкала, м) и формирования области со слоем EPL (показана штриховкой, ее ось выделена белой линией) под ледником д'Аролла в конце зимнего сезона в зависимости от водопроницаемости (T_i) слоя IDS (слева направо T_i: *а*) $1{,}6 \cdot 10^{-4}$, *б*) $4{,}7 \cdot 10^{-4}$ и *в*) $1{,}6 \cdot 10^{-2}$, м/с) (de Fleurian et al., 2013)



▲ **Рис. 4.76.** Модельные поля поверхностных скоростей движения ледника д'Аролла. *а*) до весеннего события (дни 182–185), *б*) во время события (дни 186–188), *в*) после него (дни 188–190). Цветная шкала скоростей дана в м/день, изолинии через 0,005 м/день. Кружками в той же цветной шкале показаны прямые измерения скорости на леднике весной 1998 г. (de Fleurian et al., 2013)

д'Аролла в Швейцарских Альпах. В частности, на рис. 4.75 показано, как с изменением водопроницаемости в слое IDS можно настроить размеры и протяженность области формирования эффективного слоя EPL. Подобным образом были подобраны малоизвестные параметры модели, такие как водопроводимость в обоих слоях и показатель утечек из одной системы в другую.

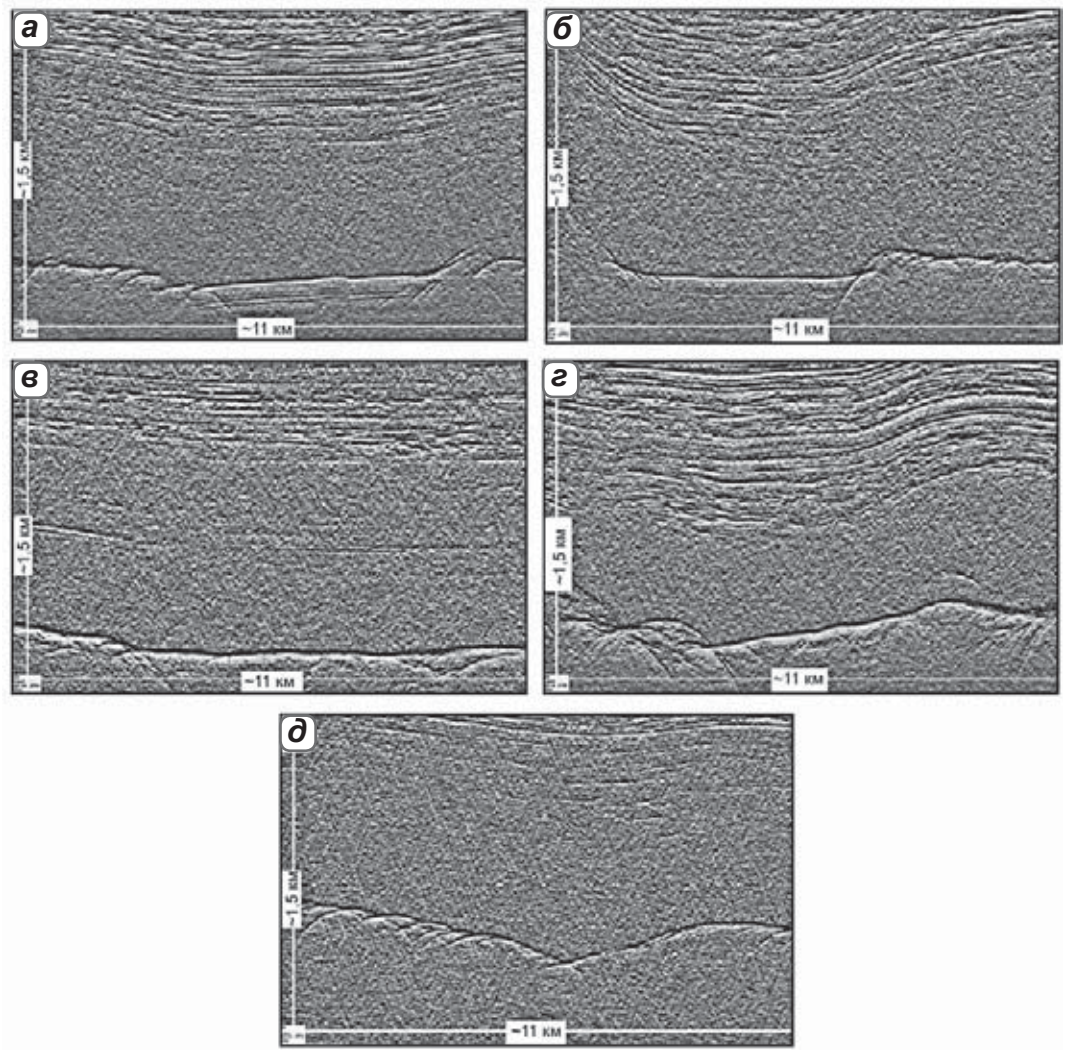
Во второй серии экспериментов исследовалось поведение дренажной системы в весенний период. При этом оценивали чувствительность модели к вариациям указанных выше параметров. В третьей серии экспериментов сопоставлялись результаты оценок скоростей движения ледника, рассчитанных по модели течения ледника, учитывающей изменения давления воды на ложе, со скоростями, измеренными непосредственно на леднике. Гидрологическая и гляциологическая модели были связаны друг с другом через уравнение взаимозависимости скорости скольжения, эффективного давления и напряжения сдвига на ложе. Несмотря на ряд допущений, модель достаточно реалистично воспроизвела временные и пространственные закономерности эволюции дренажной системы, размах и продолжительность колебаний скорости ледника в весенний период (рис. 4.76).

4.9. Подледниковые озера в Антарктиде

4.9.1. Идентификация, инвентаризация и классификация

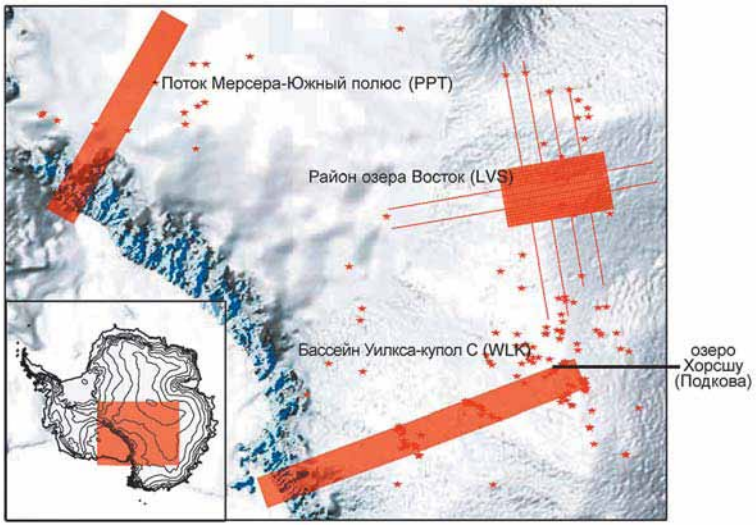
В разделе 2.9 было показано, что характер и интенсивность радиолокационных отражений от нижней границы ледников существенно зависят от шероховатости ложа, что позволяет надежно идентифицировать подледниковые озера в Антарктиде. Важными индикаторами присутствия озер служат: 1) плоская отражающая граница с малыми уклонами и 2) интенсивные зеркальные отражения от этой границы, которые на 10–20 дБ сильнее, чем отражения от коренного ложа на соседних участках (Siegert et al., 1996). Кроме того, плоская, с малыми уклонами, поверхность самого ледникового покрова над подледниковыми озерами служит дополнительным признаком для их идентификации по данным космических съемок. На наличие крупных подледниковых озер указывает также выполаживание над ними внутренних отражающих слоев и их «погружение» в озеро из-за таяния и скольжения на границе раздела лед–вода (Studinger et al., 2004).

По характеру радарных отражений подледниковые озера в Антарктиде были разделены на четыре категории (Carter et al., 2007): 1) надежно различимые озера (definite lakes), 2) трудно различимые озера (dim lakes), 3) малоконтрастные озера (fuzzy lakes), 4) неотчетливые озера (indistinct lakes). К категории (1) относятся озера, для которых характерны зеркальные (абсолютно яркие) отражения выше –10 дБ, интенсивность которых по крайней мере на 2 дБ больше, чем от прилегающих участков ложа. К категории (2) относятся озера с зеркальными, но не абсолютно яркими отражениями. К категории (3) – озера с относительно и абсолютно яркими, но не зеркальными отражениями, что может указывать на насыщенные водой подледниковые отложения или болота ('swamps'). К категории (4) относятся озера с зеркальными отражениями, но не более яркими, чем их окружение. Примеры отражений указанных категорий приведены на рис. 4.77.



▲ **Рис. 4.77.** Примеры радарных записей, иллюстрирующие классификацию подледниковых озер Антарктиды по характеру и интенсивности радарных отражений: *а*) озеро 103 в бассейне Уилкса по каталогу (Siegert et al., 2005) как пример озера категории (1); *б*) озеро категории (2) в том же бассейне похоже на озеро категории (1), но коэффициент отражения приблизительно на 10 дБ меньше расчетного значения; *в, г*) два озера категории (3) в окрестности подледникового желоба Адвенчер отдаленно напоминают озера категории (1), высокий коэффициент отражения показывает, что на ложе есть вода, но в виде не большого бассейна, а, вероятно, множества небольших водоемов; д) озеро категории (4) к северу от желоба Адвенчер (расположено в центре записи) находится в небольшой выемке между окружающими участками ложа и мало отличается от них (Carter et al., 2007)

Эту классификационную схему использовали для анализа данных радиозондирования трех районов Антарктиды (рис. 4.78): бассейна озера Восток (LVS), ледяного потока Мерсера–Южный полюс (PPT), бассейна Уилкса–купол С (WLK). Радарные измерения в этих районах были выполнены соответственно на площади 330×57,5, 850×100 и 1260×100 км; расстояние между основными профилями зондирования



▶ **Рис. 4.78.** Районы радиозондирования в Антарктиде, где подледниковые озера были классифицированы по характеру и интенсивности радиолокационных отражений: бассейн озера Восток (LVS), ледяной поток Мерсера–Южный полюс (PPT), бассейн Уилкса–купол С (WLK) (Carter et al., 2007)

составляло 7,5, 10 и 5–10 км, расстояние между секущими профилями 11,25−30 км; общая протяженность профилей зондирования составила соответственно 21 000, 14 700 и 19 400 км. Результаты анализа данных без учета озера Восток (Carter et al., 2007) представлены в табл. 4.6.

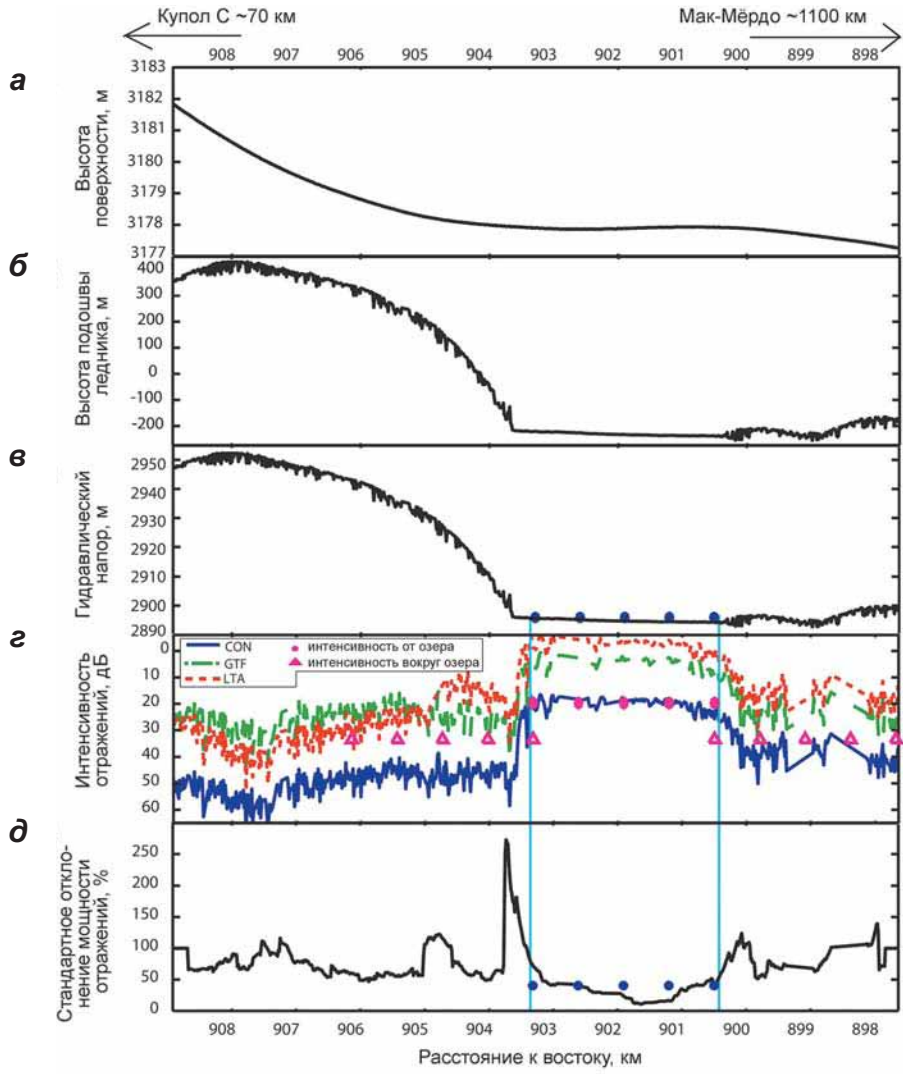
Таблица 4.6

Классификация подледниковых озер в трех районах Антарктиды
(Carter et al., 2007)*

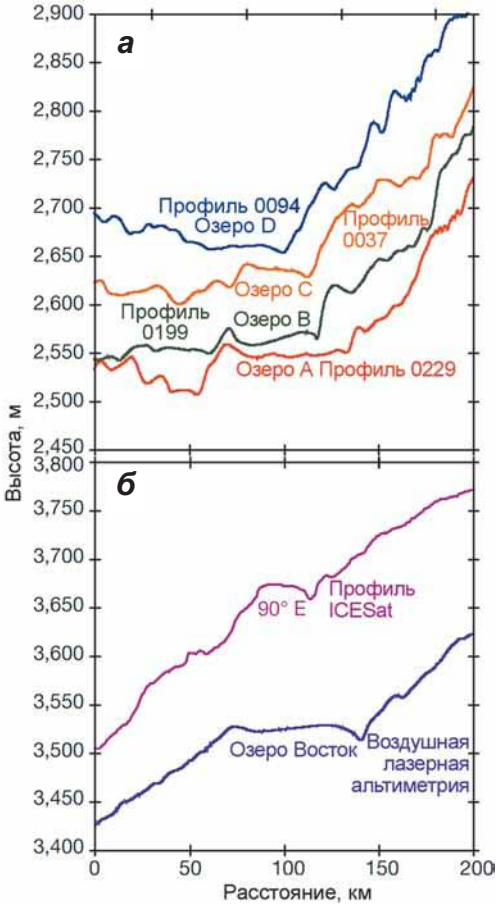
Категория озер	WLK			LVS			PPT			Итого		
	N	L_L, км	L_R, км	*N*	L_L, км	L_R, км	N	L_L, км	L_R, км	*N*	L_L, км	
надежно различимые (1)	17	234		8	30		10	66		35	330	
трудно различимые (2)	25	249		6	28		33	209		64	486	
малоконтрастные (3)	84	379		45	295		25	120		154	794	
неотчетливые (4)	14	56		4	44		10	47		28	147	
Всего	140	918	19400	73	397	21000	96	442	14700	281	1757	55100
L_r/L_L	1/21			1/53			1/33			1/31		
S	126000			51975			85000			262975		
D	5–10			7,5			10					
d	30			11,25–22,5			30					
Lr/ S	1/14			1/190			1/192			1/150		

*N − количество озер, L_L − суммарная радарная длина озер (км) и L_R − общая протяженность профилей зондирования (км), S – площадь съемки (км^2), D – расстояние между основными профилями (км), d – расстояние между узловыми профилями (км). WLK – бассейн Уилкса−купол С, LVS − район озера Восток, PPT − ледяной поток Мерсера−Южный полюс. Положение районов и подледниковых озер в них показано на рис. 4.78.

Из табл. 4.6 следует, что для этих трех районов всего от 4 до 12,5% озер могли быть отнесены к категории (1), т.е. надежно различимых. Правильность такой интерпретации подтверждают данные о высоте поверхности и интенсивности отражений от дна озера Хорсшу (Подкова) (рис. 4.79). Это озеро примыкает к уступу ложа крутизной 60°. Нагрузка льда в районе озера достаточна, чтобы создать гидравлический градиент 0,2% на расстоянии 1 км от уступа. Автоматическое обнаружение озер здесь затруднено, и при диаметре 1 км они могут быть пропущены. Но интенсивный устойчивый сигнал отражения от всей поверхности воды, который на 10 дБ больше, чем от коренного ложа, позволил идентифицировать это озеро (см. рис. 4.79, *г*).

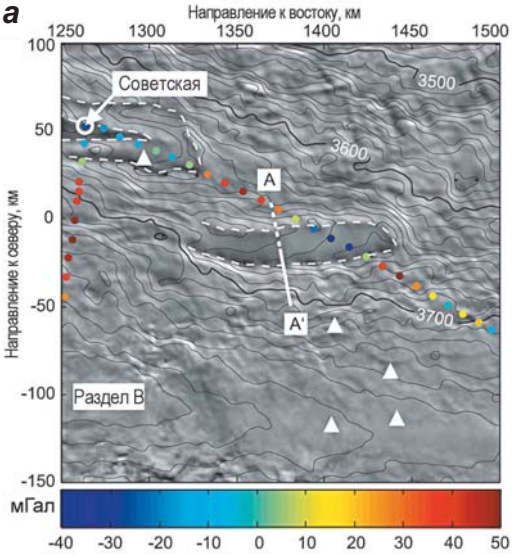


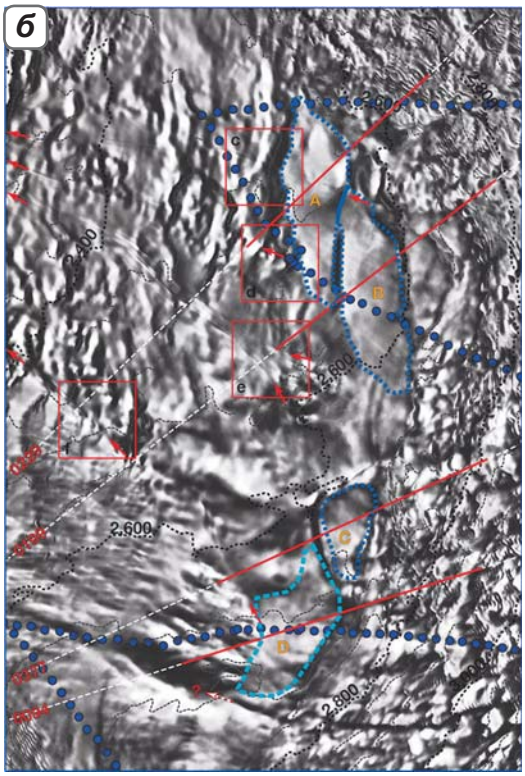
▲ **Рис. 4.79.** Подледниковое озеро Хорсшу (Подкова) (положение озера см. на рис. 4.78): *а*) высота поверхности ледникового покрова; *б*) высота основания льда; *в*) гидравлический напор, м; *г*) интенсивность отражений от поверхности озера (розовые точки) и вокруг озера (розовые треугольники); *д*) локальное стандартное отклонение мощности отражений, % (Carter et al., 2007)



◀ **Рис. 4.80.** Высота поверхности над участками A, B, C и D в верховьях ледяного потока Рекавери (*а*) и подледниковыми озерами Восток и на 90° в.д. (*б*) (Bell et al., 2007)

▼ **Рис. 4.81.** Подледниковые озеро на 90° в.д. в Восточной Антарктиде (*а*) и озера в верховьях ледяного потока Рекавери в Западной Антарктиде (*б*), выявленные по данным космических съемок. На рис. (*а*) треугольники показывают положение других озер в этом районе по данным (Siegert et al., 2005). Сплошная и точечная линии указывают положение радарного профиля, цветные точки – аномалии силы тяжести в мгл по измерениям 1958 г.; на рис. (*б*) показаны четыре подледниковых озера (A, B, C, D) в верховьях ледяного потока Рекавери по данным лазерной альтиметрии со спутника ICESat (Bell et al., 2006, 2007)

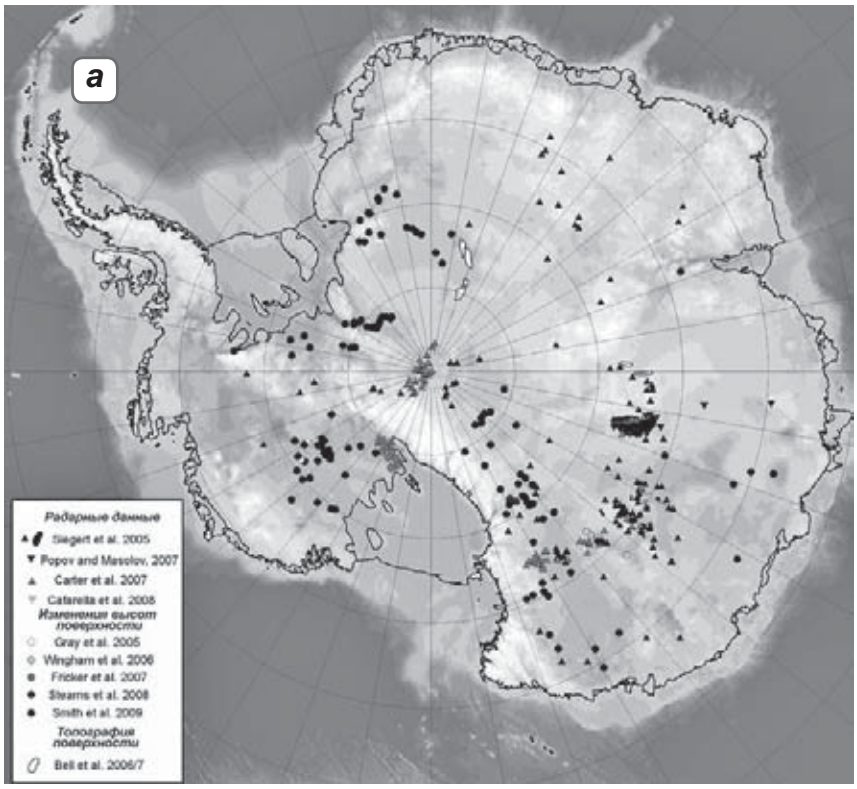




Для более надежной идентификации озер остальных категорий оказались полезными данные о высоте поверхности (рис. 4.80). Это, в частности, позволило с бóльшим основанием предполагать, что в Западной Антарктиде в верховьях ледяного потока Рекавери есть четыре подледниковых озера площадью от 1490 до 4385 км^2 – всего 13 300 км^2 (Bell et al., 2007), а в Восточной Антарктиде – подледниковое озеро на 90° в.д. площадью 2420 км^2 и озеро Советское площадью 1745 км^2 (Bell et al., 2006) (рис. 4.81).

4.9.2. Количество и размеры

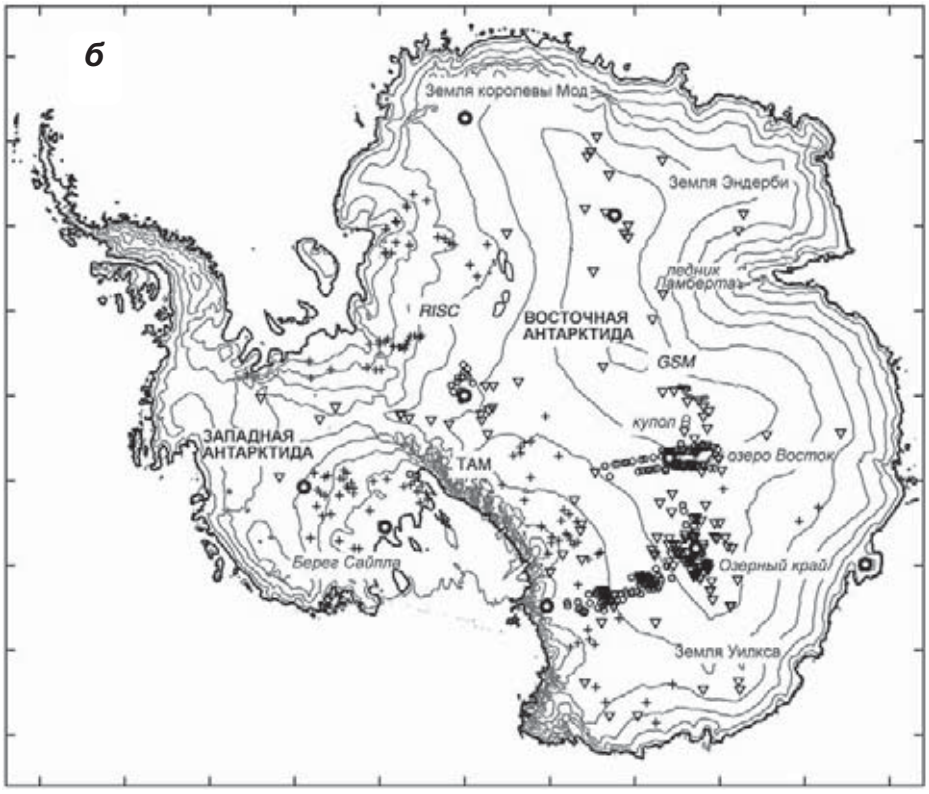
К настоящему времени сделали несколько инвентаризаций подледниковых озер в Антарктиде. Первая инвентаризация по данным радиозондирования, полученным в 1960-х годах в основном в режиме аналоговой Z-индикации во время совместных исследований английских, американских и датских ученых из Института полярных исследования Скотта, Национального научного фонда США и Технического университета Дании, охватила почти 50% площади ледникового покрова Восточной Антарктиды и выявила 16 подледниковых озер (Oswald, Robin, 1973).



▲ ▶ **Рис. 4.82.** Положение всех подледниковых озер в Антарктиде, известных на июль 2010 г. (*a*). Показаны границы более крупных озер, более мелкие озера и озера с неизвестной площадью по данным радиозондирования и спутниковых съемок обозначены соответственно треугольниками и кружками. Озера по инвентаризации 2005 г. (Siegert et al., 2005) показаны черным цветом; озера, открытые позднее, обозначены разными значками, которые соответствуют первым публикациям о них (Wright, Siegert, 2010). Карта высоты ледникового покрова →

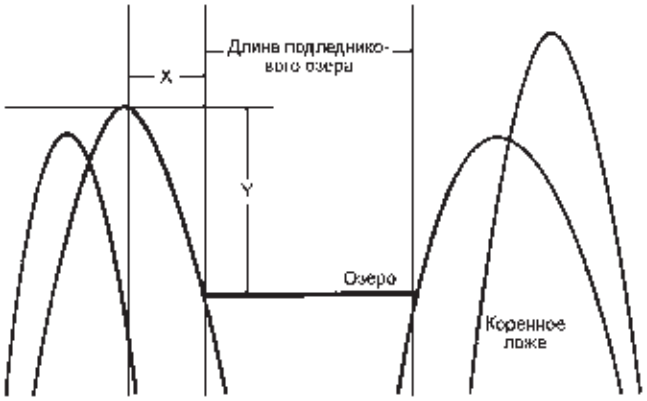
Вторая инвентаризация выполнена 23 года спустя по данным исследований 1967–1979 гг., охвативших 40% площади ледникового покрова Восточной Антарктиды и 70% площади ледникового покрова Западной Антарктиды (Siegert et al., 1996). Помимо самого крупного озера Восток она выявила 77 подледниковых озер. Третья инвентаризация выполнена в 2005 г. (Siegert et al., 2005). С учетом новых данных радиозондирования, полученных в период до 2007 г. итальянскими, американскими и российскими учеными (Tabacco et al., 2002, 2006; Studinger et al., 2003; Popov, Masolov, 2007), она выявила в общей сложности 145 подледниковых озер. Четвертая инвентаризация, с учетом данных более поздних радиолокационных исследований, обнаружила еще около 130 новых подледниковых озер и их общее количество возросло до 281 (Carter et al., 2007; Smith et al., 2009). Пятая инвентаризация, включавшая также анализ данных повторных космических съемок, выполнена в 2010 г. (Wright, Siegert, 2010). Она выявила еще около 100 новых подледниковых озер, и их общее количество достигло 387 (рис. 4.82, *а*).

По данным С.В. Попова (устное сообщение, сентябрь 2010 г.), в Антарктиде выявлено уже 414 подледниковых водоемов и их количество в будущем может еще возрасти.

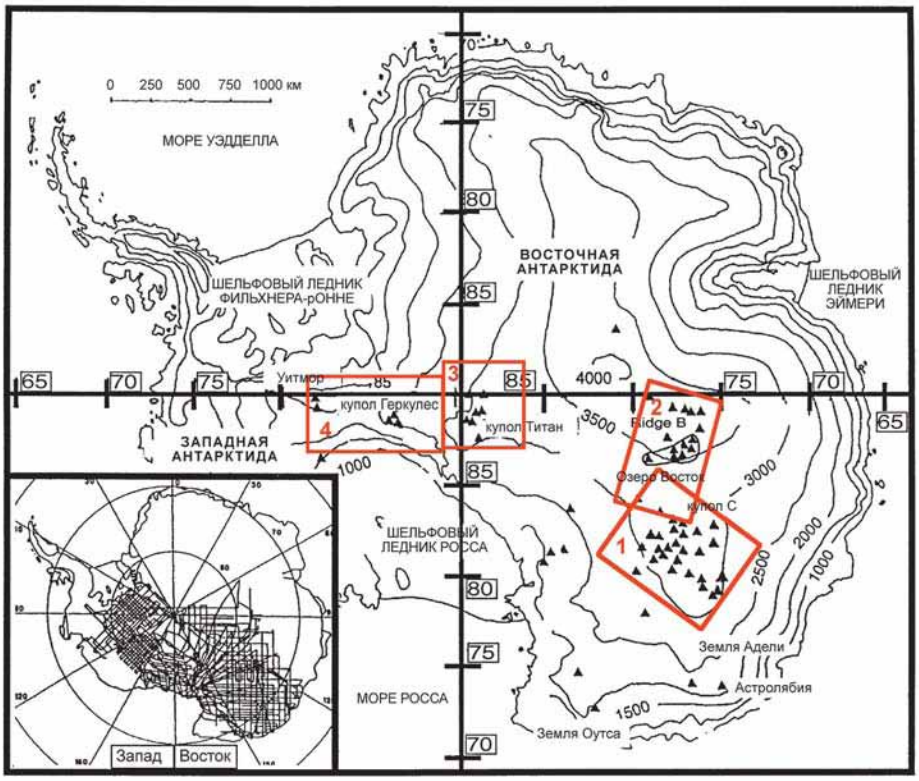


Антарктиды, где показаны следующие подледниковые озера (*б*): крупные (черными контурами), надежно различимые (треугольниками), малоконтрастные (кружками), активные (крестами). Черными точками показаны места измерений температуры льда в скважинах, черной линией – современное положение линии налегания. Буквами обозначены: TAM – Трансантарктические горы; RISC – бассейн ледяного потока Рекавери; GSM – подледные горы Гамбурцева (Pattyn, 2010) ▲

Чтобы определить длину подледниковых озер вдоль профилей радиозондирования, используют, кроме характера и интенсивности отражений, также гиперболические отражения от краев озера (Dowdeswell, Siegert, 1999) (рис. 4.83).



◀ **Рис. 4.83.** Оценка радарной длины L_r подледникового озера и наклона его берегов по гиперболическим отражениям на краях озера. Крутизна берегов Y/X определяется как отношение превышения Y ближайшей гиперболы над озером к расстоянию между ними X (Dowdeswell, Siegert, 1999)



▲ **Рис. 4.84.** Положение 77 подледниковых озер в Антарктиде (обозначены треугольниками) по данным аэрорадиозондирования 1967–1979 гг. и инвентаризации 1996 г. (Siegert et al., 1996). Высота поверхности показана с интервалом 500 м. Оценки площади подледниковых озер сделаны для четырех районов, показанных прямоугольниками: 1) купол С, 2) поднятие В, 3) Южный полюс, 4) купол Геркулес, а также для 14 озер в остальных районах (Dowdeswell, Siegert, 1999)

Морфологические характеристики для 77 озер (см. табл. 4.6) в четырех районах Антарктиды (в районах купола С, ледяного поднятия В, Южного полюса и купола Геркулес) были получены в работе (Dowdeswell, Siegert, 1999) по данным радиозондирования 1967–1969 гг. (Siegert al., 1996) (рис. 4.84).

Площадь. Данные о радарной длине L_r подледниковых озер использованы для оценки общей площади S_L подледниковых озер в Антарктиде по данным радиозондирования 1967–1979 гг. (табл. 4.7). Для оценки этой площади (см. рис. 4.84), было предложено два метода (Dowdeswell, Siegert, 1999). Первый метод предполагал, что все озера в районе съемок по сети около 50×50 км распределены статистически равномерно и их суммарная площадь S_L пропорциональна площади съемки S в этом районе и отношению L_R/L_L, т.е. длины радарных профилей и радарной длины озер (метод пропорциональности). Второй метод предполагал, что все озера имеют округлую форму с диаметром, равным радарной длине L_r каждого озера (метод кругов). Первый метод был применен к районам (1)–(4), второй метод – к 14 озерам вне этих районов (район 5). Очевидно, что второй метод будет давать завышенную оценку площади каждого озера, если его форма сильно отличается от округлой, но эта погрешность может частично компенсироваться тем, что профили радиозондирования могут пересекать озеро в разных более широких или узких его местах.

Для района (1) (купол С) площадью $S = 490\,000$ км^2 общая длина радарных профилей $L_R = 21\,540$ км и общая радарная длина озер $L_L = 219$ км. Следовательно, на каждые 98 км радарных профилей приходится 1 км радарной длины озер, т.е. $L_R/L_L = 98$. Отсюда общая площадь 37 озер в этом районе составит 1/98 часть от общей площади S, т.е. около 5000 км^2. Соответствующие цифры для районов (1)–(4) приведены в табл. 4.7.

Таблица 4.7

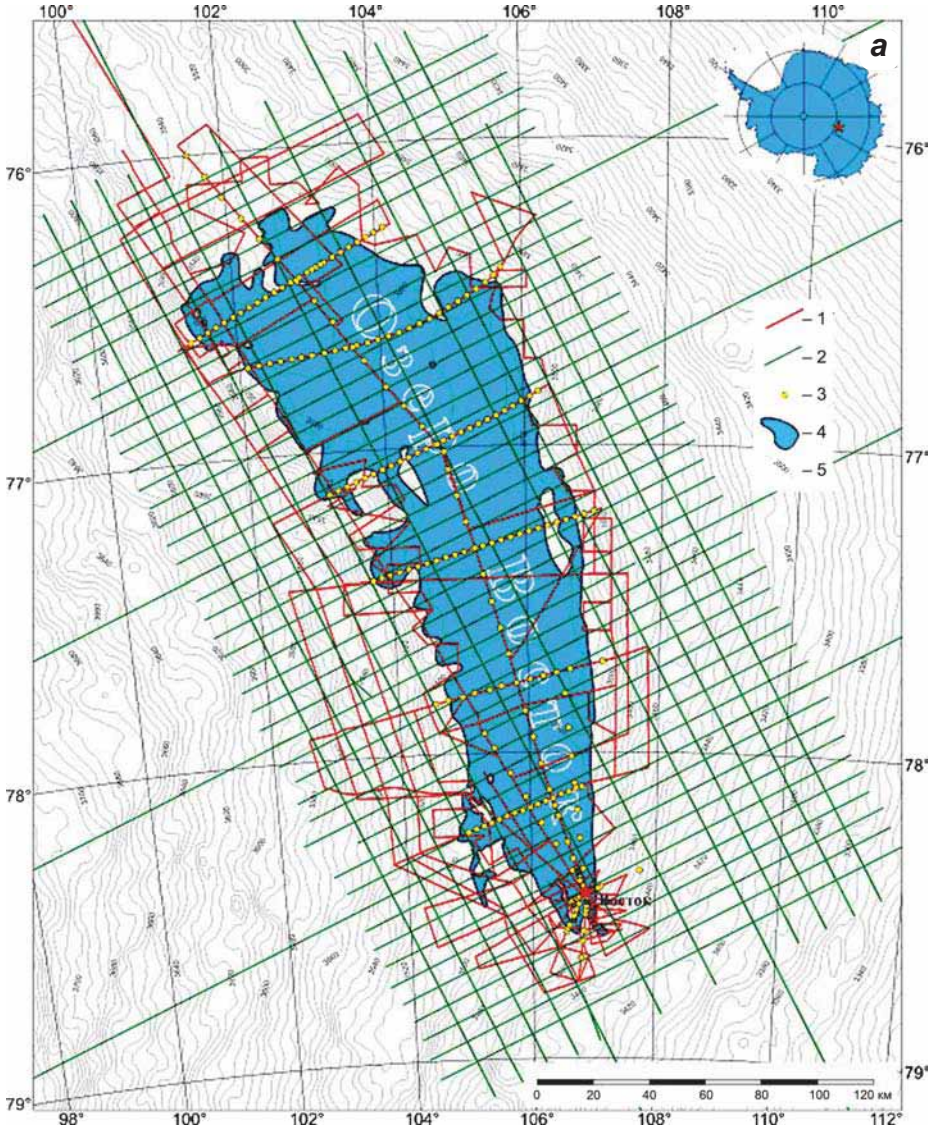
Оценка площади S_L подледниковых озер в Антарктиде по данным радиозондирования 1967–1979 гг.
(Dowdeswell et al., 1999)*

Район	S, км^2	L_R, км	L_L, км	L_R/L_L	S_L, км^2
(1) Купол С	490000	21540	219	98:1	5000
(2) Поднятие В	87400	1681	22	77:1	1135
(3) Южный полюс	712100	8718	81	108:1	6594
(4) Купол Геркулес	390700	9248	15	617:1	623
14 озер в остальных районах в пределах площади радарной съемки					1907
(5) Всего вне районов (1)–(4) в пределах площади радарной съемки					6674
Всего в районах (1)–(5), исключая озеро Восток					20000
Всего в этих четырех районах на остальных 50% площади ледникового покрова Антарктиды, за исключением озера Восток					40000

*S – площадь радарной съемки, S_L – суммарная площадь подледниковых озер в отдельных районах Восточной Антарктиды и их радарная длина L_R. Положение этих районов показано на рис. 4.73, на врезке к нему – положение радарных профилей.

Вне районов (1)–(4), где было обнаружено 14 подледниковых озер (см. рис. 4.79), общая площадь других озер не могла быть оценена по первому методу, так как радарная съемка была нерегулярной и по редкой сети профилей.

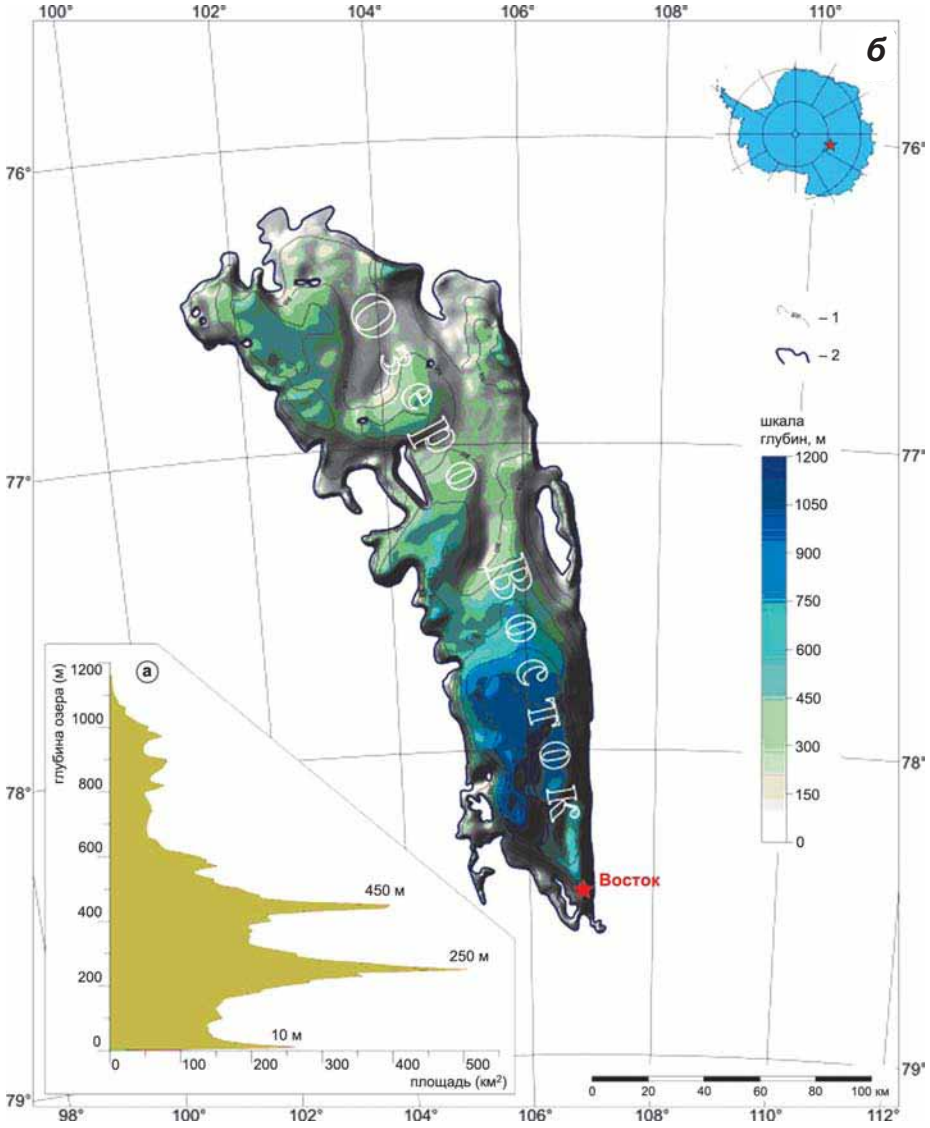
Общая площадь 14 озер, оцененная по второму методу, т.е. в предположении их округлой формы, составила $S_{L2} = 3807$ км^2, что в 3,5 раза меньше площади $S_{L1} = 13\,552$ км^2, оцененной по первому методу. Поэтому предположили (Dowdeswell, Siegert, 1999), что общая площадь озер в пределах этой области (5) будет в 3,5 раз больше площади $S_{L2} = 3807$ км^2, т.е. составит $S_L = 6674$ км^2 (см. табл. 4.7). С учетом



▲ ▶ **Рис. 4.85.** Границы и глубина подледникового озера Восток по данным радиозондирования и сейсмозондирования: *а*) геофизические исследования 1998–2008 гг. 1) профили радиозондирования 44–53 РАЭ (1998–2008 гг.); 2) маршруты американской аэрогеофизической съемки 2000–2001 гг.; 3) пункты зондирований МОВ 41–53 РАЭ (1995–2008 гг.);

этого во всех пяти районах съемок 1967–1979 гг., охвативших около 50% площади всего ледникового покрова Антарктиды, суммарная площадь подледниковых озер оценена равной 20 000 км^2, а для всего ледникового покрова Антарктиды, без учета озера Восток – примерно в два раза больше, т.е. около 40 000 км^2.

К настоящему времени по данным наземного и аэрорадиозондирования вдоль нескольких профилей известна площадь всего лишь нескольких подледниковых озер в Антарктиде (Wright, Siegert, 2010). Самое крупное из них озеро Восток, по данным детальных наземных и воздушных съемок (см. рис. 4.85), имеет площадь



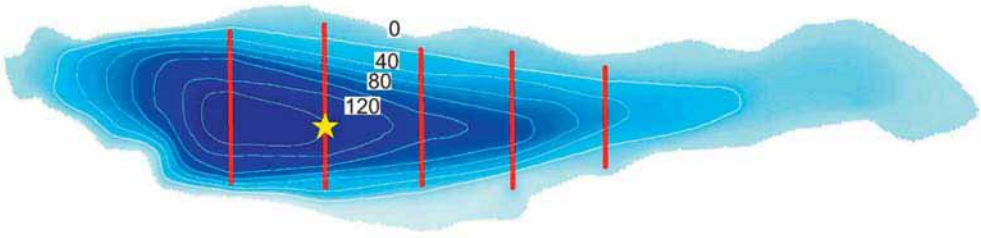
4) акватория подледникового озера Восток; 5) изогипсы высот дневной поверхности в метрах; сечение изолиний 5 м; *б*) глубина озера и его береговая линия. Изобаты даны с интервалом 150 м. На врезке показана зависимость между глубинами озера и занимаемой ими площадью (Попов и др., 2011) ▲

15 790 км^2 и включает 11 островов общей площадью 365 км^2 (Попов, Черноглазов, 2011); площадь озера Конкордия составляет 617 км^2 (Tabacco et al., 2002; Tikku et al., 2005), а площадь остальных 12 озер, включая озеро Пионерское площадью 26,5 км^2 (Popov, Masolov, 2007) и озеро Элсуорт площадью ~18 км^2 (Vaughan et al., 2007), в сумме составляет 3183,9 км^2 (Wright, Siegert, 2010). Площадь второго по величине озера, расположенного на 90° в.д. (см. рис. 4.81), по данным космических съемок оценена равной 1600 км^2 (Bell et al., 2007). В верховьях ледяного потока Рекавери по данным космических съемок предполагается существование еще четырех подледниковых озер (см. рис. 4.84) общей площадью 13 330 км^2 (Bell et al., 2007). Таким образом, суммарная площадь перечисленных выше подледниковых озер, с учетом озера Восток, составляет 34 490 км^2, или около 0,25% площади всего ледникового покрова Антарктиды. Без учета озера Восток суммарная площадь всех остальных открытых и предполагаемых подледниковых озер (Bell et al., 2006, 2007) составляет 18 700 км^2. Как видно из табл. 4.7, эта величина не сильно отличается от площади всех (за исключением озера Восток) подледниковых озер (20 000 км^2), оцененной в работе (Dowdeswell, Siegert, 1999).

Глубина и объем. В разделе 2.9 отмечено, что надежно определять глубину подледниковых озер и даже мощность подстилающих их отложений позволяют только трудоемкие сейсмические измерения методом отраженных волн (МОВ). К настоящему времени такие измерения выполнены только на пяти подледниковых озерах: озере Восток (Kapitsa et al., 1996; Попов и др., 2007, 2011; Попов, Черноглазов, 2011), озере вблизи Южного полюса (Peters et al., 2008), озере Элсуорт (Woodward et al., 2010), озере 170 и озере Пионерское (Попов и др., 2007).

В озере Восток по данным сейсмических измерений МОВ (рис. 4.85, *а*) (Попов и др., 2011) наибольшая измеренная глубина озера составила около 1200 м, средняя глубина 400 м и объем 6100 км^3 (рис. 4.85, *б*).

Измерения МОВ в двух точках над небольшим озером 170 (находящимся вблизи озера Восток) дали глубину воды около 150 м (Popov, Masolov, 2007). На озере Пионерское по данным МОВ глубина воды составляет около 30 м (Попов и др., 2011). Объем озера Элсуорт по результатам сейсмозондирования МОВ равен 1,37±0,2 км^3 (Wright, Siegert, 2010). Карта глубины озера Элсуорта по этим данным приведена на рис. 4.86.



▲ **Рис. 4.86.** Глубина озера Элсуорта по результатам сейсмозондирования МОВ (Siegert et al., 2012)

Для оценки глубины и объема подледниковых озер Антарктиды были использованы также данные гравиметрических измерений (Studinger et al., 2004). Они показали, что глубина подледникового озера на 90° в.д. может достигать 900 м, его объем составлять ~1800 км^3, а объем озера Советское – около 1600 км^3 (Bell et al., 2006).

Объем озера Конкордия по гравиметрическим данным составляет 200±40 км^3 (Tikku et al., 2005). Таким образом, суммарный запас воды (по сейсмическим и гравиметрическим исследованиям) в перечисленных выше подледниковых озерах может превышать 9700 км^3. Эта оценка не включает другие обнаруженные к настоящему времени подледниковые озера Антарктиды.

Объем всех подледниковых озер в Антарктиде (за исключением озера Восток) по данным инвентаризации 1996 г. рассчитан в работе (Dowdeswell et al., 1999) (табл. 4.8). Эта приближенная оценка показывает, что суммарные запасы воды в подледниковых озерах Антарктиды, включая озеро Восток (6100 км^3), могут составлять от ~8000 км^3 до ~16 000 км^3, или ~0,034–0,68% объема всего Антарктического покрова (26,54 млн км^3 льда), что эквивалентно повышению уровня Мирового океана на ~22–44 мм.

Таблица 4.8

Оценка возможных объемов воды в подледниковых озерах Антарктиды (за исключением озера Восток) при их разной средней глубине – по данным инвентаризации 1996 г.
(Dowdeswell, Siegert, 1999)

Средняя глубина подледниковых озер, м	Объем воды, км^3
50	2000 (минимум)
100	4000
250	10000 (максимум)

Отметим, что максимальная оценка (10 000 км^3) согласуется с приведенной выше оценкой (9700 км^3) объема уже известных подледниковых озер в других районах Антарктиды.

4.9.3. Распределение и связь с топографией ложа

Географическое распределение. Необходимым условием существования подледниковых озер является температура таяния при соответствующем давлении у основания ледникового покрова, которая зависит главным образом от толщины льда и величины геотермического потока. По этим характеристикам подледниковые озера могут быть подразделены на три группы (Wright, Siegert, 2010): 1) озера во внутренних частях ледникового покрова; 2) озера в верховьях выводных ледников и ледяных потоков, где наблюдается переход от более медленного к более быстрому (потоковому) течению льда; 3) озера под ледяными потоками.

Внутриконтинентальные озера, в свою очередь, могут быть отнесены к трем категориям (Dowdeswell, Siegert, 2002; Tabacco et al., 2006). К первой категории принадлежит большинство внутриматериковых подледниковых озер. Они найдены в районах с самым толстым льдом, где условия благоприятны для таяния на ложе. Чаще всего они обнаруживаются несколько выше по течению от глубоких подледных депрессий ложа, таких как Аврора, Винсеннес и Уилкс, на участках со слаборасчлененным рельефом (более чем у 60% таких озер высота обрамления не превышает 400 м, со склонами не круче 0,1) (Dowdeswell, Siegert, 1999).

Ко второй категории относят озера, более удаленные от основных внутриматериковых ледоразделов и находящиеся ближе к краям подледных бассейнов. Примером такого рода озер могут служить озеро Восток и озера на 90° в.д. у станции Советская (Bell et al., 2006). Эти озера занимают удлиненные топографические депрессии, характерные для тектонически обусловленных структур (Tabacco et al., 2006).

К третьей категории принадлежат озера небольших размеров (менее 10 км в длину), которые лежат на флангах подледных горных хребтов со сложной топографией. В связи с этим их трудно идентифицировать по рельефу ледниковой поверхности. Тем не менее озера на склонах подледных гор, обращенных навстречу движения льда, удается обнаружить по этому признаку (Dowdeswell, Siegert, 2002).

Можно предполагать, что внутриконтинентальные озера вблизи основных ледоразделов с небольшими дренажными областями очень медленно заполняются водой, т.е. они малоактивны, а сбросы воды из них, если и есть, случаются крайне редко (Evatt et al., 2006).

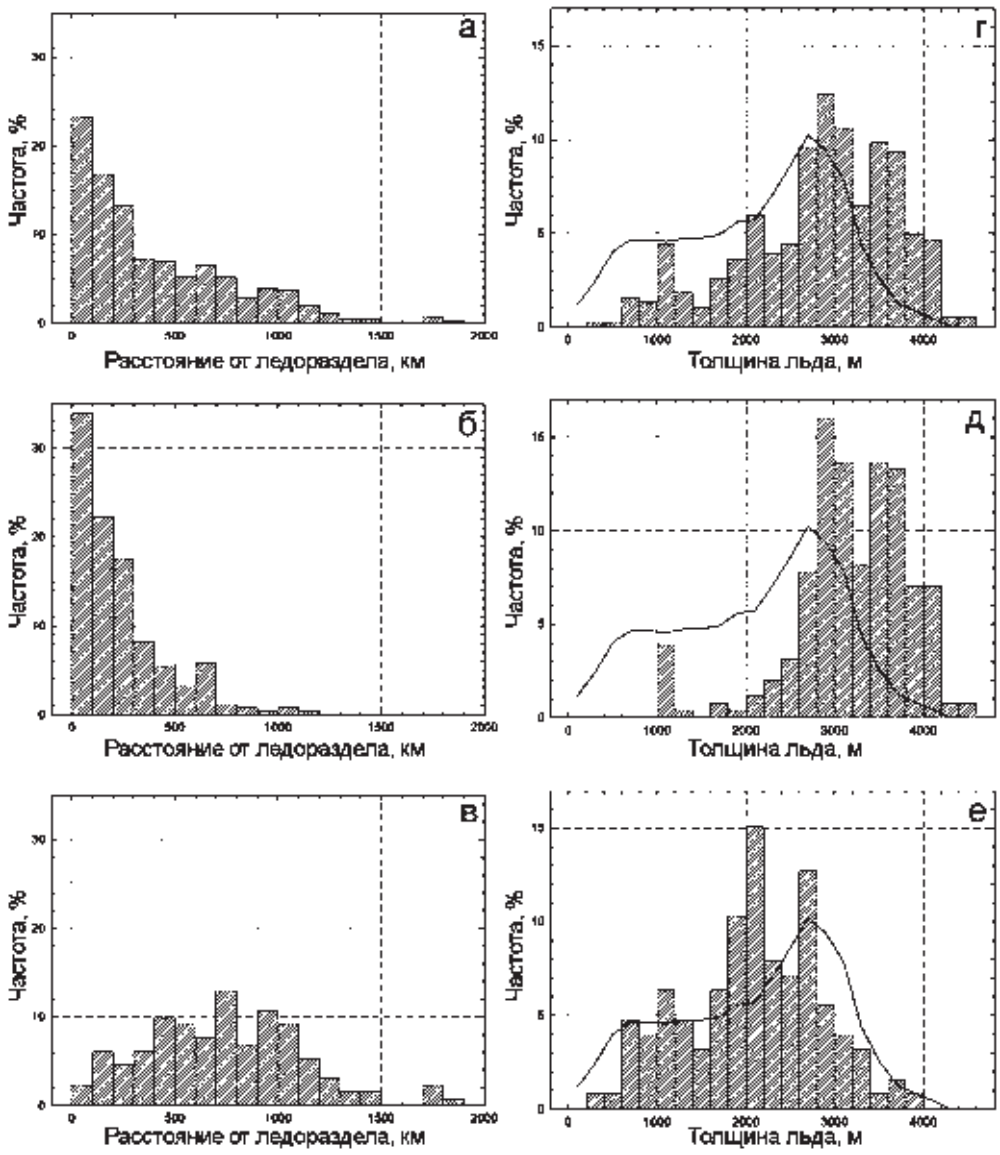
Озера второй группы (в верховьях ледяных потоков) располагаются на расстоянии несколько сотен километров от ближайших основных ледоразделов и обычно имеют небольшую глубину и длину менее 10 км (Siegert, Bamber, 2000). Было высказано предположение (Dowdeswell, Siegert, 2002), что «…быстро движущиеся по теплому основанию ледяные потоки обеспечивают возможный путь, по которому подледниковые озера, расположенные в верховьях ледяных потоков с более быстрым течением льда, могут устанавливать гидрологическую связь с краем ледникового покрова».

Четыре подледниковых озера с большой (более 1000 км^2) площадью поверхности недавно были идентифицированы в верховьях ледяного потока Рекавери во внутренней части Восточной Антарктиды (Bell et al., 2007). Однако не все выводные ледники связаны с подледниковыми озерами, а если такие озера и есть, то их влияние на движение выводных ледников регистрировалось буквально в 2–3 случаях. Например, выводной ледник Берд в период с декабря 2005 г. по февраль 2007 г. стал двигаться на 10% быстрее в ответ на спуск вод (объемом 1,7 км^3) двух подледниковых озер, расположенных в верхней части его ледосбора в 200 км от линии налегания. Ускорение, которое затронуло 75-км участок основного ствола ледника, прекратилось с окончанием спуска вод (Stearns et al., 2008).

Тем не менее из общих соображений можно предполагать, что есть три возможности, когда озера способствуют быстрому движению ледников. Во-первых, постоянное поступление вод из озера может облегчить скольжение по ложу. Во-вторых, замерзание вод в озерах на подошве ледника должно разогревать лед и менять термический режим. В-третьих, формирование подледниковых каналов во время периодических прорывов вод может менять условия скольжения по ложу (Kamb et al., 1985; Bell et al., 2007).

По данным спутниковой альтиметрии, в озерах третьей группы происходят быстрые флуктуации высоты поверхности ледникового покрова над системой активных подледниковых озер под быстро текущими притоками ледяных потоков и ледников в Восточной и Западной Антарктиде (Gray et al., 2005; Fricker et al., 2007; Fricker, Scambos, 2009).

Ранее предполагали (Siegert et al., 1996), что большинство озер находится только во внутренних районах Антарктиды. Новые исследования позволили уточнить эти представления (Wright, Siegert, 2010). Оказалось, что распределение подледни-



▲ **Рис. 4.87.** Гистограммы распределения подледниковых озер в Антарктиде в зависимости от расстояния вдоль линии тока от основного ледораздела (левый столбец) и в зависимости от толщины перекрывающего льда (правый столбец): для всех известных подледниковых озер (*а, г*), для озер, идентифицированных по данным радиозондирования (*б, д*), для озер, идентифицированных по спутниковым измерениям вертикального движения поверхности ледникового покрова (*в, е*). Для сравнения черной линией показано распределение толщины льда для всего ледникового покрова Антарктиды (Wright, Siegert, 2010)

ковых озер в Антарктиде меняется в зависимости от расстояния вдоль линии тока от основного ледораздела и толщины перекрывающего льда (рис. 4.87).

Из рис. 4.87, *а* следует (Wright, Siegert, 2010), что плотность распределения всех известных озер увеличивается почти экспоненциально с приближением к ледораз-

делам. Но для озер, идентифицированных по данным радиозондирования, и для активных озер по данным спутниковой альтиметрии результаты оказались разными: количество «радарных» озер (256) больше, чем «альтиметрических» (128) и положение активных озер не имеет строгой связи с расстоянием до ледоразделов.

Распределение толщины льда над всеми известными озерами (показано столбцами) смещено в область больших значений по сравнению с распределением толщин льда всего ледникового покрова в его наземной части (показано линией). Отдельные гистограммы для озер, идентифицированных по радарным и спутниковым данным, показывают, что выявленная ранее асимметрия (Dowdeswell, Siegert, 1999) полностью обусловлена распределением «радарных» озер. Несмотря на отсутствие пика в толщине льда между 1800 и 2200 м, распределение озер, обнаруженных по спутниковым данным, намного ближе совпадает с общим распределением толщины льда всего континента (см. рис. 4.87, *е*). Различие в распределениях толщины льда, вероятно, может быть связано с тем, что радарные данные более пригодны для обнаружения подледниковых озер вблизи центра ледникового покрова, но менее подходят для их идентификации в теплых и более трещиноватых краевых его частях (Dowdeswell, Siegert, 2002). Определенное влияние на распределение «радарных» озер имеет также густота радарной съемки, которая особенно велика в районе озера Восток, что позволило обнаружить там 29 озер небольшого размера под толстым льдом и вблизи ледоразделов (Popov, Masolov, 2007).

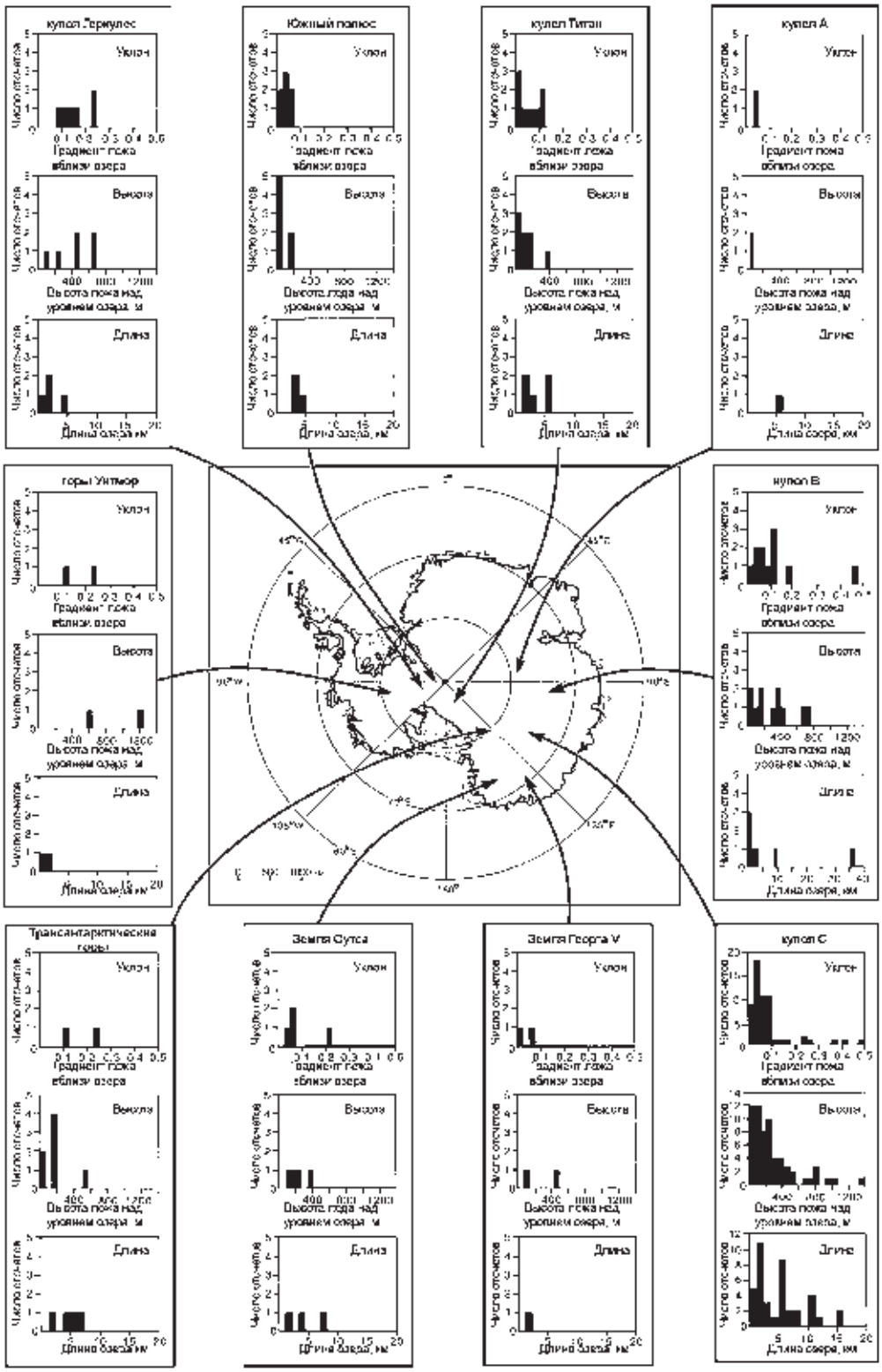
С другой стороны, с помощью спутниковой альтиметрии обнаружили много озер вблизи краев ледникового покрова, но мало – вблизи ледоразделов, возможно, из-за того, что озера чаще и интенсивнее наполняются и сливаются в краевых частях покрова, чем в его центральной области (Dowdeswell, Siegert, 2002).

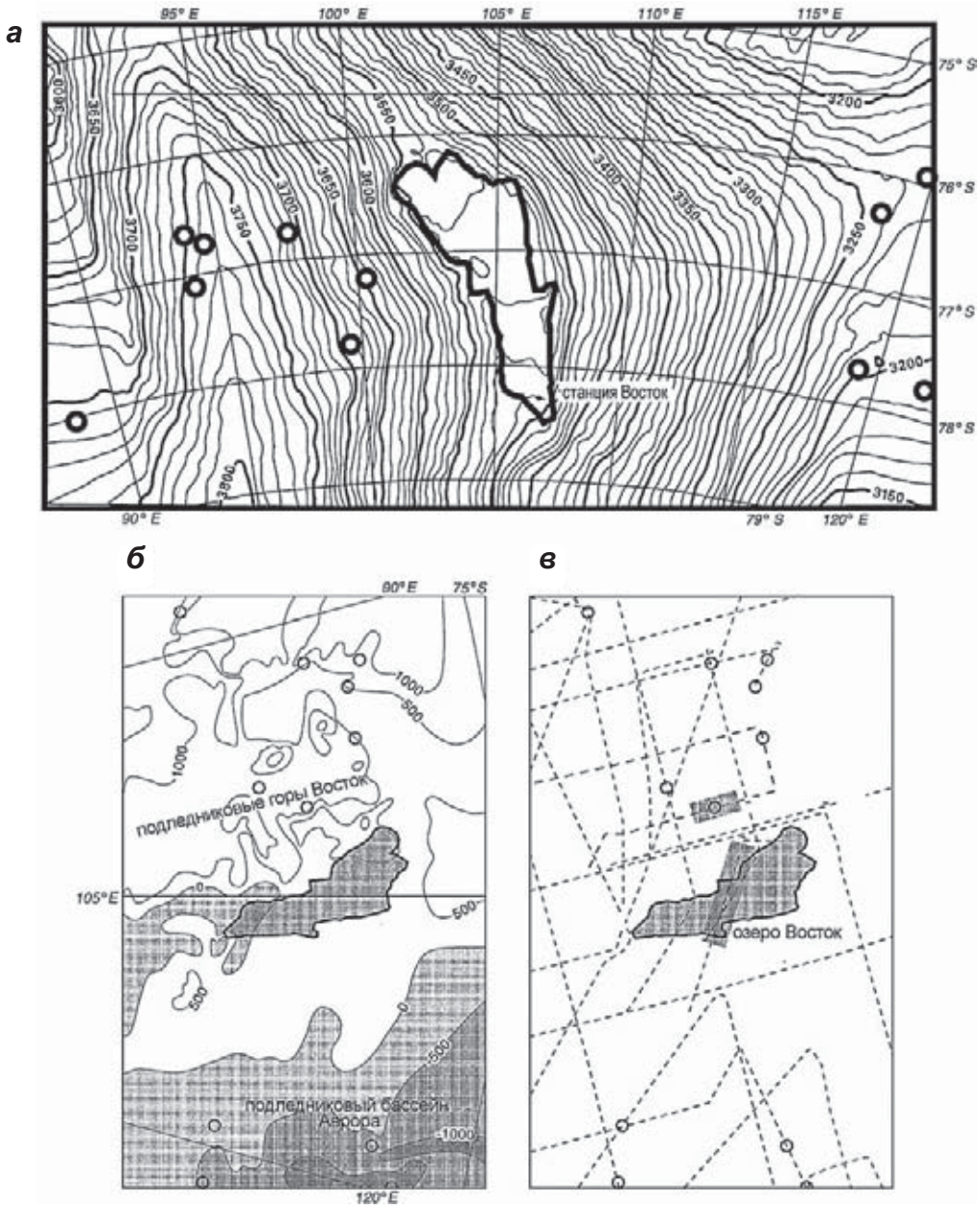
Связь с региональной топографией ложа. По данным инвентаризации 1996 г., была получена характеристика топографии ложа вокруг подледниковых озер для 10 разных районов Антарктиды (Dowdeswell, Siegert, 2002). Она включает три характеристики: градиент наклона ложа по отношению к следующему озеру; высота ложа над уровнем озера; радарная длина озера (рис. 4.88). Эти данные показывают, что более 60% «радарных» озер имеют максимальные локальные высоты менее 400 м по сравнению с их краями и градиенты менее 0,1; во многих районах топография ложа довольно плоская, с градиентами, редко превышающими 0,2. Связь между положением подледниковых озер и сглаженными участками поверхности особенно ясно видна для района купола С (см. рис. 4.88) и поднятия В вокруг озера Восток (рис. 4.89).

4.9.4. Активные подледниковые озера

Как отмечалось в главе 2, данные спутниковой альтиметрии и радиоинтерферометрии можно использовать для выявления активных подледниковых озер по изменениям высоты поверхности над ними в разных районах Антарктиды, что и было показано на примере озера Кука на Земле Уилкса. Рассмотрим подробнее

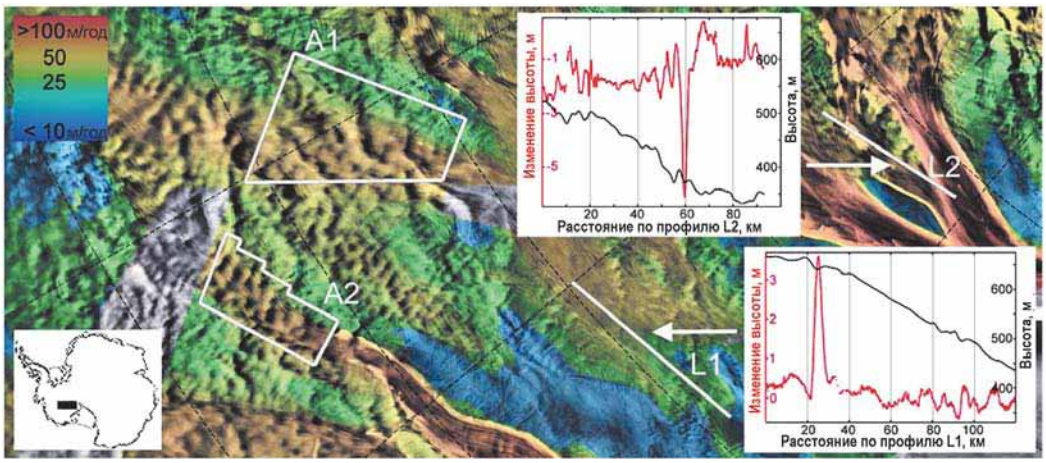
▶ **Рис. 4.88.** Характеристики топографии ложа вокруг подледниковых озер в 10 районах Антарктиды, указанных на центральной карте: градиент наклона ложа по отношению к следующему озеру; высота ложа над уровнем озера; радарная длина озера. Районы: купол Геркулес, горы Вайтмор, купол Титан, Трансантарктические горы, Южный полюс, Земля Оутса, Земля Георга V, купол А, поднятие В, купол С (Dowdeswell, Siegert, 2002)


купол Геркулес
Южный полюс
купол Титан
купол А
горы Уитмор
купол В
Трансантарктические горы
Земля Сутса
Земля Георга V
купол С
Уклон
Высота
Длина
Число отсчетов
Градиент пока вблизи озера
Высота пока над уровнем озера, м
Длина озера, км



▲ **Рис. 4.89.** Топография поверхности и ложа и положение подледниковых озер (показаны кружками) в районе поднятия В: *а*) топография поверхности по данным спутниковой радиоальтиметрии (Siegert, Ridley, 1998); *б*) топография подледного ложа с изолиниями через 500 м; *в*) профили аэрорадиозондирования, использованные для картирования положения подледниковых озер (Dowdeswell, Siegert, 2002)

имеющиеся сведения об активности подледниковых озер для других районов Антарктиды, а также последние данные по озеру Кука, полученные в 2012 г. по измерениям CryoSat-2.



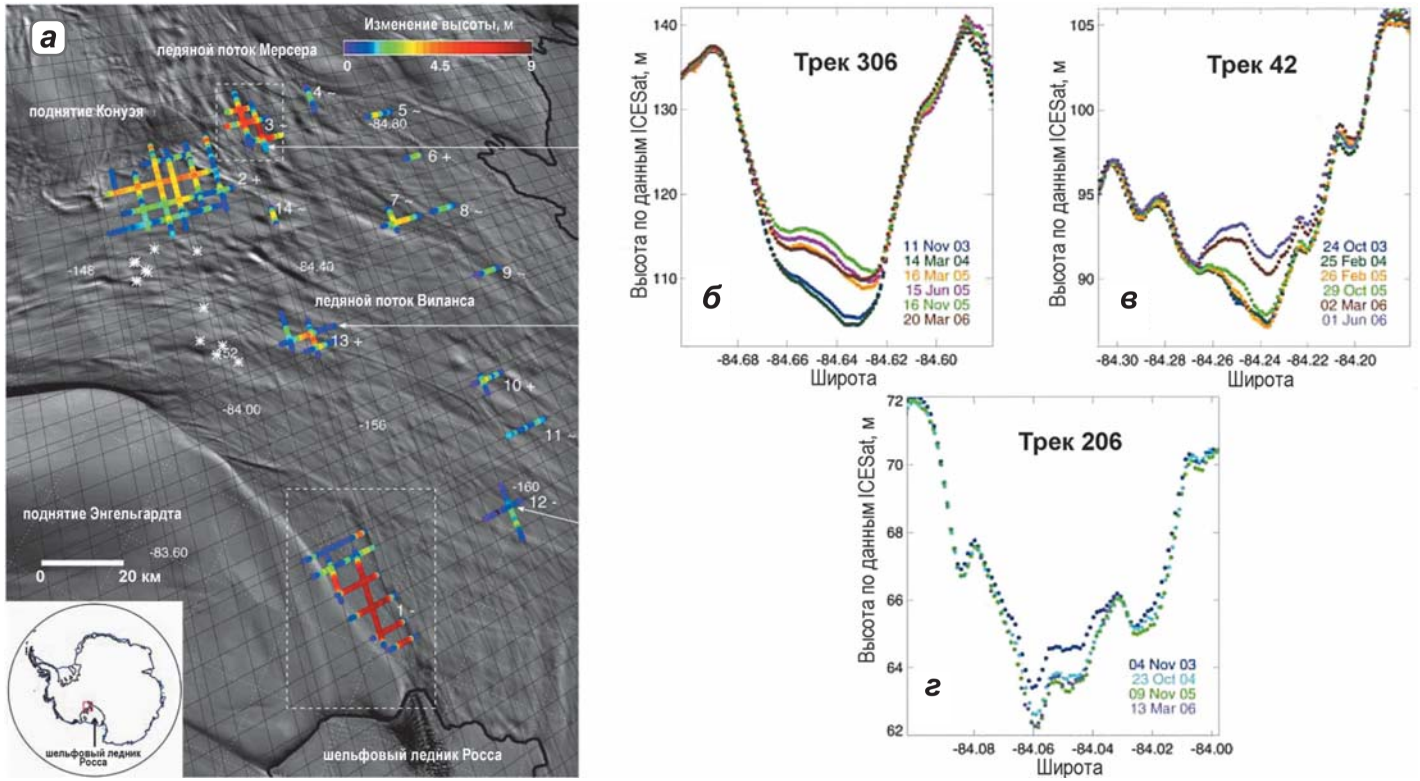
▲ **Рис. 4.90.** Области подъема и опускания поверхности на притоке ледяного потока Кэма (участок A1) и на ледяном потоке Биндшадлера (участок A2) по данным радиоинтерферометрической съемки со спутника RADARSAT за период с 24–26 сентября по 20 октября 1997 г. Шкала скорости движения льда – вверху слева. На врезках – области измерений вертикального смещения, где черной и красной линиями показаны высота поверхности и ее изменения вдоль лидарных воздушных профилей L1 и L2 (белые линии) (Gray et al., 2005)

Район ледяных потоков Кема (C) и Биндшадлера (D). Этот район стал тем местом, где в Антарктиде впервые были обнаружены аномальные вертикальные смещения поверхности ледникового покрова (Gray et al., 2005). По данным повторных съемок с интервалом 24 дня со спутника RADARSAT в период с 26 сентября по 18 октября 1997 г. установлено, что участок ледяного потока Кема (C) площадью 125 км^2 понизился примерно на 0,5 м. На ледяном потоке Биндшадлера (D) также были отмечены сравнимые по величине повышение и понижение высоты поверхности (рис. 4.90).

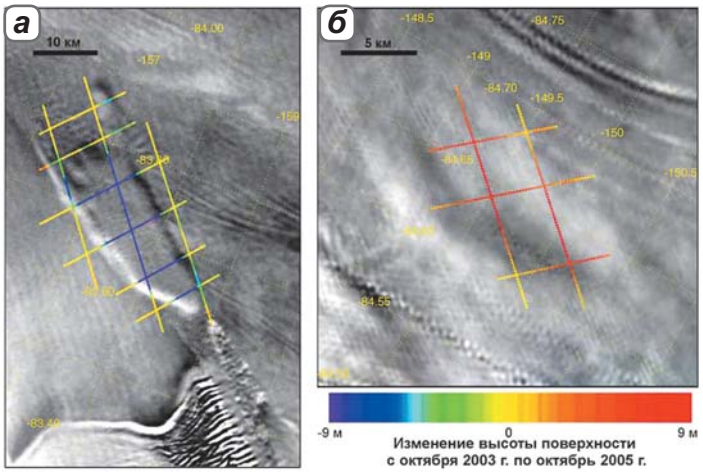
Вертикальные смещения поверхности в этих районах отмечены также по данным лидарных воздушных измерений. На основании этих данных и расчета гидравлического потенциала высказано предположение, что наиболее вероятная причина вертикальных смещений – быстрые перемещения больших объемов подледниковых вод (Gray et al., 2005).

Район ледяных потоков Вилланса (B) и Мерсера (A). В период с 2003 по 2006 г. изменения высоты поверхности до 9 м были обнаружены по данным лазерной альтиметрии со спутника ICESat (Fricker et al., 2007) на 14 участках в нижних частях ледяных потоков Виланса (B1) и Мерсера (A) в Западной Антарктиде, в районе подледниковых озер Энгельгардта, Мерсера и Конвей, образующих связанную подледниковую водную систему (рис. 4.91, 4.92).

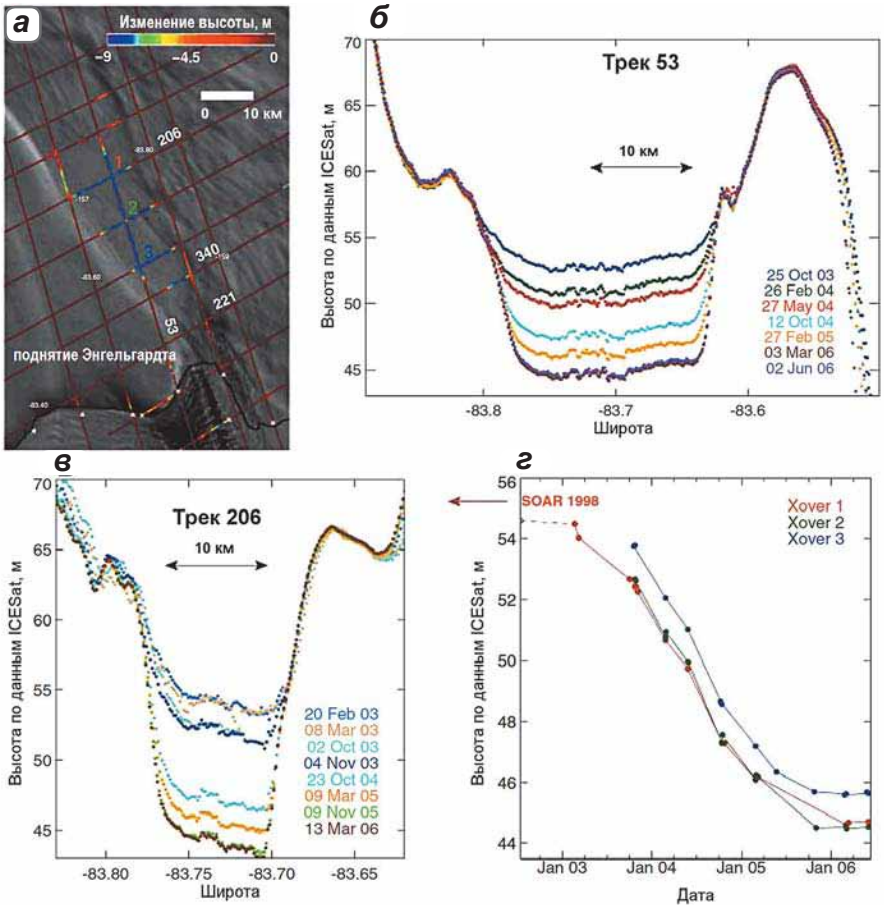
Изменение высоты поверхности над озером Энгельгардта за период с октября 2003 г. по ноябрь 2005 г. показано на рис. 4.93. Судя по площади и глубине оседания поверхности озеро потеряло около 2,0 км^3 воды, которая ушла под шельфовый ледник Росса со скоростью 1,25 км^3/год. По данным о высоте поверхности и толщине льда вычислили гидростатическое давление подледниковой воды относительно давления у линии налегания вблизи подледникового озера Энгельгардта (показано на рис. 4.94).



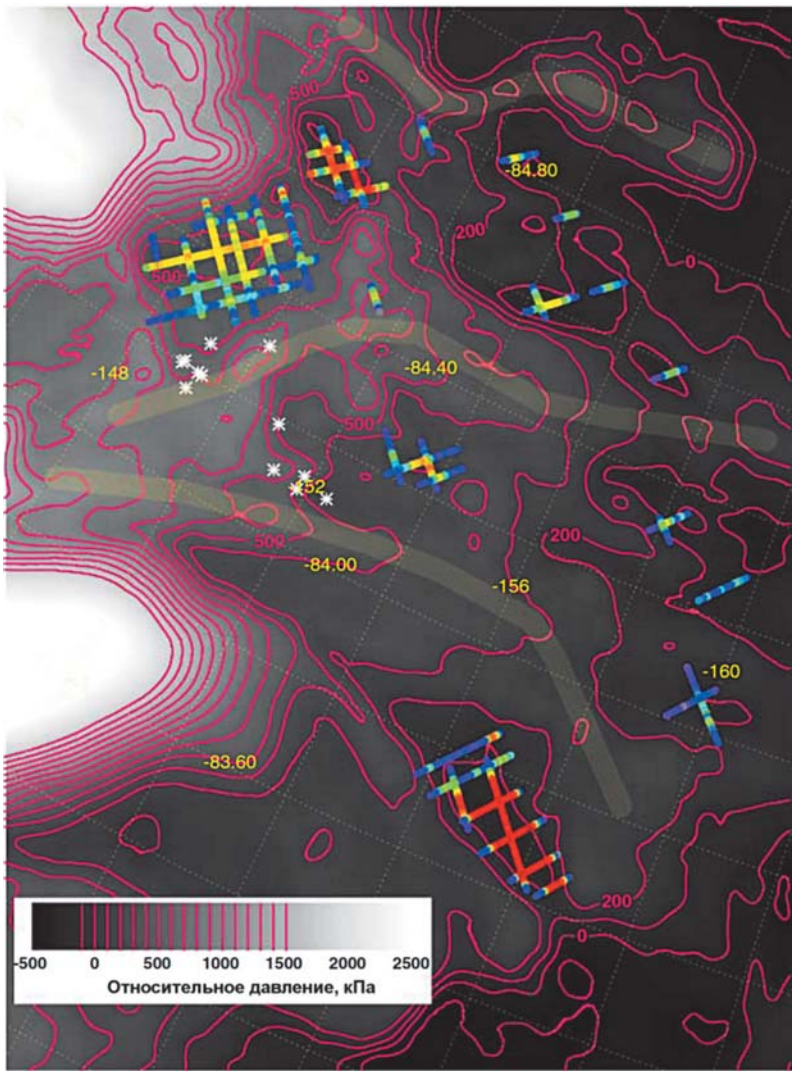
▲ **Рис. 4.91.** Участки на ледяных потоках Вилланса (B) и Мерсера (A), на которых по данным съемки со спутника ICESat с интервалом 91 день в период с 2003 по 2006 г. обнаружены изменения высоты поверхности (*а*). Черными линиями показаны треки альтиметрии ICESat, цветом – диапазон изменений высоты поверхности. Знаки (+), (–) и (~) обозначают подъем, опускание и осцилляции высоты поверхности. Общее движение ледника направлено слева направо в сторону линии налегания, отмеченной толстой черной линией. Белые звездочки показывают места небольших проседаний поверхности на ледяном потоке Вилланса в 1987–1988 гг. Изменение высоты поверхности вдоль треков ICESat: 306 (*б*), 42 (*в*) и 206 (*г*) (Fricker et al., 2007)



▶ **Рис. 4.92.** Разностные изображения MODIS за период с октября 2003 г. по октябрь 2005 г. районов 1 и 3, показанных квадратами на рис. 4.91, *а*. Цветные участки ICESat треков поперек обоих районов показывают изменения высоты поверхности за октябрь–ноябрь 2005 г. (Fricker et al., 2007)



▲ **Рис. 4.93.** Изменение высоты поверхности над подледниковым озером Энгельгардта с октября 2003 г. по ноябрь 2005 г. по данным лазерной альтиметрии ICESat (*а*) и над тем же озером на поперечных профилях 53 и 206 с интервалами 91 день (*б, в*); изменения высоты поверхности ледника в трех точках над центральной частью озера (*г*) (Fricker et al., 2007)



▲ **Рис. 4.94.** Поле гидростатического давления воды на ложе (кПа), рассчитанное относительно давления у линии налегания шельфового ледника вблизи подледникового озера Энгельгардта. Звездочками показаны места на ледяном потоке Вилланса, где в 1987–1988 гг. с воздуха наблюдали на поверхности ледника трещиноватые участки проседания (Fricker et al., 2007)

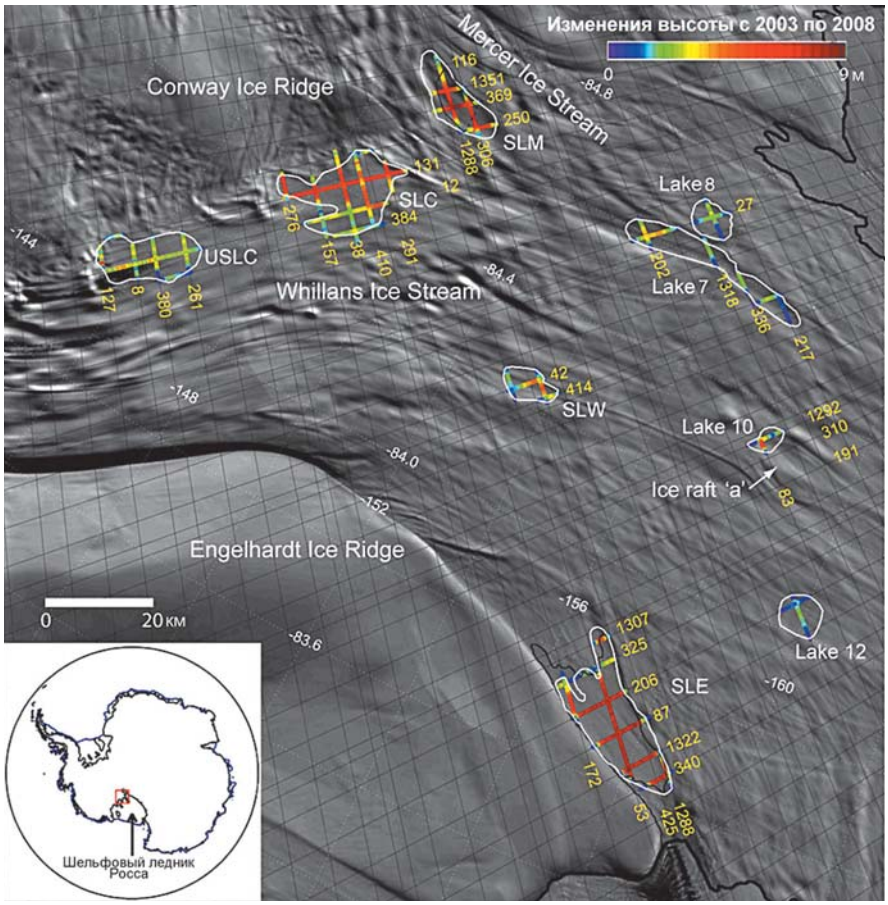
Из рис. 4.94 следует, что давление воды в озере Энгельгардт перед его спуском было, вероятно, на 100–200 кПа выше, чем давление воды в океане на линии налегания. Нижний край озера тогда был отгорожен от океана небольшим (около 50 кПа) порогом в поле давления. При спуске озера этот барьер, очевидно, преодолевался по узкому каналу, который не обнаруживается на карте гидравлического потенциала.

В поле подледникового гидравлического давления под ледяными потоками Вилана и Месера (см. рис. 4.93, *а*) выделяются три основных бассейна с разным на-

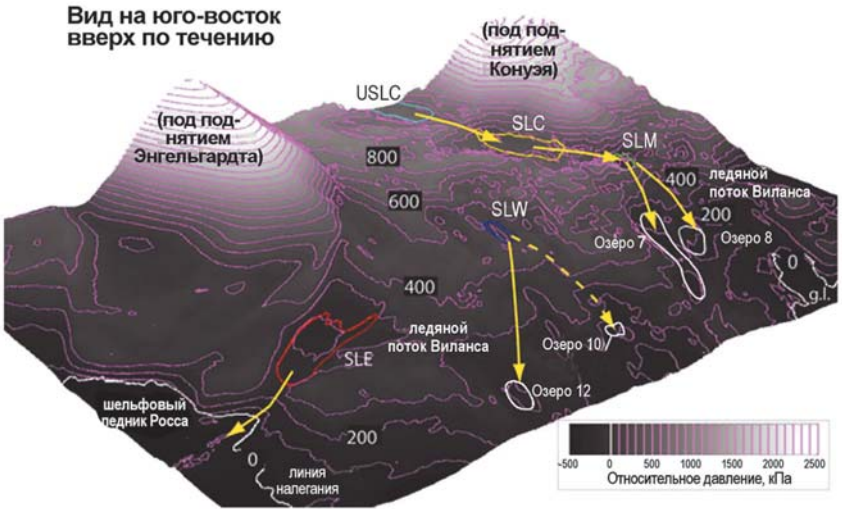
правлением течения воды. Водосбор подледникового озера Конвей составляет более половины площади ледяного потока Вилланса. Далее дренаж из него, по-видимому, направлен в подледниковое озеро Мерсер и оттуда на запад, поперек более широкой ледяной равнины.

Результаты более длительных (2003−2008 гг.) съемок в этом же районе со спутника ICESat приведены в работе (Fricker et al., 2010) (рис. 4.95). Над самым нижнем озере Энгельгардта высота поверхности за 91 день с февраля по октябрь 2003 г. понизилась примерно на 9 м и, согласно оценкам, из озера под шельфовый ледник Росса вытекло ~2,0 км^3 воды со скоростью 1,25 км^3/год (~40 м^3/с). За весь период наблюдений (2,7 года) объем озер Конвей и Мерсера, наоборот, увеличился на 1,2 и 0,12 км^3.

Имеющиеся данные позволили получить более детальные представления о дренаже и взаимосвязи обнаруженных подледниковых озер (рис. 4.96). Согласно



▲ **Рис. 4.95.** Активные районы в нижней части ледяных потоков Вилланса и Мерсера. Показаны треки ICESat (темные линии) и контуры подледниковых озер, над которыми цвет треков (обозначены номерами) соответствует шкале изменений высоты поверхности с 2003 по 2008 г. Основные подледниковые озера: SLM – озеро Мерсера; SLC и USLC – озеро Конвей; SLW – озеро Вилланса; SLE – озеро Энгельгардта. Мелкие озера обозначены цифрами (Fricker, Scambos, 2007)



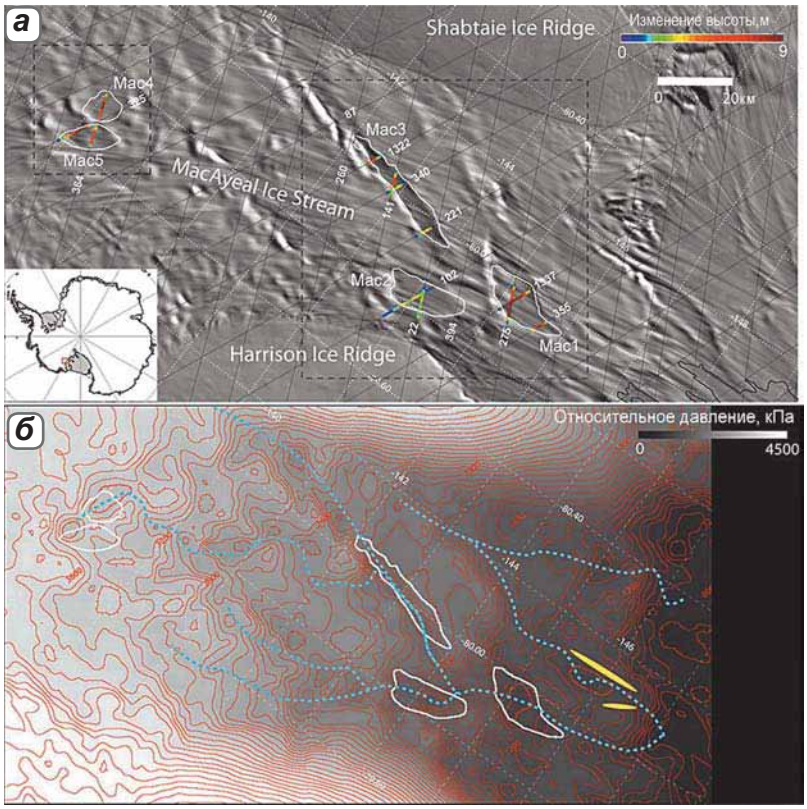
▲ **Рис. 4.96.** Карта гидростатического потенциала с интервалом изолиний 100 кПа, показывающая предполагаемое направление течения воды и соединение подледниковых озер Конвей (SLC) и Мерсера (SLM), озера Мерсера и озер 7 и 8, а также озера Вилланса (SLW) и озер 10 и 12 в верховьях ледяных потоков Вилланса и Мерсера в Западной Антарктиде (Fricker, Scambos, 2007)

полученным оценкам, площадь подледниковых озер Мерсера (SLM), Вилланса (SLW), Конвей (SLC), USCL, Энгельгардта (SLE), 10, 12 и 8 составляет соответственно 136 км^2±10%, 59 км^2±20%, 252 км^2±10%, 177 км^2±20%, 339 км^2±10%, 25±10% и 64 км^2±10%, 52 км^2±20%, а дренаж из озера Энгельгардт составляет 2,0 км^3 со скоростью 0,14 км^3/год, из озера Конвей − 0,83 км^3, из озера Вилланс − 0,13 км^3 и 0,09 км^3/год, из озера 12 – 0,08 км^3, из озера USCL − 0,24 км^3 между июнем 2006 г. и ноябрем 2007 г., из озер SLC/USCL − 1,07 км^3, из озера Мерсер − 0,45 км^3 с июня 2006 г. и 0,58 км^3 после февраля 2007 г., видимо, из-за дренажа озера USCL.

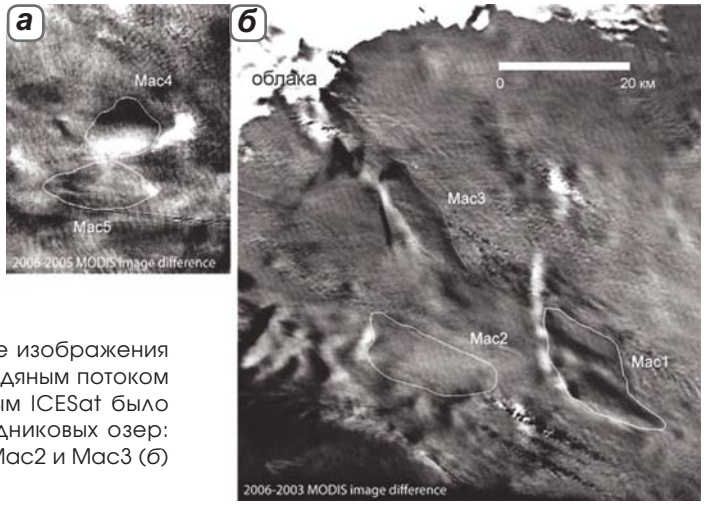
Район ледяного потока Мак-Эйела (E). Гидрологически связанные системы подледниковых озер были обнаружены в Западной Антарктиде не только под ледяными потоками Мерсера (A) и Вилланса (B), но и под ледяным потоком Мак-Эйла (E) (Fricker et al., 2010). Здесь по данным спутниковой лазерной альтиметрии 2003−2009 гг., радиоинтерферометрии, разностных изображений MODIS, аэрорадиозондирования и с использованием полученной по цифровым моделям поверхности и ложа карты гидравлического потенциала было выявлено пять крупных активных подледниковых озер, образующих единую подледниковую гидрологическую систему (рис. 4.97). В более крупном масштабе положение пяти озер (Mac1, Mac2, Mac3, Mac4 и Mac5) показано на рис. 4.98.

Изменение высоты поверхности над этими подледниковыми озерами показано на рис. 4.99. Согласно оценкам, изменение объема самого крупного из этих озер (Mac5) площадью около 150 км^2 за 2003–2008 гг. составило по крайней мере 1,0 км^3. Более детально активность подледниковых озер в районе ледяного потока Мак-Эйла (E) исследована в работе (Carter et al., 2011).

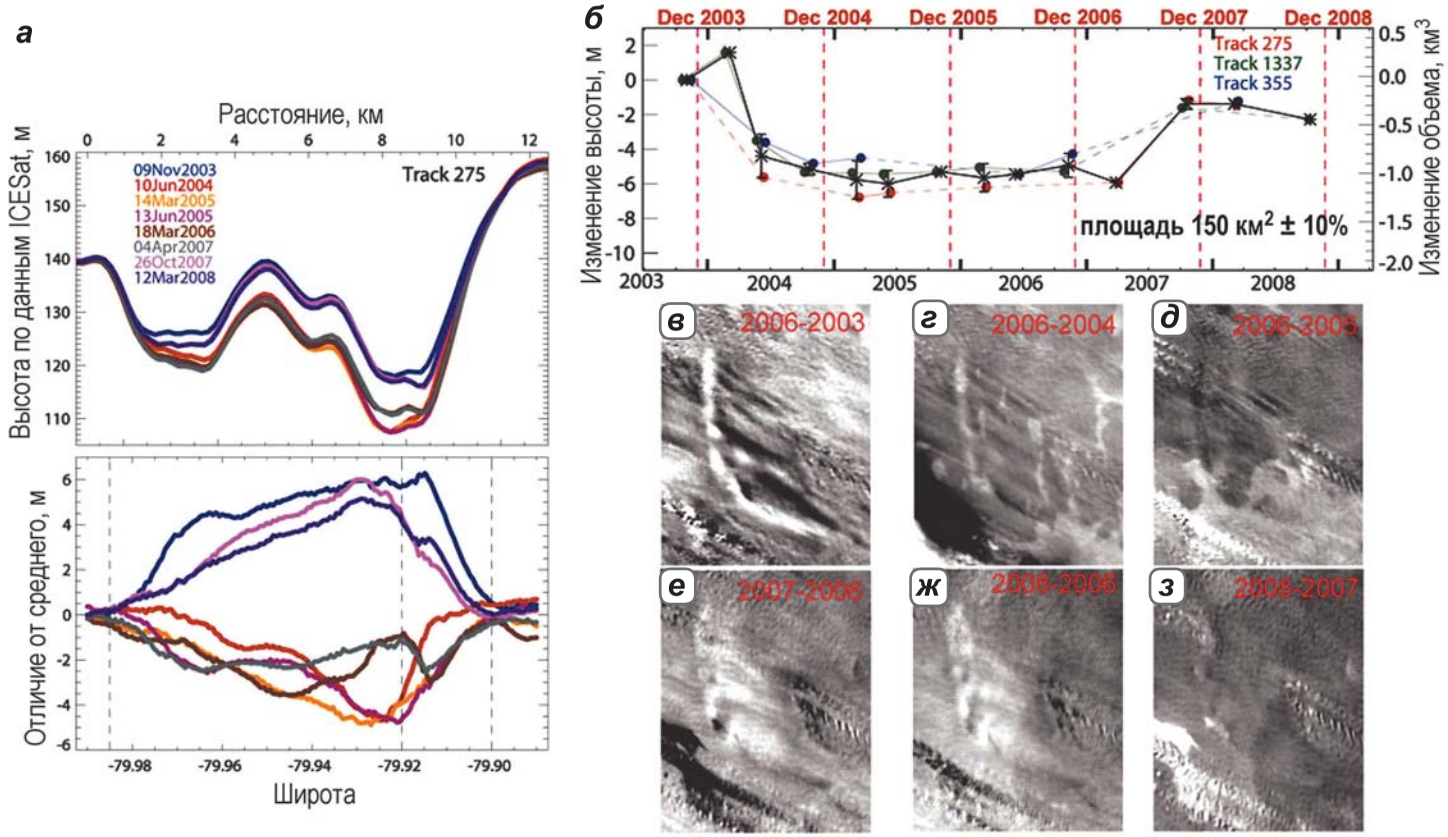
Данные радиозондирования и лазерной альтиметрии со спутника ICESat 2004–2009 гг. (Fricker et al., 2010) позволили вычислить гидравлический потенциал с применением моделей течения подледниковой воды (Le Brocq et al., 2009) и исследовать



▲ **Рис. 4.97.** Ледяной поток Мак-Эйла (E) (*а*), где по данным ICESat 2003–2009 гг. (тонкие серые линии) обнаружены (*б*) пять районов со значительными (до 9 м) изменениями высоты поверхности ледника. Границы озер показаны белыми сплошными линиями. Гидрологический потенциал (кПа) рассчитан по отношению к давлению на линии налегания. Голубым пунктиром намечены пути стока воды. Желтым выделены области, где в 2005/06 г. были зафиксированы сейсмические всплески (Winberry et al., 2009; Fricker et al., 2010)

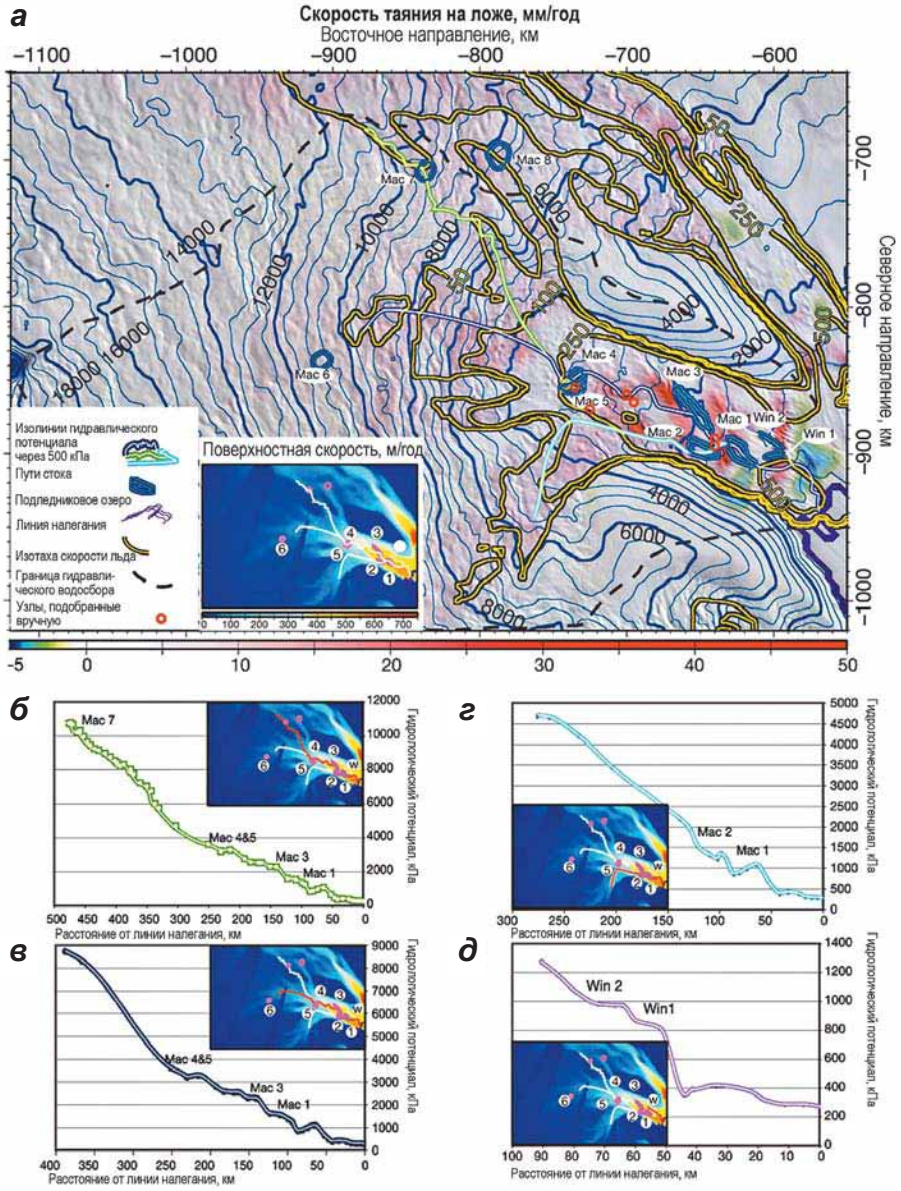


▶ **Рис. 4.98.** Разностные изображения двух районов, где под ледяным потоком Мак-Эйела (E) по данным ICESat было обнаружено пять подледниковых озер: Mac4 и Mac5 (*а*), Mac1, Mac2 и Mac3 (*б*) (Fricker et al., 2010)

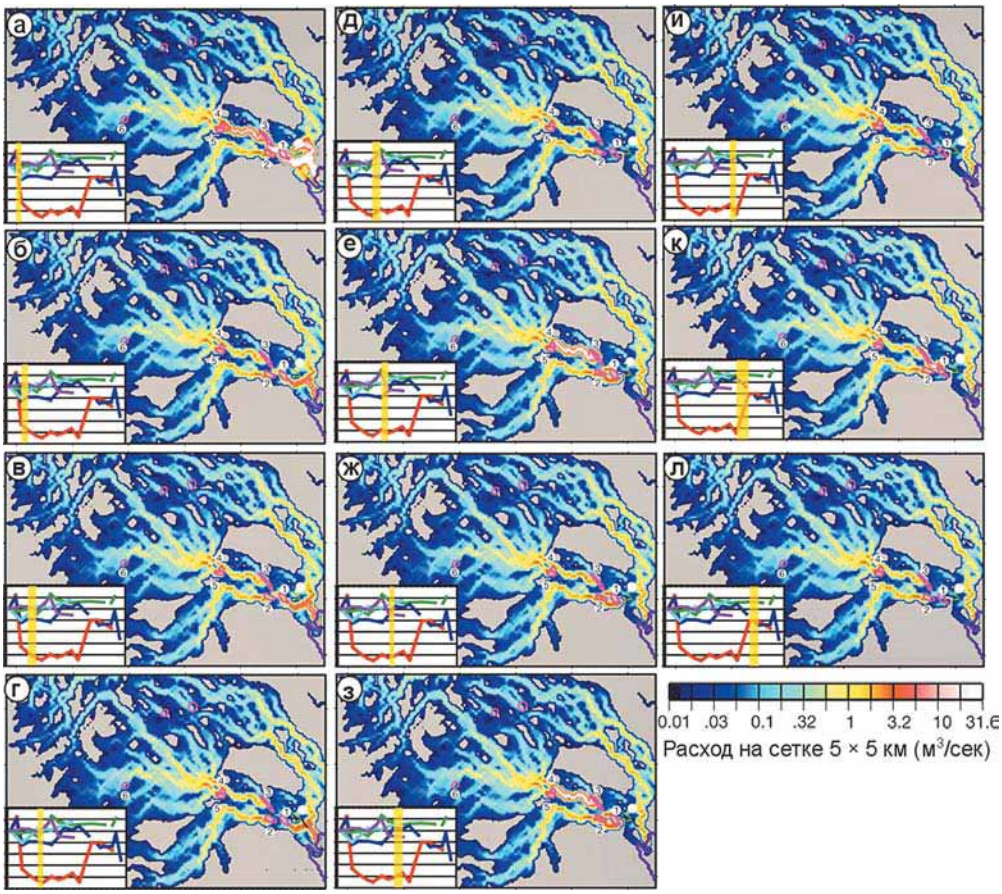


▲ **Рис. 4.99.** Подледниковое озеро Mac1 под ледяным потоком Мак-Эйела (E): *а*) повторные ICESat профили и аномалии высоты поверхности по данным ICESat для трека 275; *б*) временные серии изменений высоты и объема по трем трекам ICESat, красные вертикальные линии показывают приблизительное время съемок в период с 2003 по 2008 г.; *в–з*) изображения, иллюстрирующие цикл заполнения–дренирования озера (Fricker et al., 2010)

активность подледниковой водной системы в бассейне ледяного потока Мак-Эйла (E), содержащей восемь подледниковых озер (Mac1–Mac8), а также оценить скорость донного таяния (рис. 4.100). Для количественной оценки изменчивости расхода воды во времени выполнено моделирование перераспределения воды в каскаде озер Mac1–Mac5 с марта 2004 г. по март 2008 г. (рис. 4.101).



▲ **Рис. 4.100.** Подледниковые озера в бассейне ледяного потока Мак-Эйела (E): *а*) скорость донного таяния (цветная шкала внизу), изолинии гидравлического потенциала (синие линии) и поверхностной скорости, желтым цветом показаны контуры 50, 100, 250 и 500 м/год по данным (Joughin et al., 2004); *б*–*д*) гидравлический потенциал по профилям через локальные минимумы (показаны красными линиями на врезках) (Carter et al., 2011)

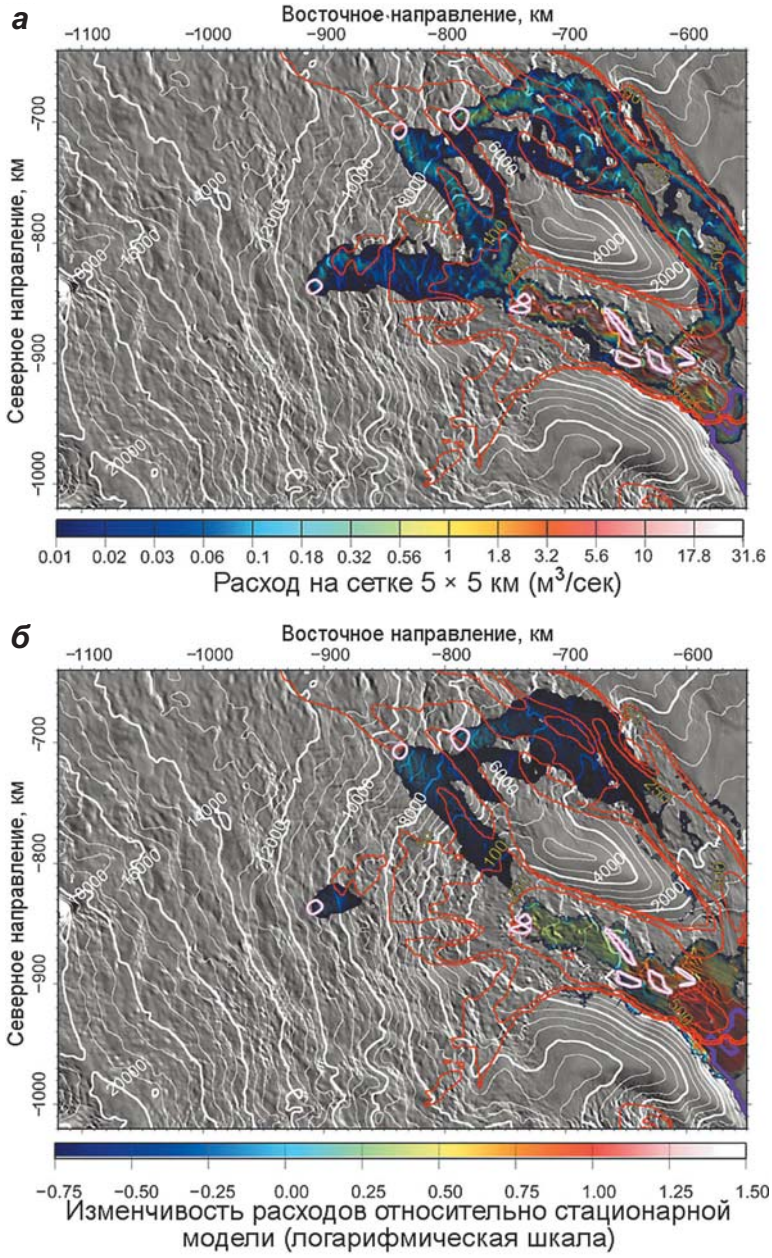


▲ **Рис. 4.101.** Модельная эволюция расхода воды из озера Mac5 в озеро Mac1 в интервалы времени, совпадающие с миссиями ICESat: *а*) март–июнь 2004, *б*) июнь–октябрь 2004, *в*) октябрь 2004 – март 2005, *г*) март–июнь 2005, *д*) июнь–ноябрь 2005, *е*) ноябрь 2005 – март 2006, *ж*) март–июнь 2006, *з*) июнь–ноябрь 2006, *и*) ноябрь 2006 – март 2007, *к*) март–октябрь 2007, *л*) октябрь 2007 – март 2008 г. (Carter et al., 2011)

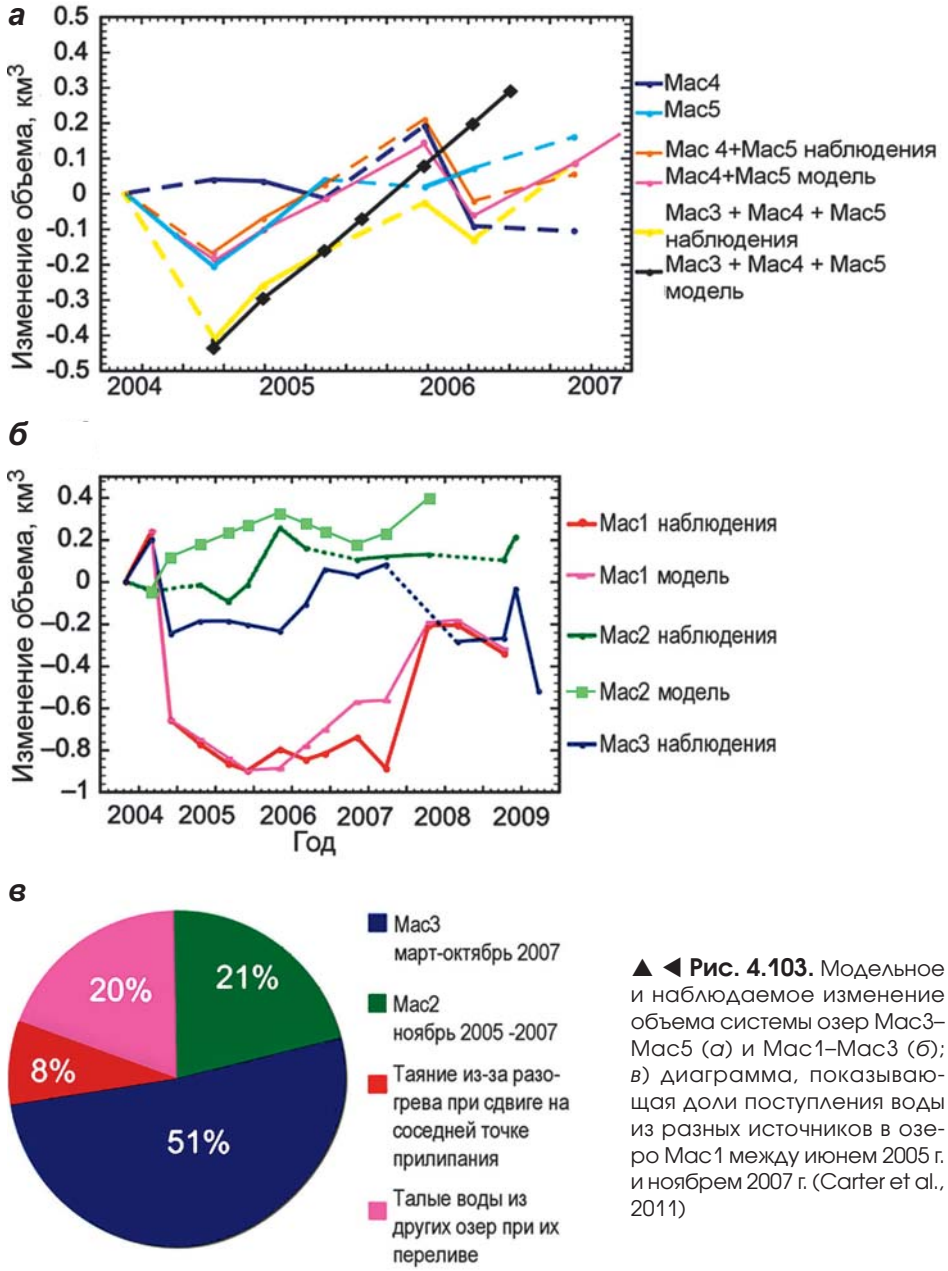
Вода, дренируемая из озера Mac5, проходит через озеро Mac4 в озеро Mac3 и поступает в озеро Mac1. Периодичность лазерной альтиметрии недостаточна, чтобы точно установить время спуска–наполнения этих трех озер, единственно, что ясно – озеро Mac5 опорожняется прежде озер Mac3 и Mac1. Из расчетов следует, что даже девять месяцев спустя после опорожнения других озер сток из озера Mac1 достаточен для смачивания ложа ниже по течению (см. рис. 4.101, *б–г*). Но позже, с июня по ноябрь 2005 г., большая часть ложа здесь смачивается лишь за счет локального таяния подошвы ледника (см. рис. 4.101, *д*). С ноября по март 2006 г. области между озерами Mac2 и Mac1 и между озерами Mac4 и Mac3 подпитывались водой из озер Mac2 и Mac4 (см. рис. 4.96, *е*). Видно также, как между мартом и октябрем 2007 г. паводок из озера Mac4 проходит из озера Mac3 в Mac1 (см. рис. 4.101, *ж*, *з*). Во всех случаях почти вся вода в бассейне проходит через нижнее озеро Mac1.

В наиболее быстрых частях ледяного потока E, где поверхностная скорость превышает 250 м/год, модельный расход воды на порядок превышает стационарный

расход (рис. 4.102). В некоторых областях, расположенных ниже озер Mac4 и Mac5, снабжение водой почти полностью зависит от динамики одного или двух озер. Расход в этих областях изменяется почти от нуля до >20 м^3/с (для ячейки 5×5 км). Изменение объема озера Mac2 между ноябрем 2003 г. и ноябрем 2005 г. составляет по модели 0,33 км^3, что близко к оценке по альтиметрии – 0,3 км^3 (рис. 4.103, *б*).



▲ **Рис. 4.102.** Диапазон расходов воды (цветная шкала, м^3/с) по модели с сеткой 5×5 км (максимум–минимум) (*а*) и отклонения величин расхода по отношению к стационарному случаю (цветная логарифмическая шкала) (*б*) (Carter et al., 2011)

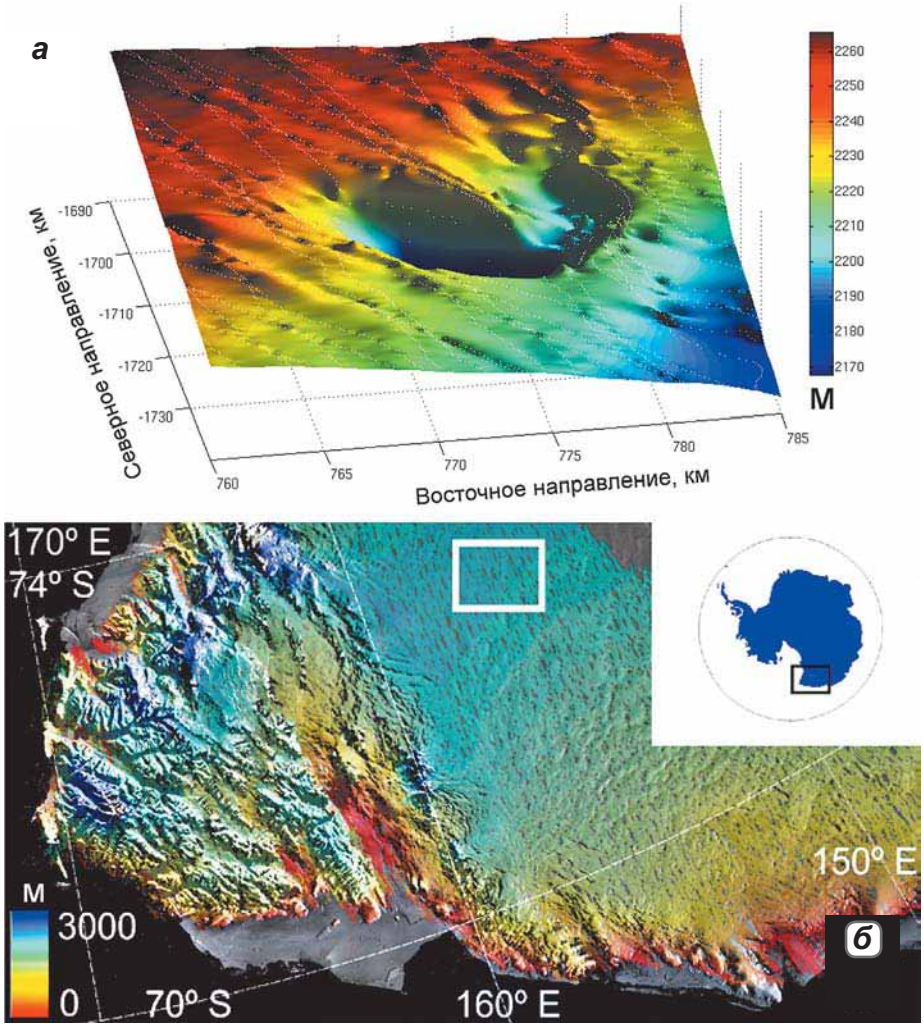


▲ ◀ **Рис. 4.103.** Модельное и наблюдаемое изменение объема системы озер Mac3–Mac5 (*а*) и Mac1–Mac3 (*б*); *в*) диаграмма, показывающая доли поступления воды из разных источников в озеро Mac1 между июнем 2005 г. и ноябрем 2007 г. (Carter et al., 2011)

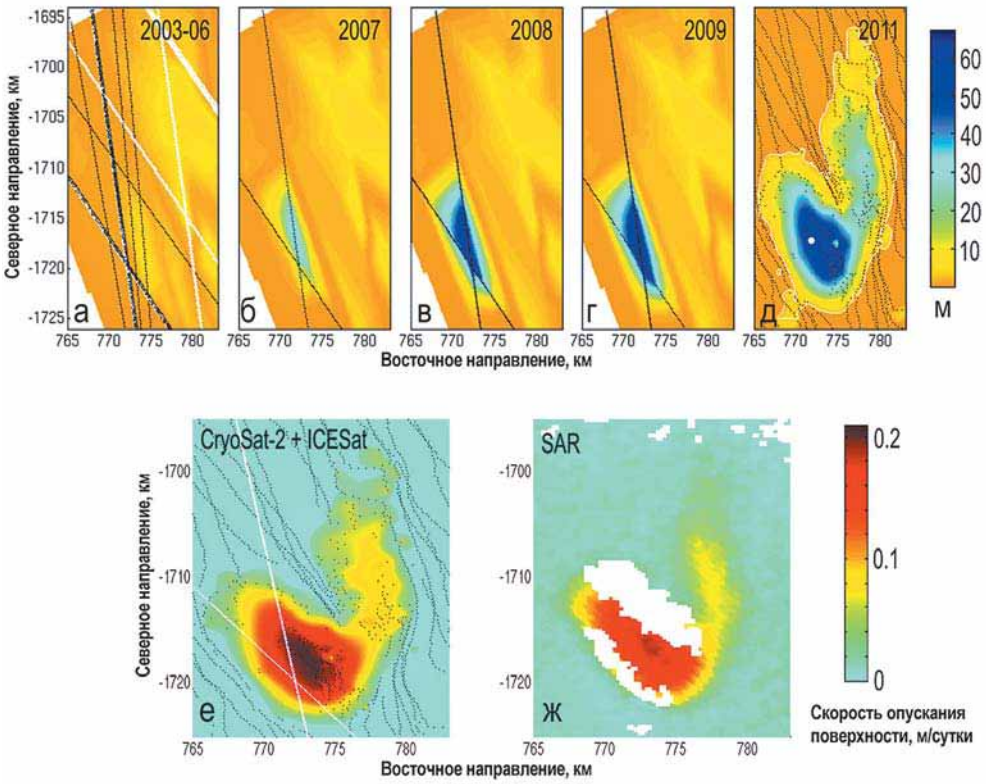
Однако для более коротких интервалов (март–ноябрь 2005 г.) модельные и наблюденные изменения объема отличаются сильнее, возможно, потому, что выше по течению может находиться еще один, пока не обнаруженный резервуар. Изменение объема озера Mac1 с июня по март 2008 г. составляет по модели 0,71±0,14 км^3, что также близко к оценке по альтиметрии – 0,69±0,14 км^3. Более половины объема воды поступает сюда прямо из озера Mac3, 21% – из озера Mac2, 20% – из озер Mac2 и Mac3 и только 8% – за счет диссипативного разогрева на локальной «точке

прилипания». Временные различия между модельными и наблюденными изменениями объема озера Mac1 достигают четырех месяцев.

Подледниковое озеро Кука, которое также называют CookE2, находится примерно на 155,8º в.д. и 72,8º ю.ш. вблизи ледораздела под примерно 2700-метровой толщей льда. Оно впервые было описано в работе (Smith et al., 2009), где по данным повторной лазерной альтиметрии удалось установить, что между ноябрем 2006 г. и мартом 2008 г. поверхность ледника в этой области понизилась примерно на 45 м и, на основании этого объем опорожнения был оценен равным 2,7 км^3 воды. Однако область опорожнения была тогда недостаточно точно оконтурена, так как пересекалась всего лишь двумя повторными треками ICESat.



▲ **Рис. 4.104.** Подледниковое озеро Кука: *а*) область просадки поверхности ледника над опорожнившимся озером (цветная шкала в м над ур. моря), устанавливаемая по интерферометрическим измерениям (белые точки) со спутника CryoSat-2 в период между январем и ноябрем 2011 г.; *б*) местоположение района озера в Восточной Антарктиде выделено белым прямоугольником, высота поверхности по данным CryoSat-2 показана цветом (McMillan et al., 2013)

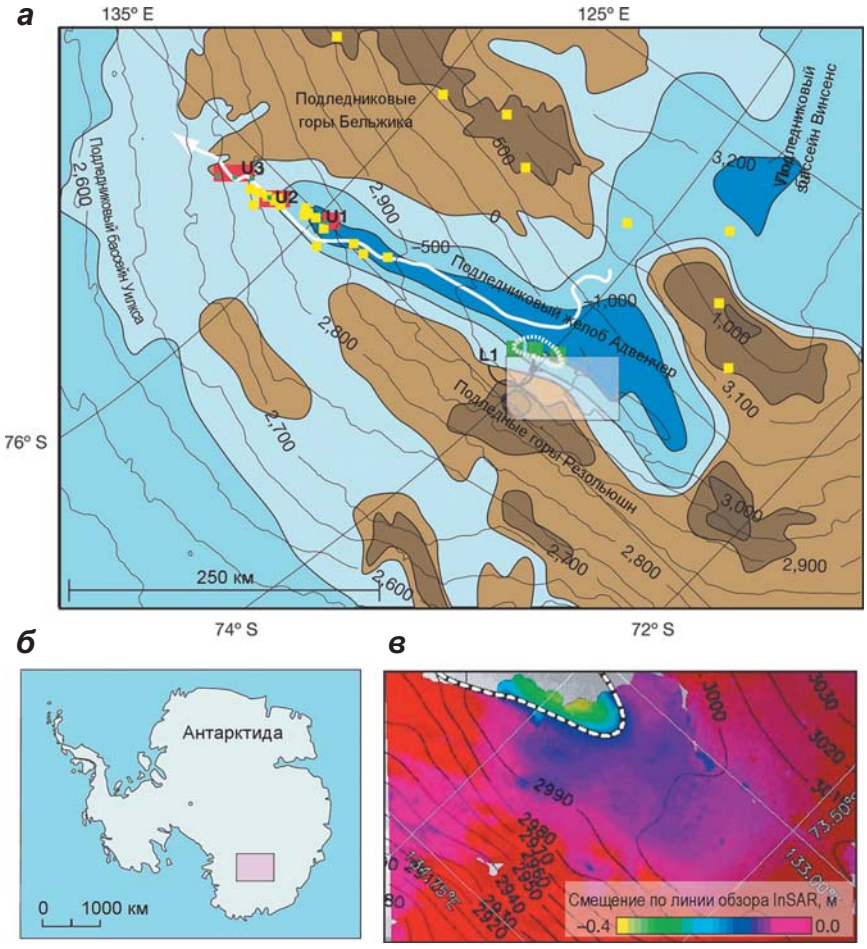


▲ **Рис. 4.105.** Изменение высоты ледниковой поверхности (цветная шкала, м) над подледниковым озером Кука по измерениям ICESat (*а–г*) и CryoSat-2 (*д*). Черными линиями показаны треки лазерной альтиметрии, белыми линиями на (*а*) – треки ICESat 2003 г., белым пунктиром на (*д*) показаны границы депрессии; скорости изменений по данным (*е*) ICESat и CryoSat-2, (*ж*) SAR (McMillan et al., 2013)

Новые данные радарного интерферометрического альтиметра CryoSat-2, полученные в 2011 г., позволили существенно уточнить размеры озера (McMillan et al., 2013) (рис. 4.104). Эти данные показывают, что площадь озера равна 260 км^2, а объем опорожнения был не 2,7 км^3, а 6,36 км^3 воды, с пиковыми расходами, превышавшими 160 м^3/с. Продолжительность всего события была около 20 мес (рис. 4.105).

Таким образом, объем опорожнения оказался в 2,5 раза больше, чем считали ранее, и он пока самый большой из известных на настоящее время расходов подледниковых озер Антарктиды. Для сравнения этот объем эквивалентен примерно 10% общего количества воды, продуцируемого за счет донного таяния на всем коренном ложе Антарктиды за год, или же примерно 8% чистых потерь массы ледникового покрова за год (McMillan et al., 2013). Результаты свидетельствуют в пользу того, что значительные массы воды на ложе Антарктиды перемещаются эпизодически в виде отдельных событий, хотя неясно, насколько такой режим характерен в целом для движения вод под ледниковым покровом.

Район подледникового трога Адвенчер. Анализ данных радиоинтерферометрии (InSAR) со спутника ERS-2, полученных с интервалом 16 мес (с 14 августа 1997 г. по 16 марта 1998 г.) в окрестности подледникового трога Адвенчер, в районе

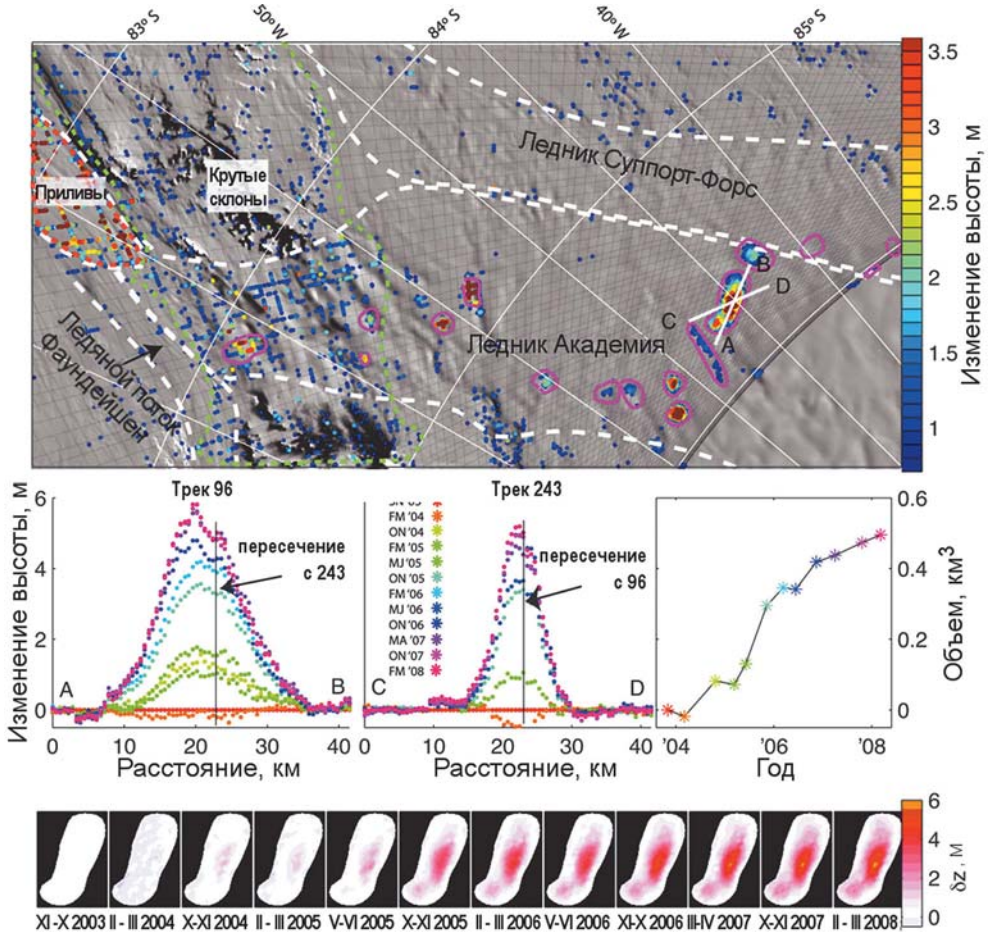


▲ **Рис. 4.106.** Активные озера в подледниковом троге Адвенчер в районе купола С в Восточной Антарктиде: *а*) высота поверхности ледникового покрова и положение подледниковых озер U1, U2, U3 (желтые квадраты) и L1 (его граница показана пунктирной белой линией); изолинии поверхности показаны тонкими линиями, другие небольшие подледниковые озера в этом районе – желтыми квадратами, участки понижения и повышения высоты поверхности на 1 м по данным альтиметрии со спутника ERS-2 – зеленым и красным цветом; направление течения воды, вычисленное по градиенту давления подледниковой воды – белой толстой линией со стрелкой; голубым и коричневым цветом показаны высоты ложа ниже и выше уровня моря; *б*) положение района исследований в Антарктиде; *в*) район, покрытый радиоинтерферометрической (InSAR) съемкой со спутника ERS-2. Для периода с 14 августа 1997 г. по 16 марта 1998 г. выделены также участки понижения поверхности, показанные на (*а*) (Wingham et al., 2006)

купола С, показал заметные изменения высоты поверхности ледникового покрова (Wingham et al., 2006) (рис. 4.106). Эти изменения интерпретированы как результат перетока вод в объеме около 1,8 км^3 между подледниковыми озерами по дренажной системе протяженностью выше 290 км.

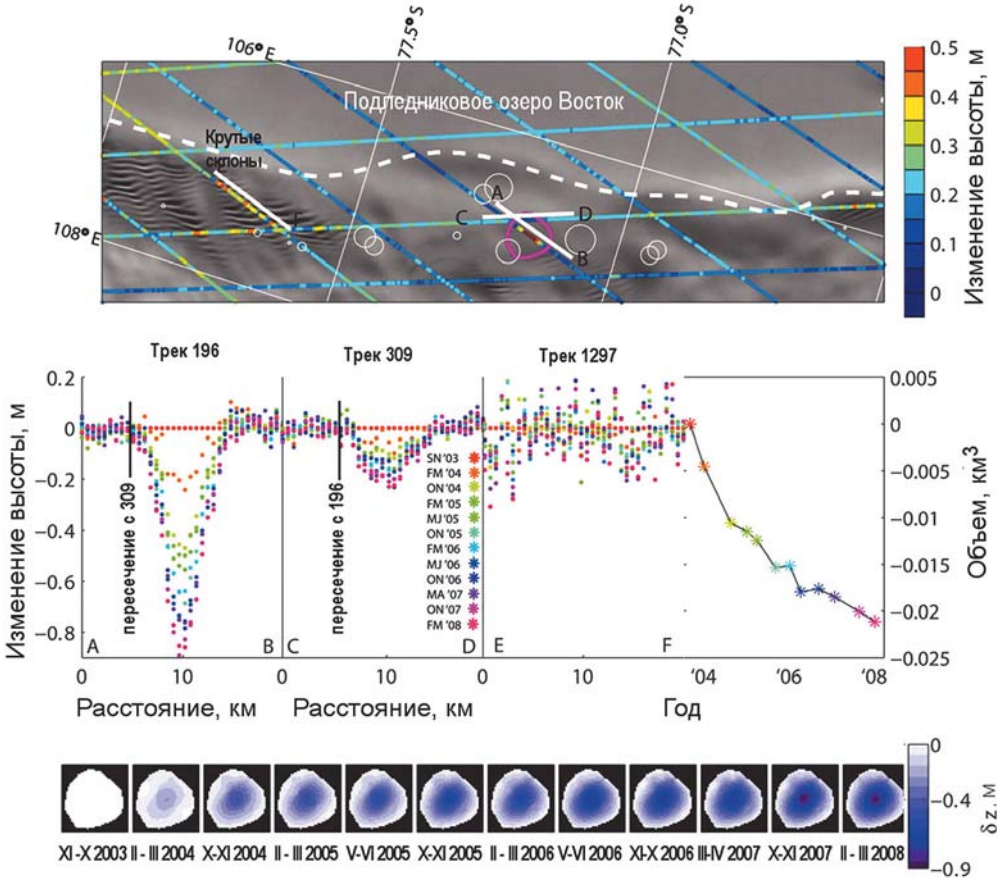
Район ледника Академия. Анализ данных 2003–2008 гг. со спутника ICESat позволил проследить временные изменения высоты поверхности и охваченной

этими изменениями площади подледникового озера в районе ледника Академия (Smith et al., 2009) (рис. 4.107). Из этого рисунка следует, что с сентября 2003 г. по март 2008 г. поверхность ледника над озером поднялась на 6 м, охватывая по мере поднятия все большую площадь. Скорость заполнения озера в среднем составила 0,13 км^3/год.



▲ **Рис. 4.107.** Вверху: изменение высоты поверхности ледника Академия и объема подледникового озера по данным ICESat в 2003–2008 гг. (тонкие темные линии). Изменения высоты поверхности вдоль треков более 0,5 м показаны цветной шкалой, границы бассейнов ледяных потоков – белым пунктиром; оранжевый пунктир – линия налегания шельфового ледника с большими приливными колебаниями. Графики посередине: смещения высоты поверхности в октябре–ноябре 2003 г. по трекам AB (96) и CD (243), пересекающим подледниковое озеро и кривую заполнения подледникового озера с 2004 по 2008 г. Внизу: изменения высоты над подледниковым озером в 2003–2008 гг. (Smith et al., 2009)

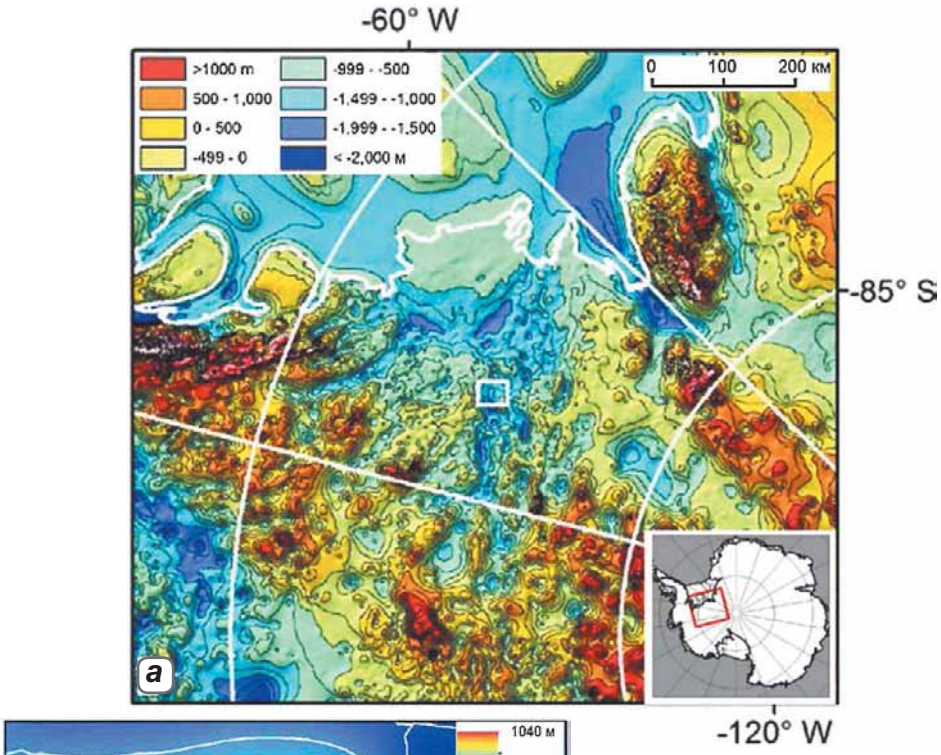
Район озера Восток. Таким же путем были получены данные для одного из небольших озер, которые обрамляют озеро Восток (Smith et al., 2009). Здесь за тот же период высота поверхности понизилась на 0,9 м и площадь, на которой происходило это понижение, также разрасталась от месяца к месяцу (рис. 4.108).

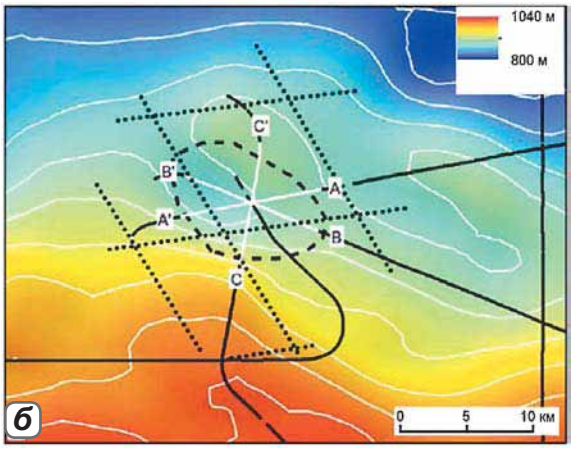


▲ **Рис. 4.108.** Изменение высоты поверхности (участок оконтурен красной линией) вблизи восточного края подледникового озера Восток (показан белой штриховой линией) по данным ICESat в 2003–2008 гг. Графики посередине: изменения в октябре–ноябре 2003 г. над активным участком – треки AB (196) и CD (309), и за его пределами – трек EF (129). Слева: кривая изменения объема подледникового озера с 2004 по 2008 г. Внизу: изменения высоты над подледниковым озером за тот же период (Smith et al., 2009)

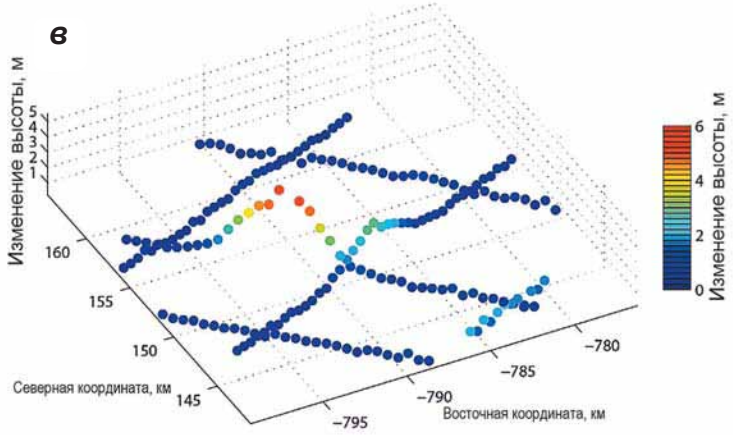
Район ледяного потока Институт. При сравнении данных спутниковой лазерной альтиметрии за период между октябрем 2003 г. и декабрем 2009 г. в районе ледяного потока Институт была обнаружена локальная область, где поверхность повышалась (рис. 4.109). Этот факт был интерпретирован как наполнение водой подледникового озера объемом как минимум 0,18 км^3 (Smith et al., 2009). Озеро получило название Институт (Institute E2). Чтобы подтвердить его существование, летом 2010–2011 гг. в этом районе было выполнено аэрорадиозондирование на частоте 150 МГц (Siegert et al., 2014). Оно показало плоские участки на ложе и участки с интенсивностью отражений, на 10–20 дБ превышающей отражения от окружающего ложа, и связанные с наличием воды на ложе (рис. 4.110).

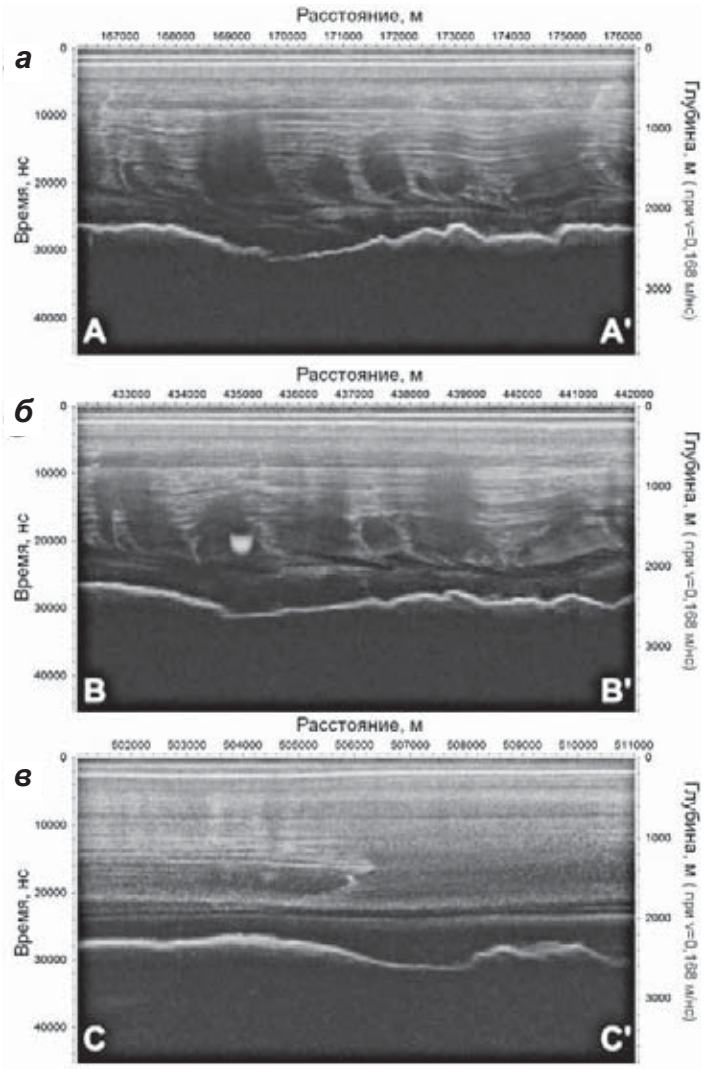
Оказалось, что озеро располагается на борту подледниковой депрессии, т.е. не полностью определяется рельефом ложа, и имеет длину 15 км и ширину 2–4 км. Расчеты показали, что оно совпадает с минимумом в поле гидравлического потенциала. Интенсивность отражений от ложа в области озера была на 10–20 дБ выше,



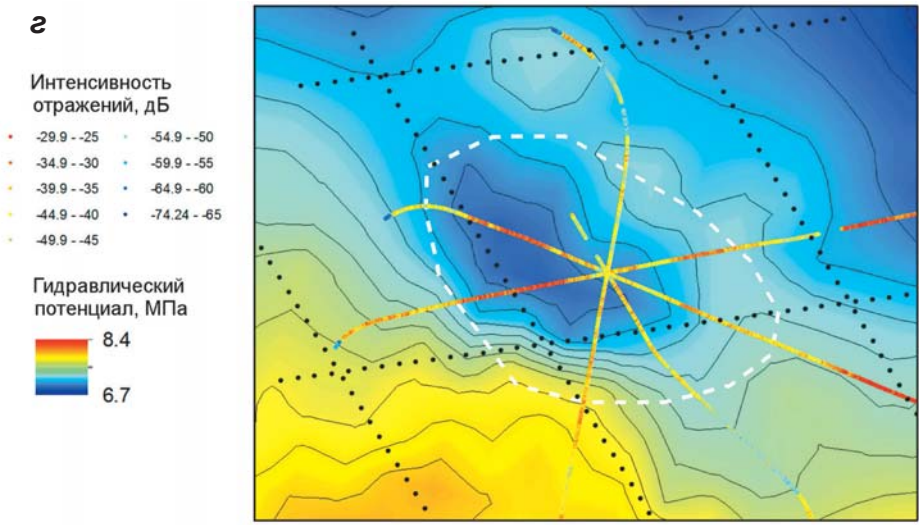


◀ **Рис. 4.109.** Район ледяного потока Институт в Западной Антарктиде по данным (Ross et al., 2012): (*а*) профили радиозондирования (черные линии) и треки ICESat (черные пунктирные линии) (Siegert et al., 2014); (*б*) изменение высоты поверхности подледникового озера Institute E2 по данным IceSat (*в*) (Smith et al., 2009) между октябрем 2003 г. и декабрем 2009 г. (Siegert et al., 2014)





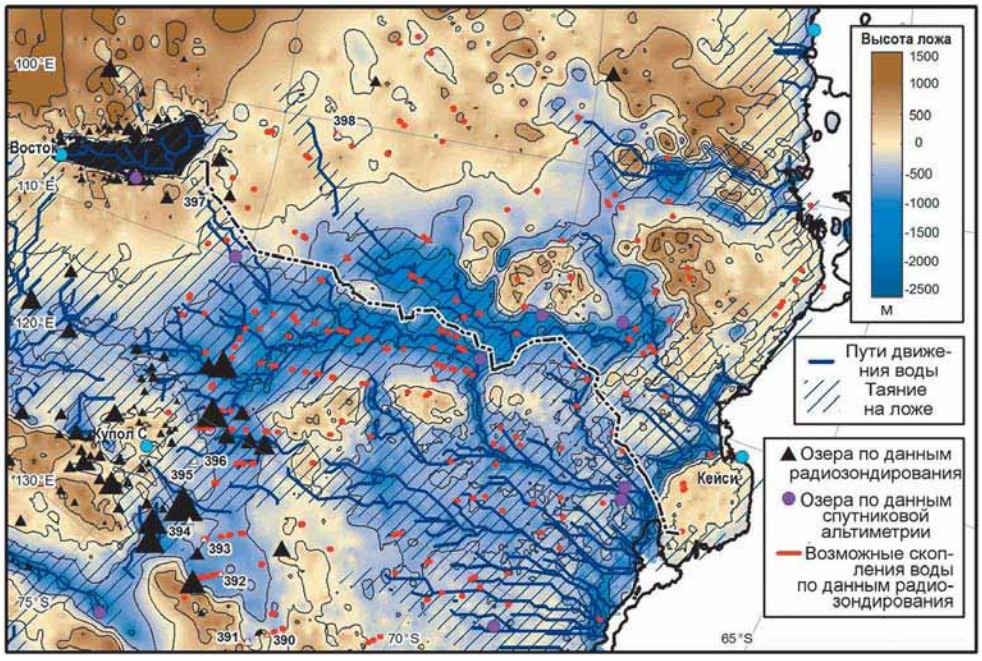
▶ ▼ **Рис. 4.110.** (*а–в*) Радарные отражения от подледникового озера Институт E2 вдоль профилей (см. рис. 4.109); (*г*) интенсивность отражений от ложа, дБ вдоль этих же профилей (цветная шкала) и гидравлический потенциал (цветная шкала) в районе озера (его границы показаны белой пунктирной линией) (Siegert et al., 2013)



чем в прилегающих районах, т.е. указывала на наличие воды. Но другие радарные характеристики, типичные для больших глубоких подледниковых озер, отсутствовали. Все полученные данные свидетельствовали, что существование этого скопления воды больше контролируется рельефом дневной поверхности, чем ложем, и оно должно очень чутко реагировать на малые изменения ледниковой поверхности. Вероятно, это озеро неглубокое – не более 10 м, а местами менее 1 м глубиной. Опыт работы в этом районе также показал, что в некоторых случаях недостаточно данных только радиолокации для выявления озер и что подобных озер в Антарктиде больше, чем это считалось ранее.

Район подледникового бассейна Аврора. Хотя подледниковая гидрология Восточной Антарктиды еще слабо изучена, использование новых данных воздушной радиолокации и численного моделирования позволило обнаружить десятки новых мест возможного скопления воды на участках ложа в бассейне Аврора (Wright et al., 2012). Судя по расчетам, подледниковая сеть стока этого бассейна площадью 287 000 км^2 и протяженностью 1000 км может дренировать подледниковые озера, находящиеся в районе ледораздела купола С, и их воды могут достигать побережья под ледником Тоттен.

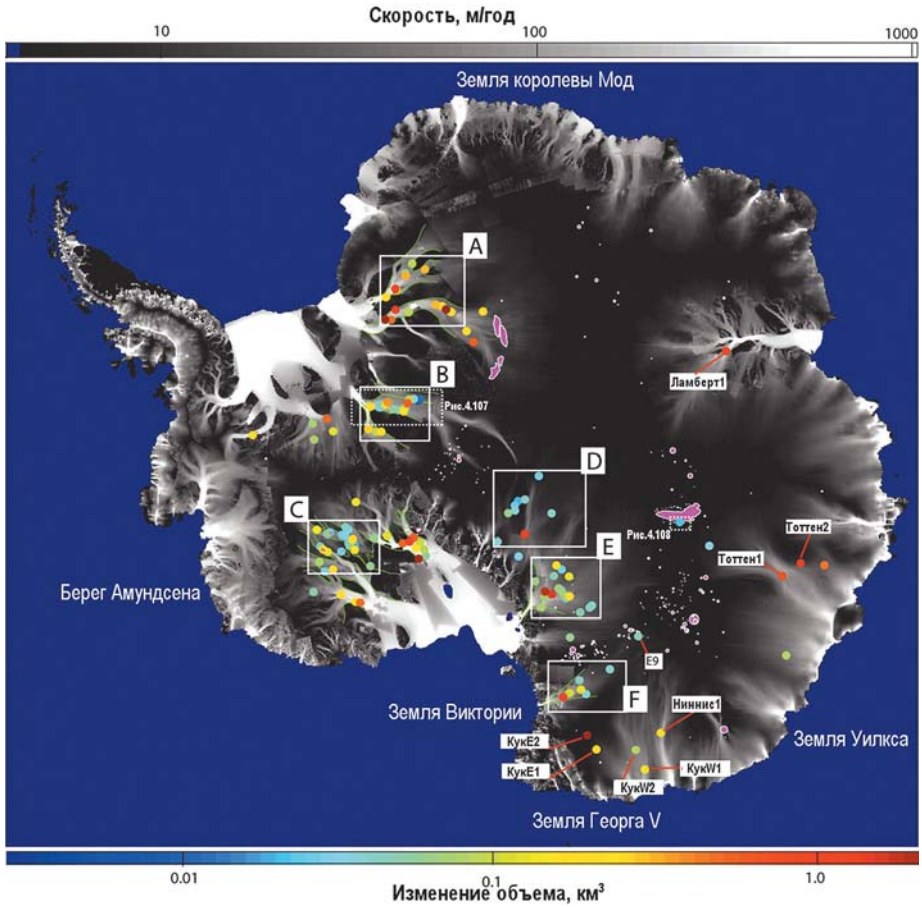
В общей сложности в бассейне Аврора с использованием автоматического алгоритма оценки интенсивности донных отражений было идентифицировано 190 мест, где могут быть подледниковые водоемы (рис. 4.111).



▲ **Рис. 4.111.** Современные представления о подледниковой гидрологии области бассейна Аврора (топография ложа отображена градациями цвета). Показаны все идентифицированные подледниковые озера (треугольники) и все места, где были зафиксированы изменения высоты поверхности, вероятно, связанные с перемещением подледниковых вод. Красным цветом обозначены места скопления подледниковых вод, установленные по данным радиолокации, но не полностью соответствующие критериям идентификации их как озер. В областях таяния на ложе (штриховка) показана гидрологическая сеть (синие линии) (Wright et al., 2012)

Из 190 предполагаемых скоплений воды на ложе только 19 (10%) идентифицируются визуально на радарных записях. Восемь из них, включая озера Аврора, Конкордия и SPRI-28/63 длиной 16, 39,5 и 28,1 км (по новым данным на 4 км больше), были известны ранее по данным радиозондирования и одно озеро (Тоттен-2 длиной 6,5 км) – по спутниковым данным. 11 новых озер находятся вблизи ледораздела купола С и ледяного поднятия В. Остальные места возможных скоплений воды на ложе, хотя и не обладают всеми радиофизическими признаками озер, тем не менее могут соответствовать элементам подледниковой гидрологической системы.

На этих основаниях авторы предполагают, что на пространстве между куполом С и ледником Тотен действует активная гидрологическая система, и динамические особенности основных выводных ледников Восточной Антарктиды могут формироваться под влиянием гидрологических процессов, имеющих начало в сотнях километрах выше по линиям тока.

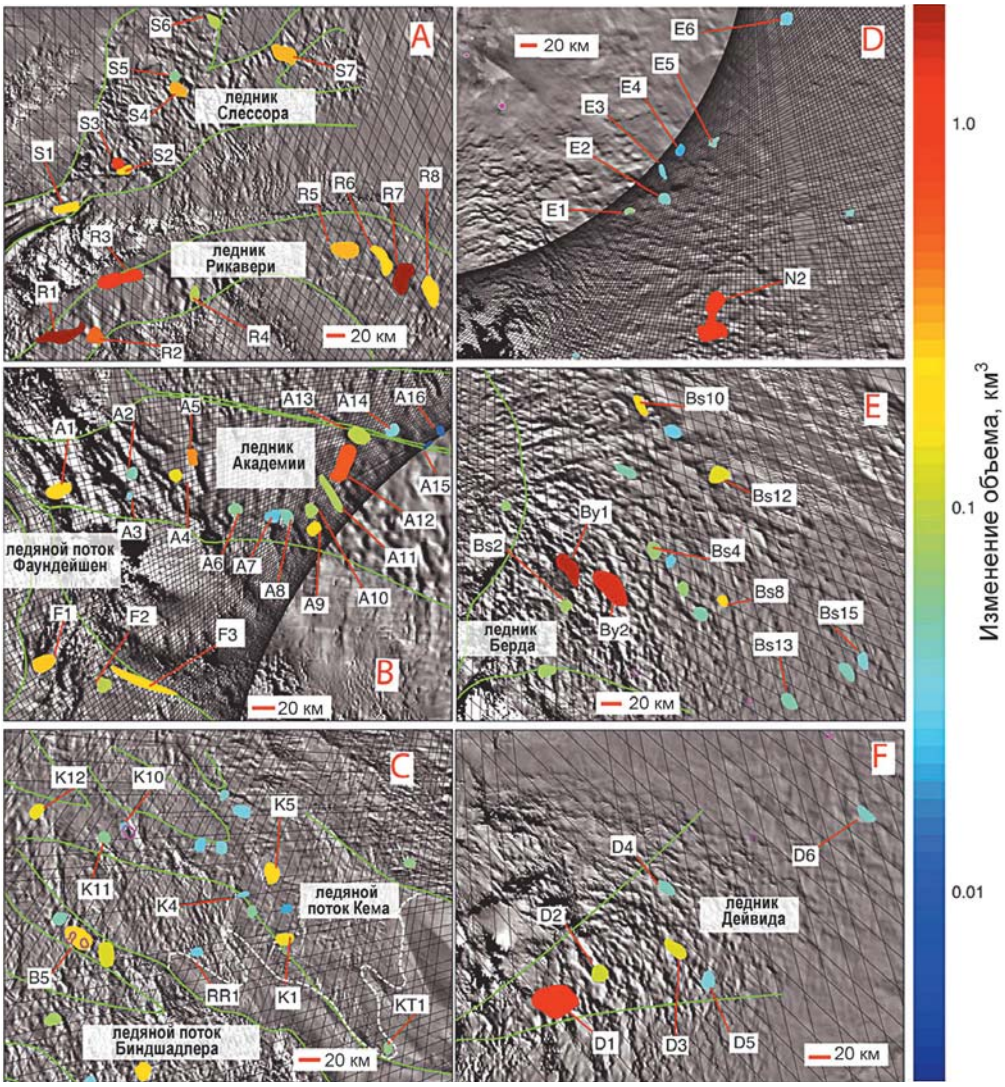


▲ **Рис. 4.112.** Положение 124 активных подледниковых озер в Антарктиде по данным съемок со спутника ICESat в 2003–2008 гг. Белым и фиолетовым цветом указаны ранее известные подледниковые озера; кружками – подледниковые озера, идентифицированные по данным радиолокации, их диаметр пропорционален длине озер (Siegert et al., 2005; Carter et al., 2007; Popov, Masolov, 2007). Белыми прямоугольниками отмечены места, показанные на рис. 4.113 (Smith et al., 2009)

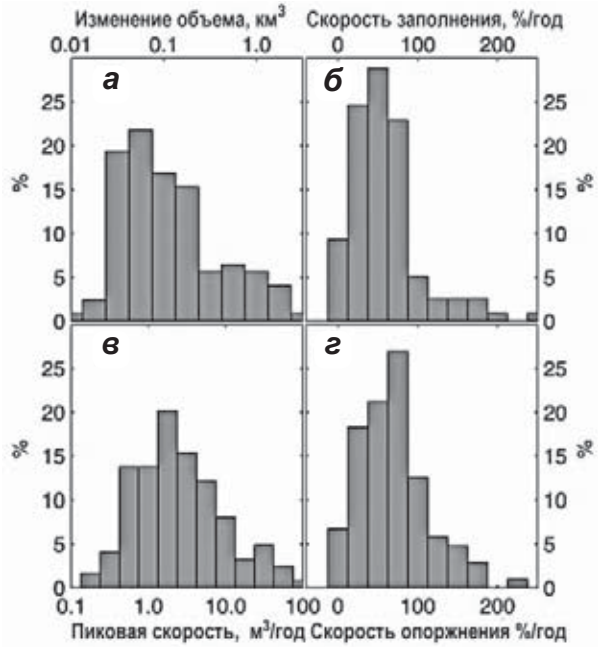
4.9.5. Инвентаризация активных озер Антарктиды

К 2009 г. по данным съемок ICESat, выполненных в 2003–2008 гг., всего в Антарктиде было обнаружено 124 активных подледниковых озера (рис. 4.112). За весь этот период удалось определить, как изменялся объем у 31 озера (Smith et al., 2009). Колебания были в пределах от +2,2 до −2,7 км^3, в сумме они составили около 21 км^3.

Изменение объема подледниковых озер в отдельных районах за период с 2003 по 2008 г. показано на рис. 4.113. Анализ показал, что медианный размер активных озер равен 13 км. Этот размер соизмерим с расстоянием между треками примерно на 80° ю.ш. Это значит, что вероятность обнаружения озер в более северных широ-



▲ **Рис. 4.113.** Положение подледниковых озер и изменения их объема, км^3 (цветная шкала) для районов A–F (см. рис. 4.112). Зелеными линиями показаны приблизительные границы быстро движущегося льда (Smith et al., 2009)



▶ **Рис. 4.114.** Гистограммы, характеризующие объем и скорость дренажа 124 озер: *а*) гистограмма изменения объемов (км^3 в логарифмическом масштабе); *б*) пиковая скорость заполнения или опорожнения, м^3/с; скорости заполнения (*в*) и дренажа (*г*), нормализованные по максимальным значениям (%/год) (Smith et al., 2009)

тах была меньше по сравнению с более южными областями. Объем и скорости заполнения для каждого озера варьируют в широких пределах (рис. 4.114).

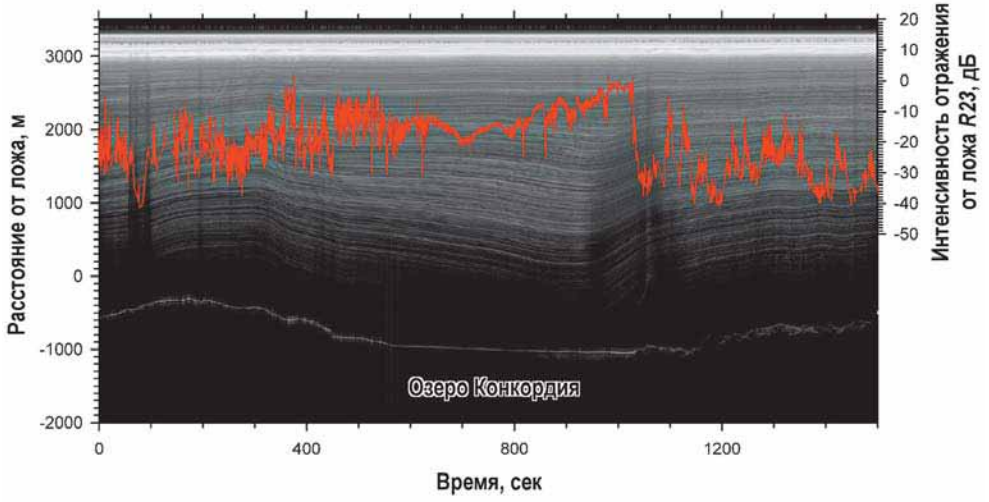
Медиана пиковых скоростей сокращения объема равна ~1 м^3/с, но максимум достигает ~100 м^3/с. Опорожнения озер со скоростями <10 м^3/с могут быть объяснены оттоком вод по каналам внутри подледниковых отложений (Walder, Fowler, 1994), что можно ожидать в районах с небольшими уклонами поверхности (Smith et al., 2009). Большинство активных подледниковых озер имеют небольшие размеры (см. рис. 4.114) и дренируются с годовым или полугодовым циклом.

4.10. Внутренние отражающие слои и свободная от радиоэха зона

Уже первые данные радиозондирования показали (Robin et al., 1977), что во многих районах Антарктиды на радарных записях наблюдаются внутренние отражающие слои и придонный слой льда толщиной несколько сотен метров, в котором отражающие слои отсутствуют. Это так называемая свободная от радиоэха зона (echo free zone – EFZ) (рис. 4.115).

Внутренние отражающие слои прослеживаются на расстояниях до нескольких десятков и даже сотен километров до глубин более 3000 м. В верхней части разреза они обычно наблюдаются параллельно поверхности ледникового покрова и в нижней его части проходят параллельно ложу; толщина придонной свободной от радиоэха зоны достигает нескольких сотен метров.

Отсутствие внутренних отражений в этой зоне объясняли разными причинами, начиная с простого ослабления отраженных сигналов на больших глубинах.



▲ **Рис. 4.115.** Внутренние отражающие и свободная от радиоэха зона в Восточной Антарктиде в районе озера Конкордия (красной линией показана интенсивность отражения от ложа) (Wright et al., 2012)

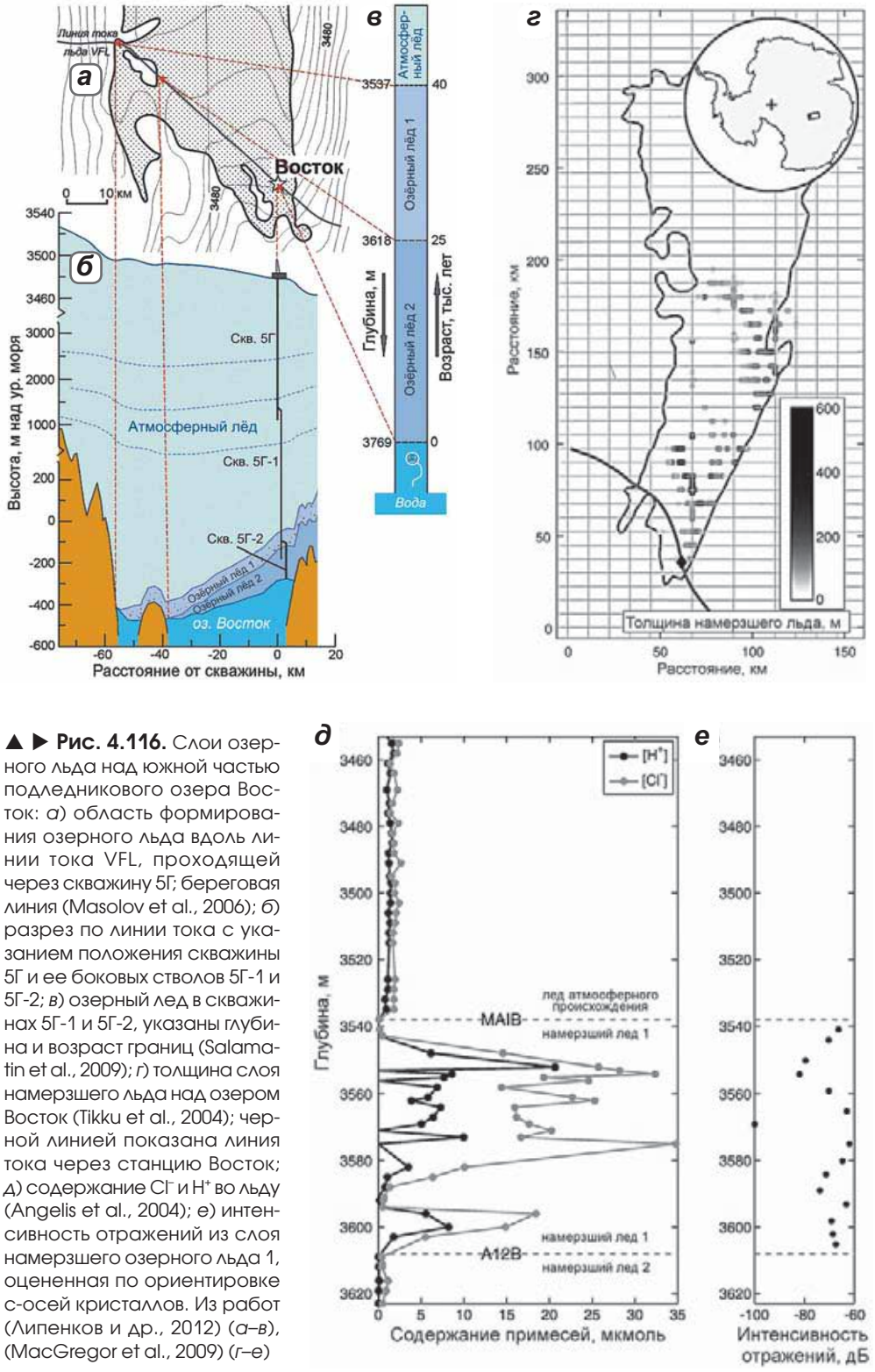
Предполагали, что эта зона может указывать на присутствие теплого льда или изменение ориентировки кристаллов и она связана с размыванием и нарушением геометрии диэлектрически контрастных границ из-за деформации льда (Drews et al., 2009). Не останавливаясь на всех возможных причинах и объяснениях формирования безэховой зоны, рассмотрим ее возможную связь с образованием намерзшего слоя льда на подошве ледникового покрова Антарктиды.

4.10.1. Намерзший озерный лед над подледниковым озером Восток

Две разновидности такого льда (лед 1 и лед 2) общей мощностью 232 м были обнаружены в интервале глубин 3537–3769 м в керне из скважины 5Г-2, пробуренной в 2009 г. на станции Восток до глубины 3769 м (Липенков и др., 2012) (рис. 4.116).

Толща озерного льда, вскрытая скважиной, образовалась вдоль линии тока VFL, которая начинается на ледоразделе В и проходит через станцию (см. рис. 4.116, *а*). На расстоянии около 35 км от станции ледник достигает озерной котловины и вступает в контакт с водой. В керне скважины 5Г-1 граница между ледниковым льдом атмосферного происхождения и конжеляционным льдом, образовавшимся из озерной воды, фиксируется по газосодержанию на глубине ~3537 м, а по изотопному составу – на глубине 3539 м и по ориентировке с-осей кристаллов в озерном льду (Липенков и др., 2012).

По данным моделирования (Salamatin et al., 2009), перемещение ледника от западного берега озера до станции продолжалось примерно 40 тыс. лет. В соответствии с этим возраст конжеляционного льда уменьшается с ростом глубины его залегания от 40 тыс. лет на контакте с атмосферным льдом до нуля на контакте с озерной водой. Вскоре после выхода на озеро линия тока пересекает небольшой остров, отделенный от западного берега озера узким проливом. Предполагается



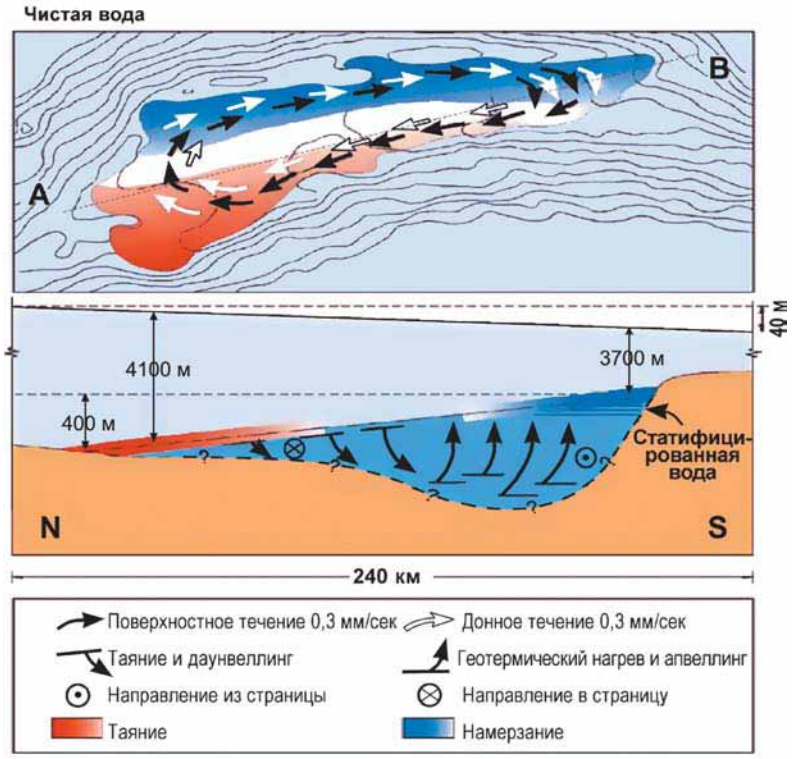
▲ ▶ **Рис. 4.116.** Слои озерного льда над южной частью подледникового озера Восток: *а*) область формирования озерного льда вдоль линии тока VFL, проходящей через скважину 5Г; береговая линия (Masolov et al., 2006); *б*) разрез по линии тока с указанием положения скважины 5Г и ее боковых стволов 5Г-1 и 5Г-2; *в*) озерный лед в скважинах 5Г-1 и 5Г-2, указаны глубина и возраст границ (Salamatin et al., 2009); *г*) толщина слоя намерзшего льда над озером Восток (Tikku et al., 2004); черной линией показана линия тока через станцию Восток; *д*) содержание Cl^- и H^+ во льду (Angelis et al., 2004); *е*) интенсивность отражений из слоя намерзшего озерного льда 1, оцененная по ориентировке с-осей кристаллов. Из работ (Липенков и др., 2012) (*а–в*), (MacGregor et al., 2009) (*г–е*)

(Bell et al., 2002), что именно в этой части подледникового водоема, над мелководным проливом, формируется 81-метровый слой (3537–1618 м) озерного льда 1, содержащий видимые невооруженным глазом минеральные включения донных осадков озера, над которым продолжается медленное нарастание 151-метровой толщи чистого (без включений) озерного льда 2 (3618–3769 м).

Радиолокационные измерения над озером Восток показали (MacGregor et al., 2009), что на профилях идентифицируется раздел между льдом атмосферного происхождения и льдом, образовавшимся из намерзшей снизу озерной воды (рис. 4.117). Эти данные – пока единственное прямое доказательство связи внутренних отражений с озерным льдом над подледниковым озером.

▲ **Рис. 4.117.** Радарный профиль над южной частью озера Восток. Прямоугольником выделена область с разделом атмосферного и озерного льда (MAIB), вертикальной линией – положение скважины (MacGregor et al., 2009)

Предполагается, что намерзанию этого льда способствует циркуляция вод в озере. В целом такая циркуляция в замкнутых подледниковых озерах может возникать вследствие даже небольших градиентов плотности воды. Плотность воды зависит от ее минерализации, давления и температуры. Судя по имеющимся данным, вода озера Восток пресная, тем самым возможная циркуляция зависит только от давления и температуры. Давление воды в озере должно быть близко к давлению вышележащего ледника. При этом если давление превышает 28,4 МПа (что соответствует 3170 м ледникового покрова), то максимальная плотность пресной воды достигается при температуре замерзания воды. Именно эти условия существуют в озере Восток, которое находится под 3700–4300 м льда. Поскольку толщина льда над озером не постоянна, а меняется в пределах нескольких сот метров, возникает градиент температуры. Так, 460-метровый перепад толщины льда между северной и южной оконечностями озера, судя по модельным оценкам, вызывает перепад температуры в 0,31 °С, что приведет к горизонтальному перемещению вод со скоростью от 0,3 до 0,6 мм/с (примерно до 20 км в год). Моделирование с учетом силы Кориолиса и батиметрических данных указывает на возможность антициклонической циркуляции порядка 4500 $м^3/с$ в северной и южной частях озера и циклонического круговорота в его центре со скоростью около 0,1 см/с (Explorations..., 2007) (рис. 4.118).



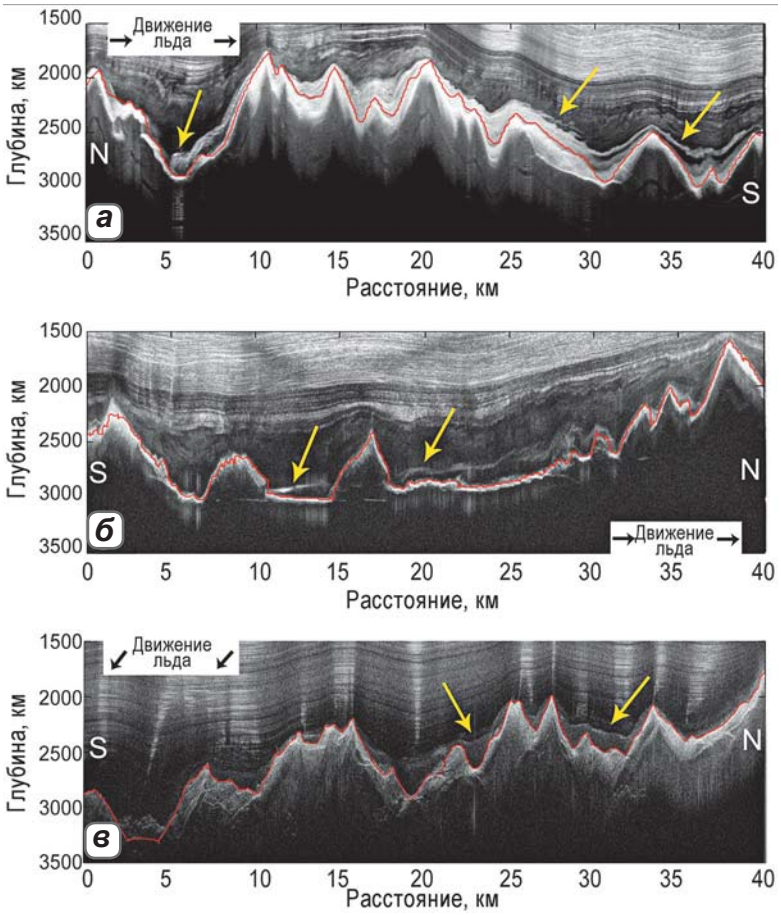
▲ **Рис. 4.118.** Предполагаемая циркуляция воды в озере Восток, вызванная градиентом плотности из-за разности температур (Explorations..., 2007)

4.10.2. Слой намерзшего льда в районе купола А и гор Гамбурцева

По программе Международного полярного года в 2007–2009 гг. во внутренней части Восточной Антарктиды, в районе купола А и подледных гор Гамбурцева, была выполнена аэрорадиолокационная геофизическая съемка (Bell et al., 2011). Два самолета Twin Otter были оборудованы лазерными альтиметрами и когерентными 150 МГц радиолокаторами с полосой пропускания 15–20 МГц, обеспечивающими высокое разрешение внутренней структуры ледникового покрова и глубинность зондирования более 3000 м. Меридиональные профили зондирования проходили на расстоянии 5 км друг и друга и пересекались через каждые 33 км.

Под куполом А внутренние слои наблюдались вблизи ложа. Вне купола, вблизи высоких хребтов подледниковых гор Гамбурцева, у ложа была обнаружена безэховая зона толщиной около 1000 м. Но в ее пределах выделяются два типа протяженных отражателей, приуроченных: 1) к склонам и днищам в верховьях подледных долин (рис. 4.115, *а, б*) и 2) к склонам подледных долин между хребтами (рис. 4.119, *в*).

Эти отражатели начинаются от участков ложа с яркими горизонтальными плоскими отражениями и тянутся вниз по течению ледника. Яркие отражения на ложе были интерпретированы как скопления воды на ложе, а внутренние отражатели – как верхняя граница намерзшего льда. Такие границы прослеживаются на соседних

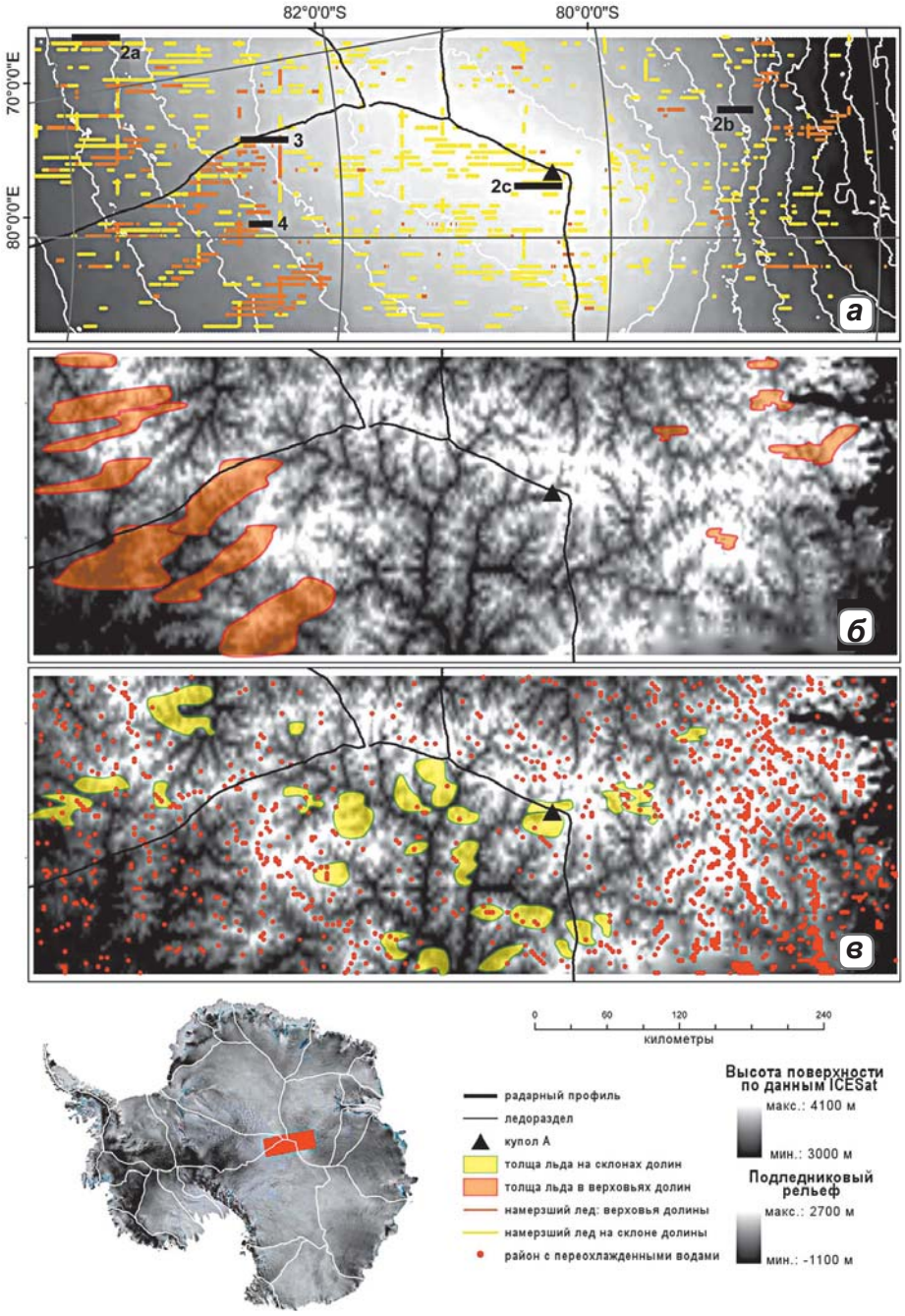


▲ **Рис. 4.119.** Типичные примеры радарных 150 МГц записей, полученных в верховьях подледных долин (а, б) и на их склонах (в). Красным цветом показаны отражения от ложа, желтыми стрелками – отражения, которые интерпретируются как верхняя граница намерзшего льда. Положение профилей A, B, C показано на рис. 4.120, *а*, где они обозначены как профили 2а, 2в и 2с (Bell et al., 2011)

профилях на протяжении 50–100 км вдоль линий тока. Ниже по течению эти придонные отражения становятся фрагментарными или исчезают в шумах. Те границы, что приурочены к верховьям подледных долин, нередко расслаиваются. Интенсивность отражения от этих границ на 10 дБ выше, чем от слоев в верхних частях разреза, и на 10 дБ ниже, чем от ложа.

Всего в верховьях подледных долин было обнаружено 12 участков с пластами намерзшего у ложа льда (рис. 4.120, б). В верховьях долин в районе купола А, где общая толщина льда составляет 2400–3000 м, пласты намерзшего льда имеют ширину 2–25 км, среднюю толщину ~490 м и максимальную толщину 1100 м. Они занимают около 7% площади ложа и их объем, судя по расчетам, варьирует в пределах 45–1064 км^3 (Bell et al., 2011).

Как показано выше, второй тип отражений интерпретируется как верхняя граница пластов льда, намерзших на крутых склонах подледных долин. Толщина этих

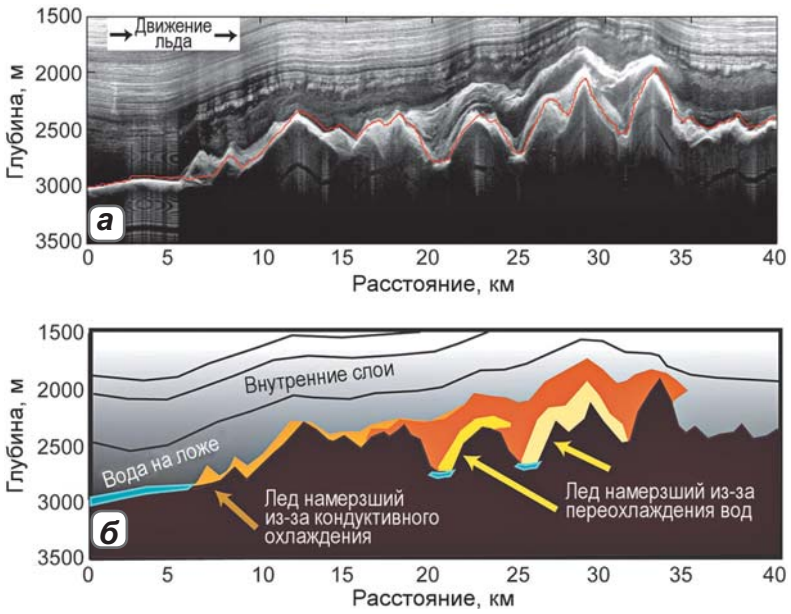


▲ **Рис. 4.120.** Распределение намерзшего льда в районе купола А: *а)* высота поверхности с положением намерзшего льда в верховьях и на склонах подледных долин (обозначены соответственно оранжевым и желтым цветом). Изогипсы проведены через 50 м по данным ICESAT. Черный треугольник обозначает купол А, тонкие черные линии – ледоразделы, толстые черные линии – профили радиозондирования; *б)* рельеф ложа с областями, где обнаружены пласты намерзшего льда в верховьях долин; *в)* пласты намерзшего льда на склонах долин (желтые области). Красными точками показаны участки, где возможно переохлаждение вод на ложе; на врезке внизу – район съемки и основные ледоразделы (Bell et al., 2011)

пластов составляет 200–500 м (см. рис. 4.120, *в*). Отражения от них слабее, чем из вышележащей толщи. Расслоения отражающей границы не отмечено. В южной части купола А эти диффузные отражатели занимают около 16% площади ложа. Средняя толщина 24 пластов льда с такими отражениями составляет 350 м. Они прослеживаются на расстоянии 15–30 км по течению льда и имеют объем до 160 км^3.

Итак, оба типа придонных отражателей и подстилающих пластов льда авторы работы (Bell et al., 2011) интерпретируют как результат донного намерзания и оценивают объем льда, намерзшего у основания ледникового покрова в верховьях подледных долин в горах Гамбурцева, в 8600 км^3, а объем льда, намерзшего на их склонах, – примерно 3900 км^3. По их оценкам, процесс намерзания льда в верховьях подледных долин и на их склонах продолжался как минимум 30–60 и 10–20 тыс. лет и охватил как минимум 23% площади ложа в этой области (более 27 из 125 тыс. км^2).

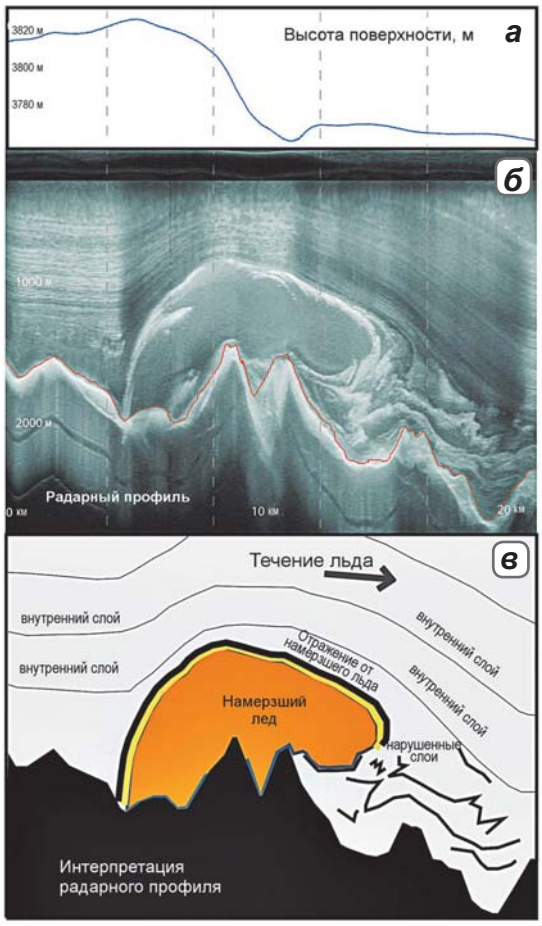
По мнению этих авторов, возможны два механизма намерзания льда у ложа: кондуктивное охлаждение и гляциогидравлическое переохлаждение. Иллюстрацией этого служит интерпретация отражений на радарной записи (рис. 4.121). Пласты намерзшего льда в верховьях подледниковых долин питаются скоплениями воды, собирающейся вдоль подледниковых хребтов. Эта вода замерзает там, где ледник становится тоньше и растут градиенты температуры, т.е. она замерзает из-за кондуктивного охлаждения льда над водоемами. Замерзание воды из-за ее переохлаждения более вероятно там, где вода под действием гидравлического потенциала активно выжимается вверх по крутым склонам подледных долин (см. рис. 4.121, *б*).



▲ **Рис. 4.121.** Процессы намерзания: *а*) радарная запись – стрелкой обозначено направление движения ледника, красной линией – отражение от ложа; *б*) интерпретация радарной записи в виде схемы процессов намерзания, голубым цветом показаны скопления воды на ложе, коричневой стрелкой – область намерзания за счет кондуктивного охлаждения, желтыми стрелками – области намерзания переохлажденной воды. Положение профиля показано на рис. 4.121, *а* (Bell et al., 2011)

Самый толстый (1110 м) пласт намерзшего льда обнаружен в низовьях 20-километровой долины. Он связан с ярким горизонтальным отражателем на ложе, а внутренние слои над ним изгибаются вверх на 410 м, повторяя форму намерзшего тела, а не рельеф подстилающего его ложа (рис. 4.122).

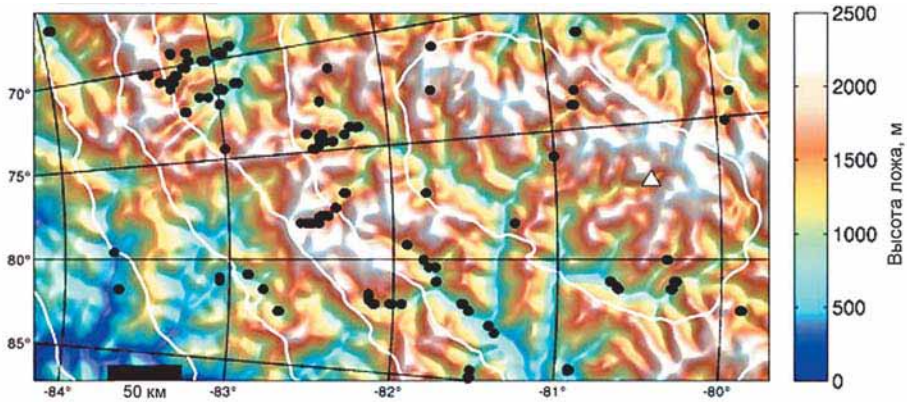
Места нарастания льда в районе купола А обычно совпадают с поднятиями поверхности высотой 5–35 м. Такую связь между локальными процессами намерзания льда у ложа и морфологией поверхности следует учитывать в моделях ледникового покрова. По оценкам авторов, намерзший лед составляет почти четверть всего объема ледникового покрова в исследованной области, что не может не сказаться на его реологии, динамике, изотопном составе и возрасте льда. Если подобный процесс действительно имеет широкое распространение в Антарктиде, это может существенно изменить современные представления о функционировании и эволюции ледниковых покровов и их гидрологических систем. В связи с этим необходимы дополнительные детальные исследования, которые позволят установить реальную картину.



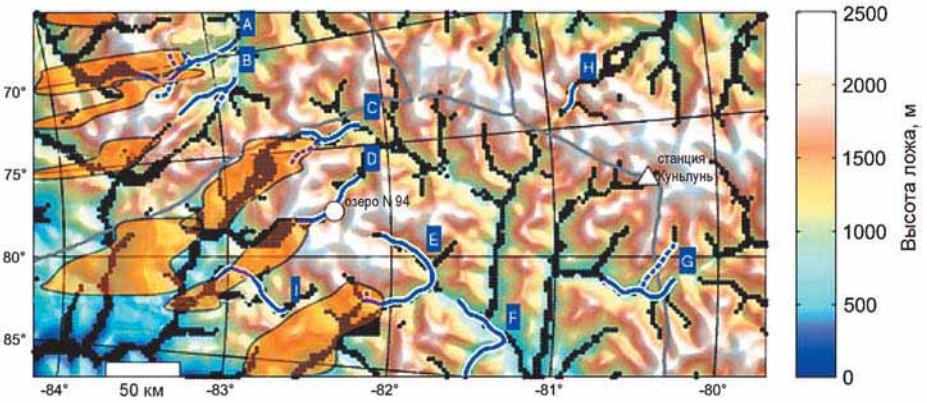
▲ **Рис. 4.122.** Профиль высоты поверхности ледника в области над пластом намерзшего льда (по данным лазерной альтиметрии) (*а*); картина радиолокационных отражений на частоте 150 МГц над пластом намерзшего льда толщиной 1100 м (*б*); на схеме (*в*) показан изгиб вверх на 410 м внутренних слоев над пластом намерзшего льда (Bell et al., 2011)

Важным шагом в этом направлении стало дополнительное исследование детального строения подледниковой гидрологической системы в районе гор Гамбурцева (Wolovick et al., 2013) на основе анализа интенсивности радарных отражений и моделирования подледникового стока. В результате исследования удалось идентифицировать цепочки небольших скоплений воды (с медианным размером 850 м), организованные в дренажные сети длиной 20–103 км и протягивающиеся по подледниковым долинам (рис. 4.123).

Если положение этих скоплений главным образом связано с переуглубленными бассейнами в профиле долин, то направление возможного тока воды по ним (вверх или вниз по долине) зависит от уклона ледниковой поверхности. Перетекание воды, вероятно, происходит периодически. В тех случаях, когда движение воды направлено к верховьям долин, оно завершается там в виде восходящего шлейфа намерзшего



▲ **Рис. 4.123.** Рельеф ложа, где черными точками показано положение скоплений воды, которые с высокой степенью достоверности идентифицированы на радарных записях с использованием комплекса критериев (Wolovick et al., 2013)



▲ **Рис. 4.124.** Рельеф ложа, где показаны основные тальвеги подледниковых долин (черные линии), гидрологические сети (голубые линии), области намерзшего льда (оранжевый фон), озеро № 94 (Popov, Masolov, 2007; Siegert et al., 2005), ледоразделы (серые линии) (Wolovick et al., 2013)

льда, который и является стоком из такой гидрологической системы. В некоторых случаях такой шлейф может быть оторван от источника поступления воды на 20 км (сеть B на рис. 4.124). С учетом скорости и направления движения ледника это может быть свидетельством того, что намерзание здесь прервалось около 20 тыс. лет назад. Пласт намерзшего льда, тянущийся на 30 км от верховьев системы C (см. рис. 4.124), сильно варьирует по толщине, что может быть признаком изменчивого режима намерзания на протяжении около 30 тыс. лет.

Водные скопления, обнаруженные в этом исследовании, заметно меньше в сравнении с «классическими» озерами Антарктиды. Вероятно, это свидетельствует в пользу того, что вода под ледниками может образовывать скопления в непрерывном спектре размеров: от метровых (типа связанных полостей) до гигантских образований (как озеро Восток).

4.11. Подледниковые дренажные сети ледниковых покровов

Общее представление о подледниковых дренажных сетях для ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии дают реконструкции, выполненные по данным о топографии поверхности и ложа всего ледникового покрова.

4.11.1. Антарктида

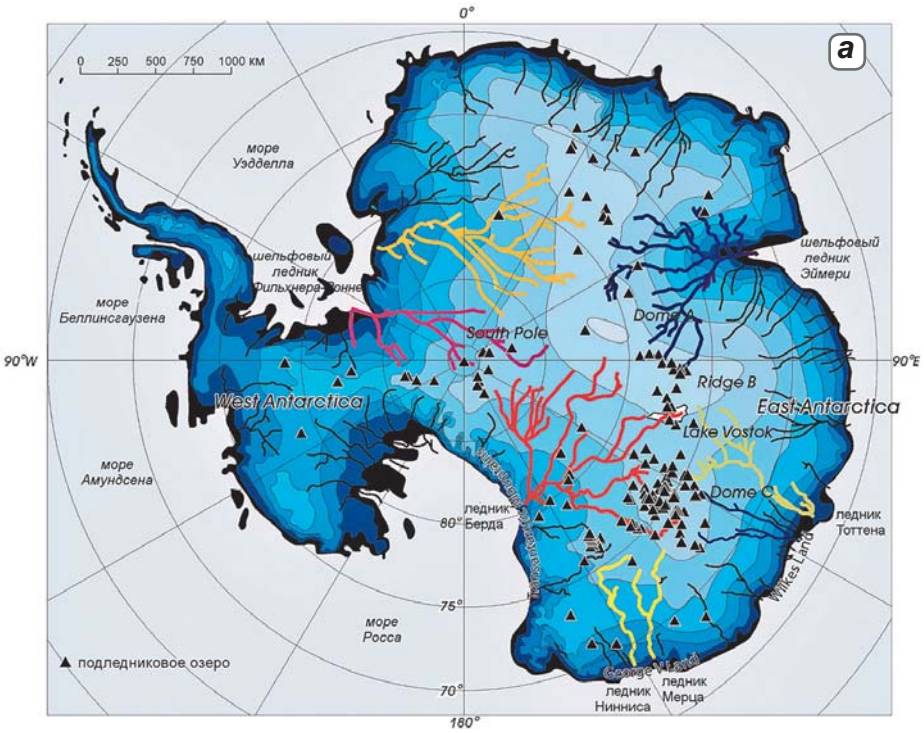
Подледниковые дренажные сети для всей Антарктиды реконструировались многими исследователями. В целом эти реконструкции подобны друг другу, но различаются в деталях (рис. 4.125). В отличие от реконструкции (Wright et al., 2008), при расчетах для карты, показанной на рис. 4.125, *в*, были учтены локальные минимумы в поле гидравлического потенциала, что приводит к тому, что не все звенья дренажной сети оказались связаны с океаном, а могут заканчиваться во внутренних водоемах.

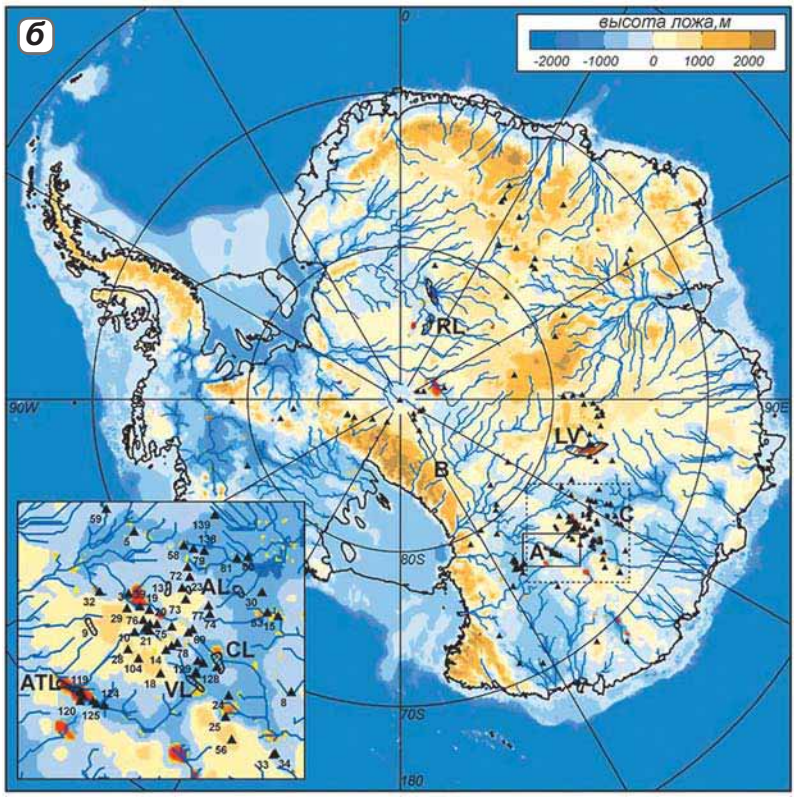
На основе вычисленных скоростей донного таяния в работе (Pattyn, 2010) были также рассчитаны расходы подледниковых вод под всей Антарктидой (рис. 4.126). Подледниковые воды концентрируются под крупными выводными ледниками и ледяными потоками Антарктиды, в верховьях многих из которых «рассыпаны» более крупные подледниковые озера. Исключением служит система озер в бассейне ледяного потока Рекавери, который получает достаточное количество подледниковой талой воды из верховьев бассейна.

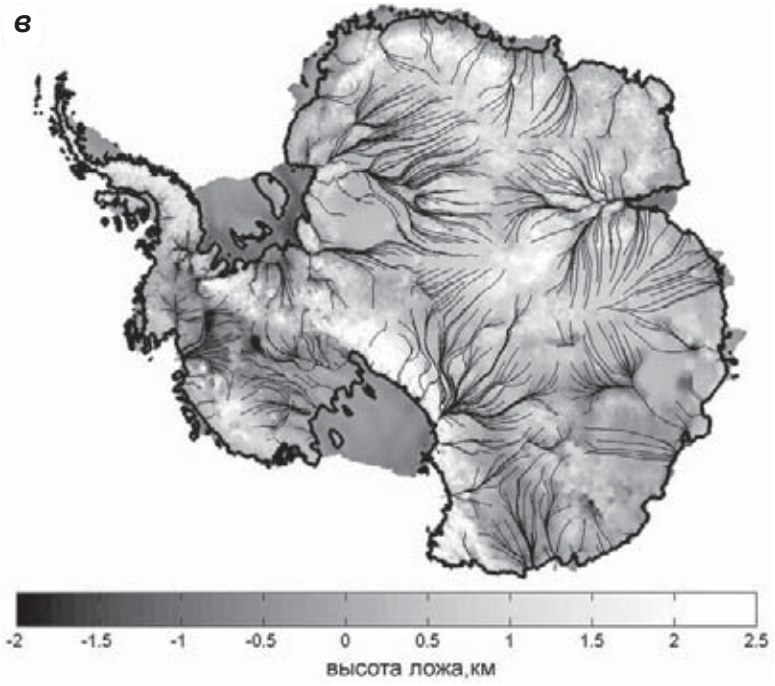
Поскольку поток подледниковой воды – это функция градиентов поверхности ледникового покрова, его картина совпадает с общей картиной течения льда. Поэтому максимальные концентрации течения воды найдены в основных системах выводных ледников с конвергентным течением льда (ледяные потоки Рекавери, ледники Ламберта, Берд, Тоттен в Восточной Антарктиде; ледяные потоки на Берегу Сайпл, ледники Пайн-Айленд–Туейтс в Западной Антарктиде). Такие крупные подледниковые озера, как Советское на 90° в.ш., Восток и Конкордия, находятся в верховьях подледниковой водной системы. Но крупные подледниковые озера, связанные с бассейном ледяного потока Рекавери, находятся ниже по его течению. Поэтому они принимают значительное количество подледниковой воды из верхнего течения, что делает их важными водными резервуарами в Восточной Антарктиде.

Согласно оценкам (Pattyn, 2010), общий объем подледниковой воды составляет 65 Гт/год, что намного больше предыдущей оценки (Llubes et al., 2006). Однако эта величина составляет только треть от общего объема воды, который может быть накоплен в подледниковых озерах, и намного меньше общего объема талой воды, продуцируемой под шельфовыми ледниками (435 Гт/год), который предсказывает эта модель (Pattyn, 2010). Общее количество воды сравнимо с оценкой в 540±218 Гт/год по данным (Church et al., 2001) и составляет 3% от общей аккумуляции на поверхности ледникового покрова Антарктиды по данным (van de Berg et al., 2006).

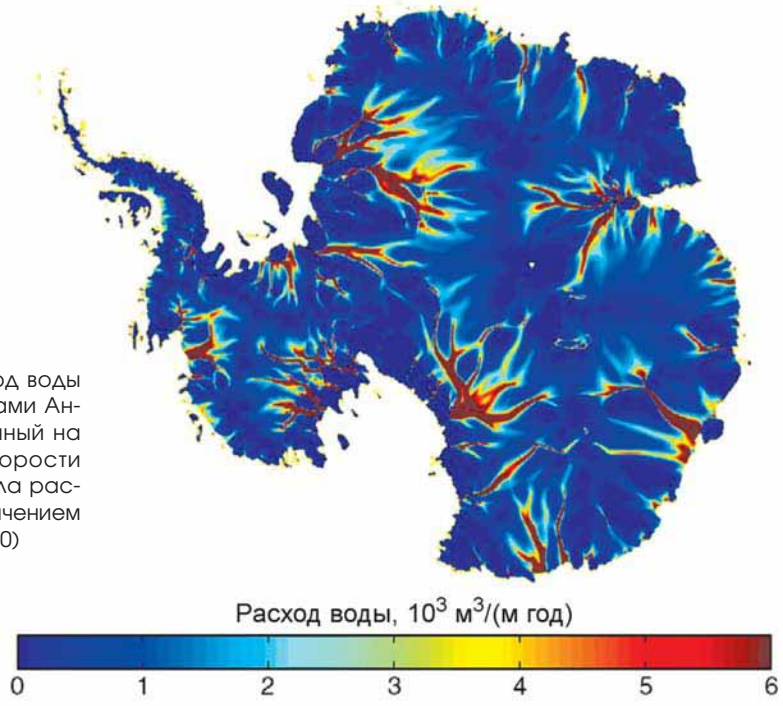
Подледниковый трог Адвенчер. Для одного из районов Восточной Антарктиды – подледникового трога Адвенчер (см. рис. 4.105) реконструкция подледниковой дренажной сети по расчетной величине гидравлического потенциала дана в работе (Wright et al., 2008) и показана на рис. 4.127.


а
0 250 500 750 1000 км
0°
90°W
90°E
180°
80°
75°
70°
море Уэдделла
шельфовый ледник Фильхнера-Ронне
море Беллинсгаузена
море Амундсена
море Росса
South Pole
Dome A
Ridge B
Lake Vostok
Dome C
West Antarctica
East Antarctica
ледник Берда
ледник Тоттена
шельфовый ледник Эймери
Wilkes Land
George V Land
ледник Нинниса
ледник Мерца
подледниковое озеро

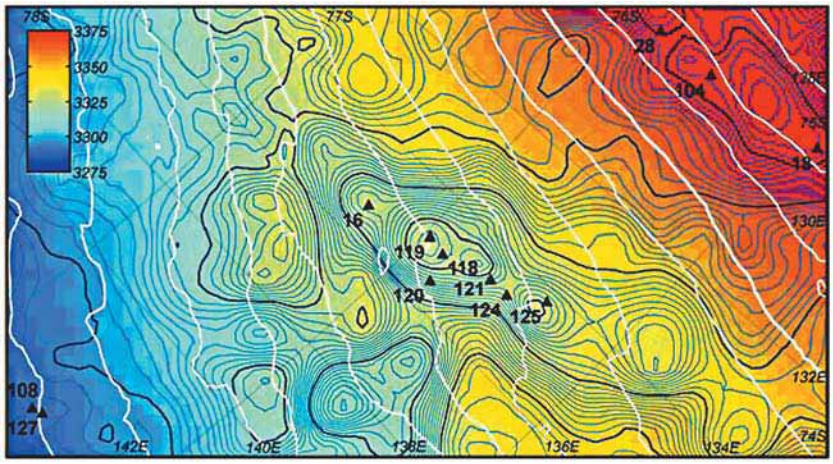

б
высота ложа,м
-2000 -1000 0 1000 2000
0
90W
90E
180
80S
70S
RL
LV
B
C
A
AL
CL
VL
ATL



◄ ▲ **Рис. 4.125.** Подледниковая гидрологическая сеть Антарктиды по данным разных авторов. Реконструкции: *а*) по (Siegert et al., 2007), *б*) по (Wright et al., 2008), *в*) по (Pattyn, 2011). На (*б*) также показаны известные подледниковые озера: Восток (LV), Рекавери (RL), Адвенчер (ATL), Конкордия (CL), Винснес (VL) и Аврора (AL)



► **Рис. 4.126.** Расход воды под ледяными потоками Антарктиды, рассчитанный на основе средней скорости донного таяния (шкала расходов ограничена значением $6 \cdot 10^3$ м^3/м) (Pattyn, 2010)



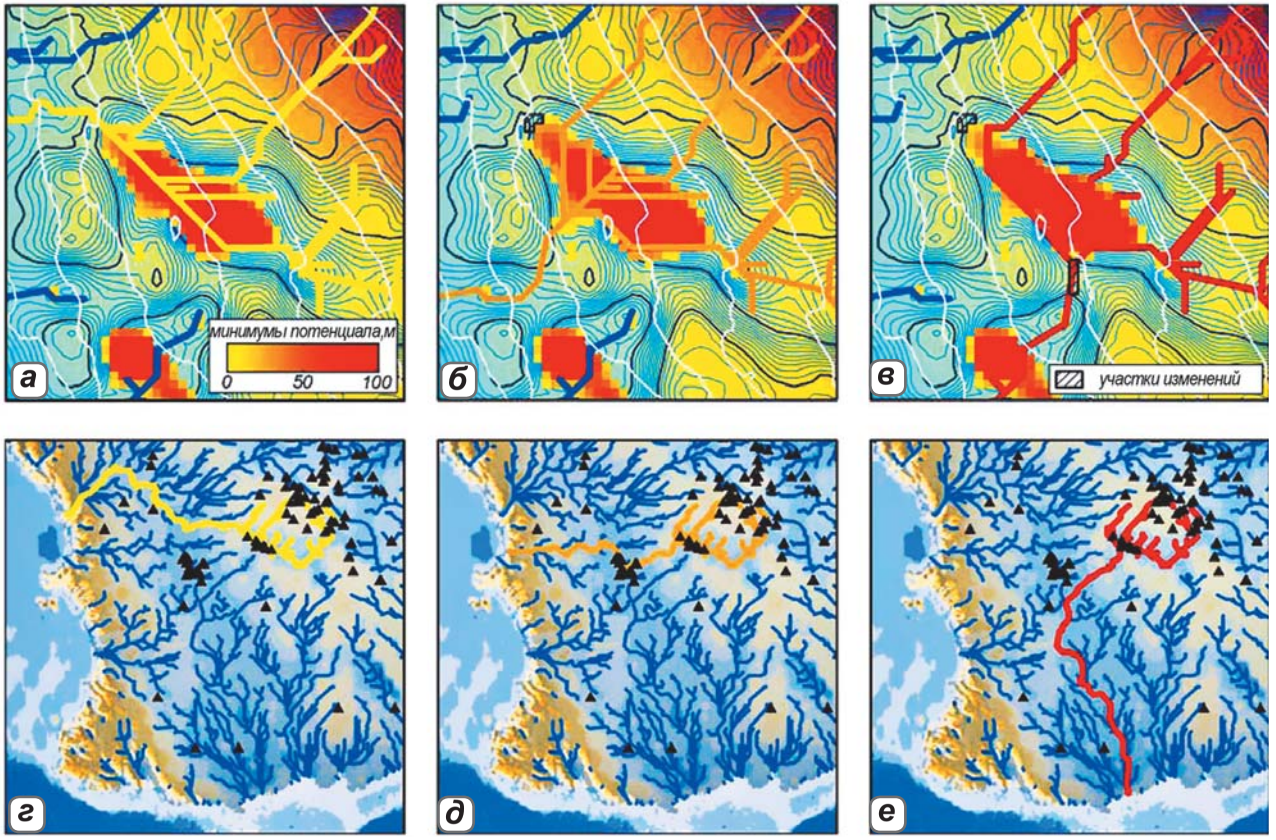
▲ **Рис. 4.127.** Вычисленное потенциальное гидравлическое давление, м льда (цветная шкала) в районе подледникового трога Адвенчер. Высота поверхности показана белыми линиями с интервалом 50 м, высота ложа – голубыми и более толстыми линиями с интервалом 50 и 500 м, подледниковые озера – черными треугольниками (Wright et al., 2008)

Этот район включает по крайней мере семь подледниковых озер, идентифицированных по данным радиозондирования (Siegert et al., 2005), а также участки с изменяющимися высотами поверхности вследствие движения подледниковой воды (Wingham et al., 2006) и может содержать еще 17 озер, в том числе озеро Винсеннес (Tabacco et al., 2003), лежащих внутри бассейна у северного конца трога (см. рис. 4.128, *б*). Подледниковая вода из любого из этих озер будет канализироваться в южном направлении из-за падения давления вдоль трога. На южном конце трога в поле потенциала есть впадина, где должна накапливаться вода – она совпадает с положением крупного озера Адвенчер. Места, где вода уходит из впадины, особые, так как направление течения здесь очень сильно зависит от малейших изменений высоты поверхности ледникового покрова.

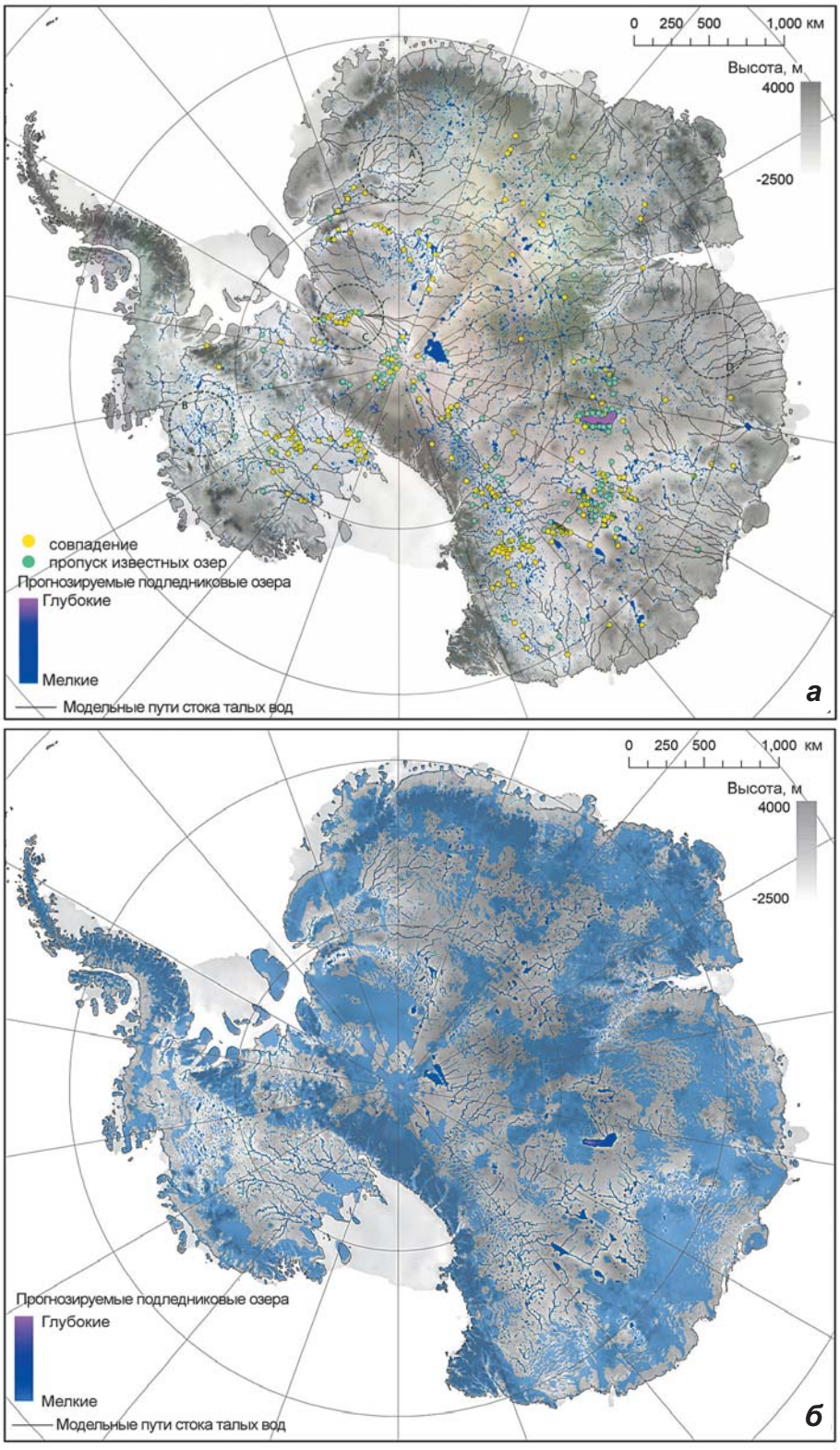
Была выполнена серия тестов, чтобы определить, какие изменения высоты поверхности в этом районе вызовут перестройку направления течения подледниковой воды (рис. 4.128, *б*, *в*, *д*, *е*) по сравнению с исходным положением (рис. 4.128, *а*, *г*). На рис. 4.128, *б, д* показано, как изменится система стока, если в южной части трога на небольшом участке (помечен штриховкой) ледниковая поверхность станет выше на 10 м, а на рис 4.128, *б*, *в*, *е* – если в дополнение к этому в северной части, но тоже локально, поверхность снизится на 10 м. Первое изменение ведет к тому, что формируется новый бассейн стока, достигающий моря Росса у ледника Малок (рис. 4.128, *д*). Результатом второго изменения будет сток в дренажный бассейн, достигающий Южного океана у ледника Кука (рис. 4.128, *е*).

Описанная выше картина чувствительности не уникальна, скорее она повторяется в ряде других мест ледникового покрова. Этому способствуют относительно небольшие и однородные градиенты поверхности и сложная топография ложа, в сочетании с условиями таяния на ложе и разным направлением подледниковых долин.

Для всей Антарктиды реконструкция подледниковой дренажной сети была выполнена с использованием карт ложа, толщины льда и поверхности BEDMAP2 с



◀ **Рис. 4.128.** Крупномасштабные перестройки пути стока воды из подледникового трога Адвенчер, которые возникают при малых изменениях (±10 м) высоты поверхности ледникового покрова на локальных участках (отмечены штриховкой на *б* и *в*): *а–в*) поле гидравлического потенциала, м (цветная шкала) у южной оконечности трога Адвенчер и пути стока подледниковой воды. Красно-желтым цветом выделены локальные минимумы потенциала, где должна скапливаться вода. За их пределы вода начинает перетекать, только достигнув их порога; *г–е*) общая схема дренажной системы Восточной Антарктиды, где цветом выделены изменения пути стока из трога Адвенчер (Wright et al., 2008)


0 250 500 1,000 км
Высота, м
4000
-2500
совпадение
пропуск известных озер
Прогнозируемые подледниковые озера
Глубокие
Мелкие
Модельные пути стока талых вод
а
0 250 500 1,000 км
Высота, м
4000
-2500
Прогнозируемые подледниковые озера
Глубокие
Мелкие
Модельные пути стока талых вод
б

◀ **Рис. 4.129.** Реконструкция подледниковых дренажных сетей и озер Антарктиды: *а*) без учета термических условий на ложе, *б*) с учетом областей примерзания ледника к ложу (голубой фон). На карте (*а*) кругами выделены характерные участки с четырьмя разными типами дренажной сети: А – древовидной, Б – угловатой, В – конвергентной, Г – параллельной. Пунсонами отмечены местоположения озер, известных по эмпирическим данным (желтым цветом отмечены те из них, где их существование подтверждается реконструкцией). Относительная глубина предсказанных озер показана градациями цветной шкалы. На карте (*б*) из областей холодного ложа удалены только озера, а дренажная сеть оставлена без изменений (Livingstone et al., 2013)

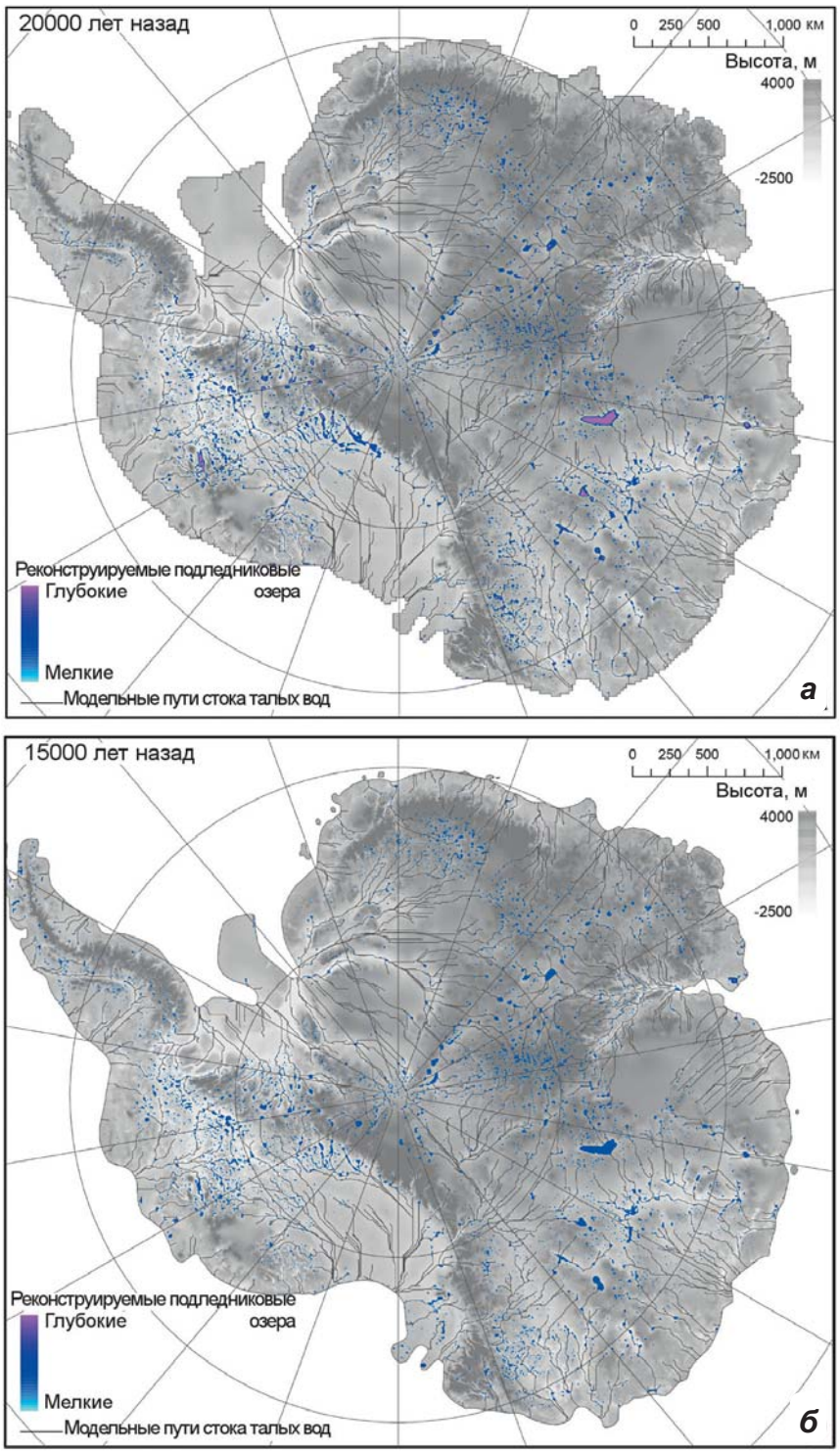
разрешением 1 км (Livingstone et al., 2013). Эти карты были также пересчитаны на 5-км и 10-км сетки, что дало возможность сравнить полученные по ним результаты с вариантами расчета, где использовали более ранние карты BEDMAP и ALBMAP (Le Brocq et al., 2010). Данные расчетов сравнивались с каталогом озер из (Wright, Siegert, 2011).

Новым элементом в работе (Livingstone et al., 2013) стал расчет подледниковой гидрологической сети на разные временные срезы, начиная с максимума последнего оледенения 20 тыс. лет назад с шагом по времени 5 тыс. лет. В качестве исходных данных о высоте поверхности покрова на эти срезы была взята модель (Whitehouse et al., 2012). Эта реконструкция более чем в 70% случаев подтвердила местоположение тех озер, что уже были известны по независимым эмпирическим данным. Это свидетельствует о достаточной надежности расчетов. Однако общее количество предсказанных подледниковых озер (31 250) почти на два порядка превысило данные каталога (386 озер). Озера по прогнозу должны занимать 4% площади ложа покрова. Если из оценок исключить те участки, где по модели (Pattyn, 2010) ледник приморожен к ложу, то количество прогнозных озер уменьшится до 12 662, а заозеренная площадь сокращается до 2,5% (рис. 4.129).

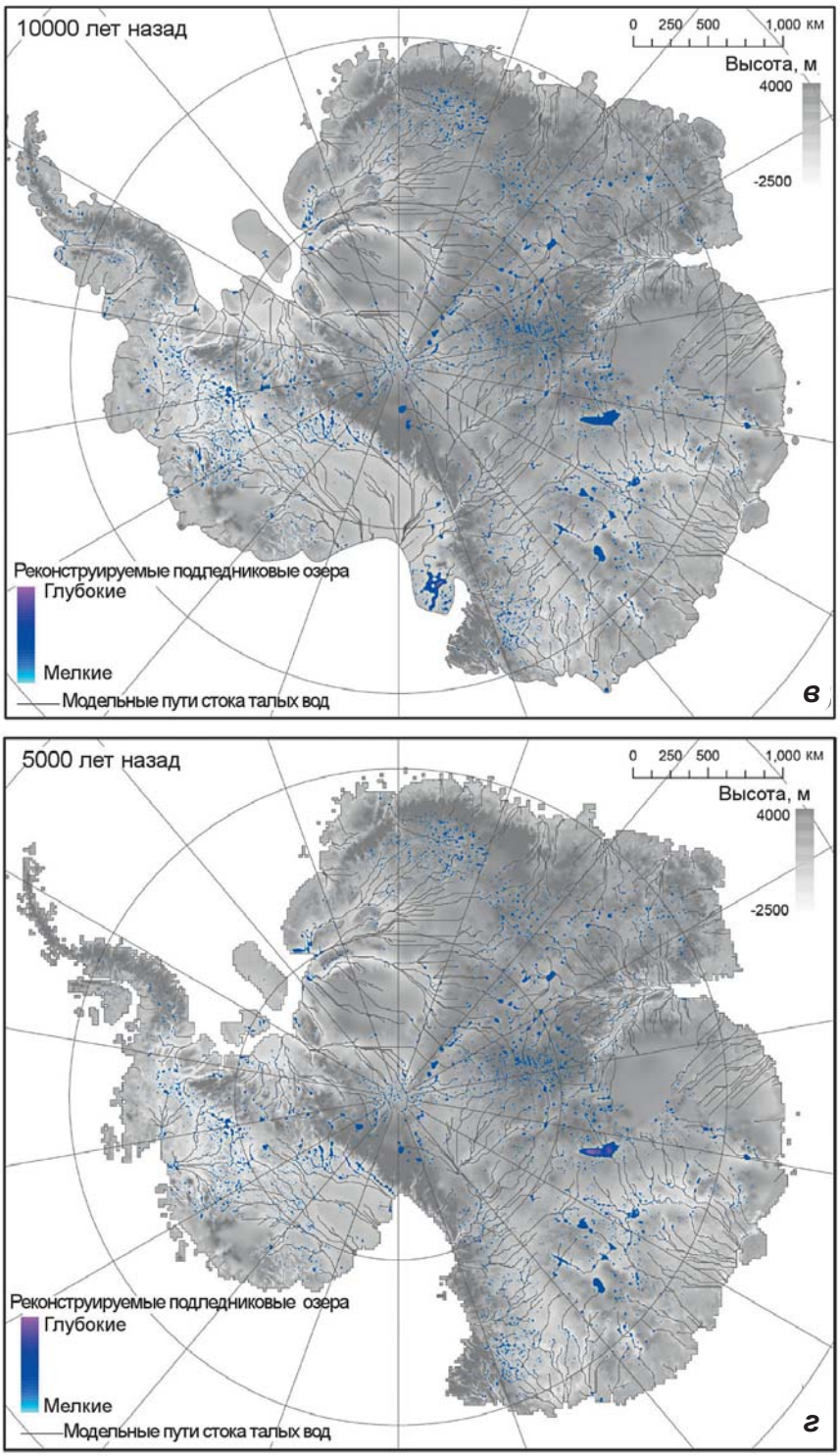
Тем не менее отмеченное расхождение между прогнозными и эмпирическими данными существует, как полагают, в результате недостаточно подробных данных о рельефе ложа (что могло привести к появлению артефактов, связанных с методом интерполяции); вследствие ошибок из-за упрощений при моделировании; а также потому, что тысячи подледных озер, особенно мелкие, возможно, пока просто не открыты.

Реконструкции на четыре временных среза дают основание полагать, что подледниковые дренажные сети и озера были достаточно стабильны в течение всего периода дегляциации Антарктиды и их расположение было сходно с современным (рис. 4.130). Отмечаются и существенные перестройки сети, и перехваты стока. Например, при современных условиях озеро Восток может потенциально стекать в сторону Трансантарктических гор в район ледника Берда, но на предыдущих стадиях такой сток мог происходить в направлении Земли Уилкса.

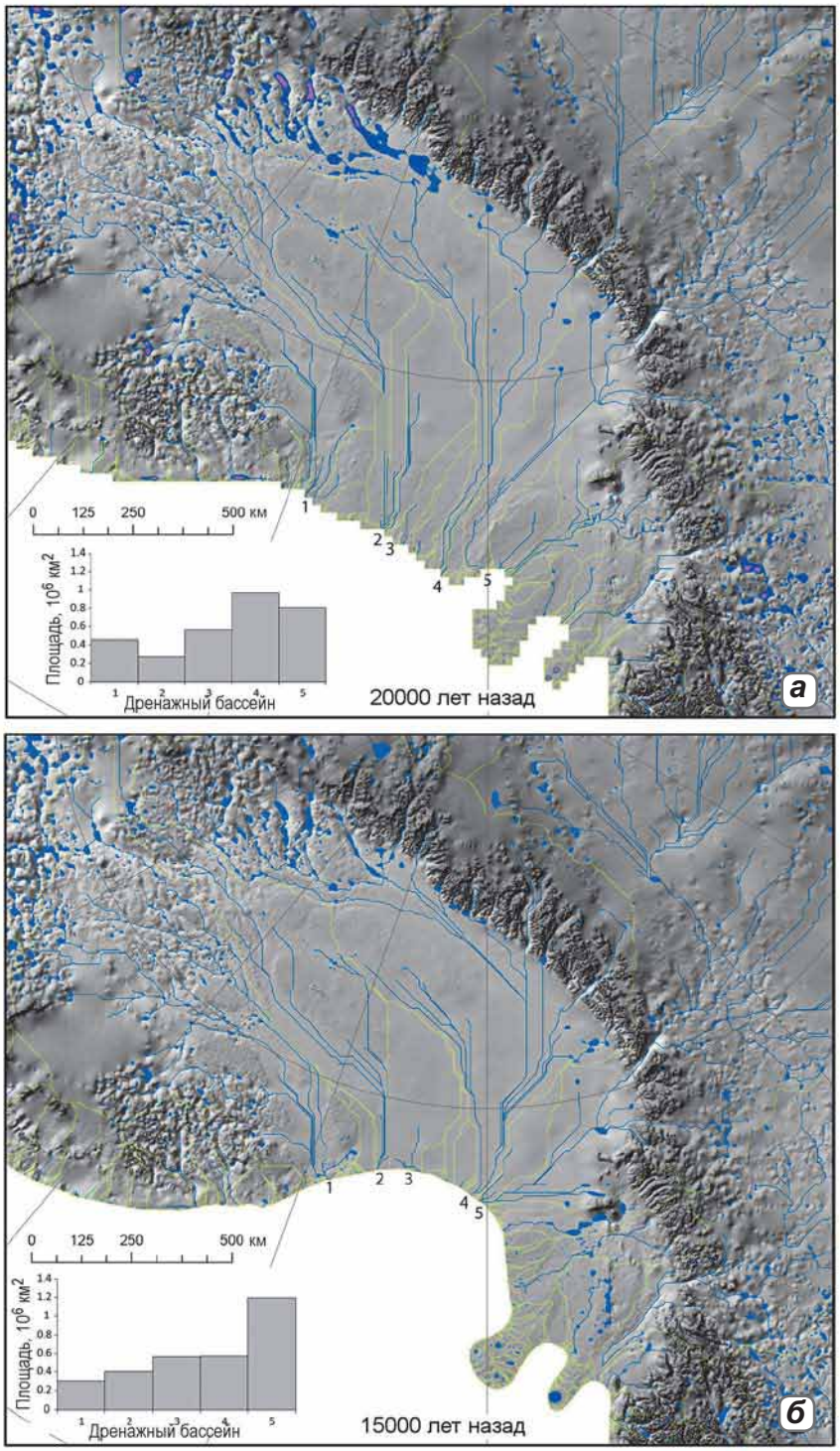
Реконструкции показывают, что при дегляциации в секторе моря Росса дренажная сеть могла неоднократно перестраиваться по мере отступания ледникового покрова и миграции линии налегания к ее современному положению (рис. 4.131). Так, 15 тыс. лет назад сток вод в районе Трансантарктических гор шел по единственному основному пути, а 20 и 10 тыс. лет назад действовали две крупные системы. Ко времени 10 тыс. лет назад самый западный водосборный бассейн был практически полностью перехвачен своим соседом. А 5 тыс. лет назад основную роль стали играть водосборы Западной Антарктиды, тогда как ранее доминировали системы Восточной Антарктиды.



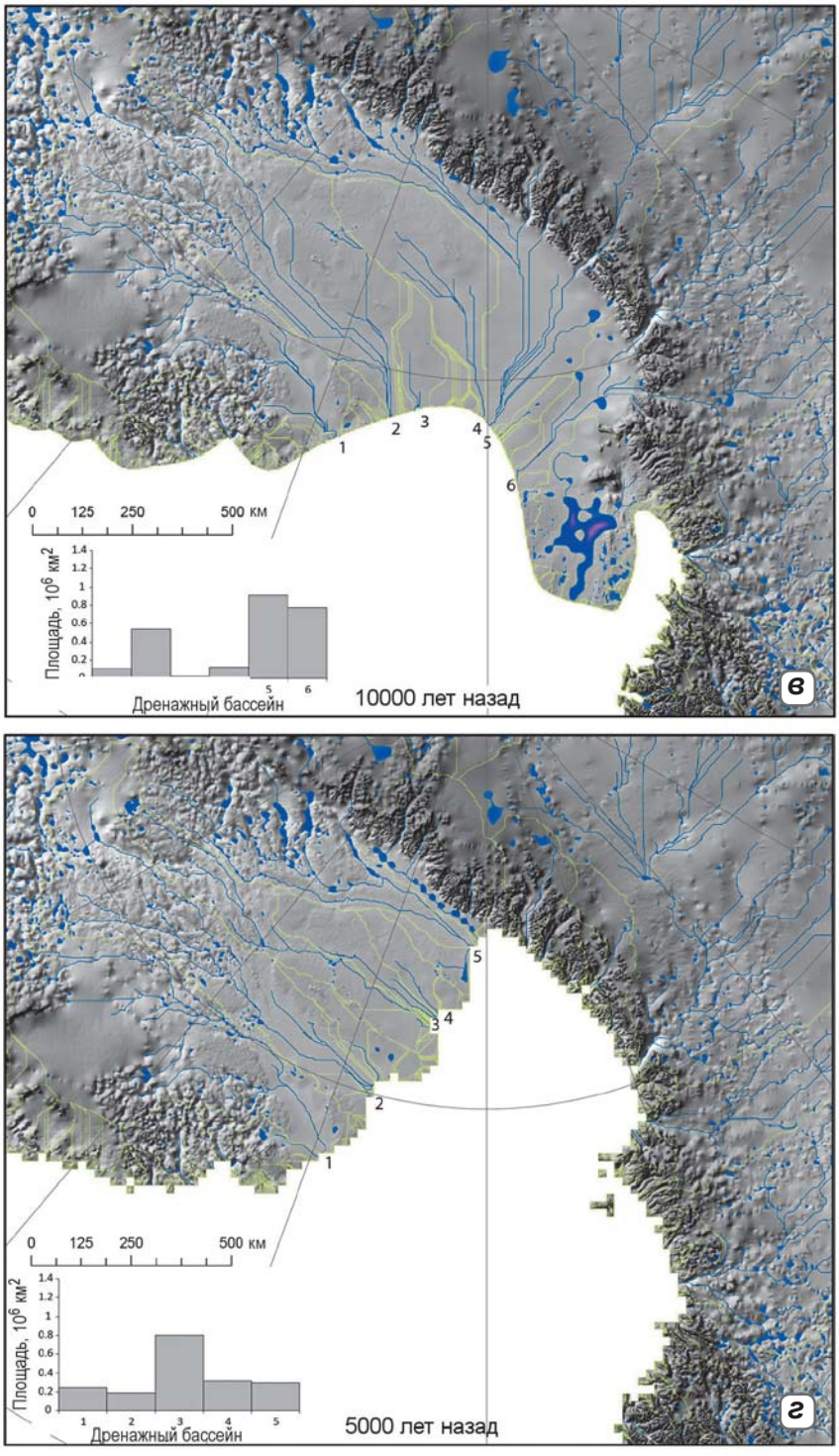
▲ ▶ **Рис. 4.130.** Реконструированные пути стока и подледниковые озера Антарктиды →



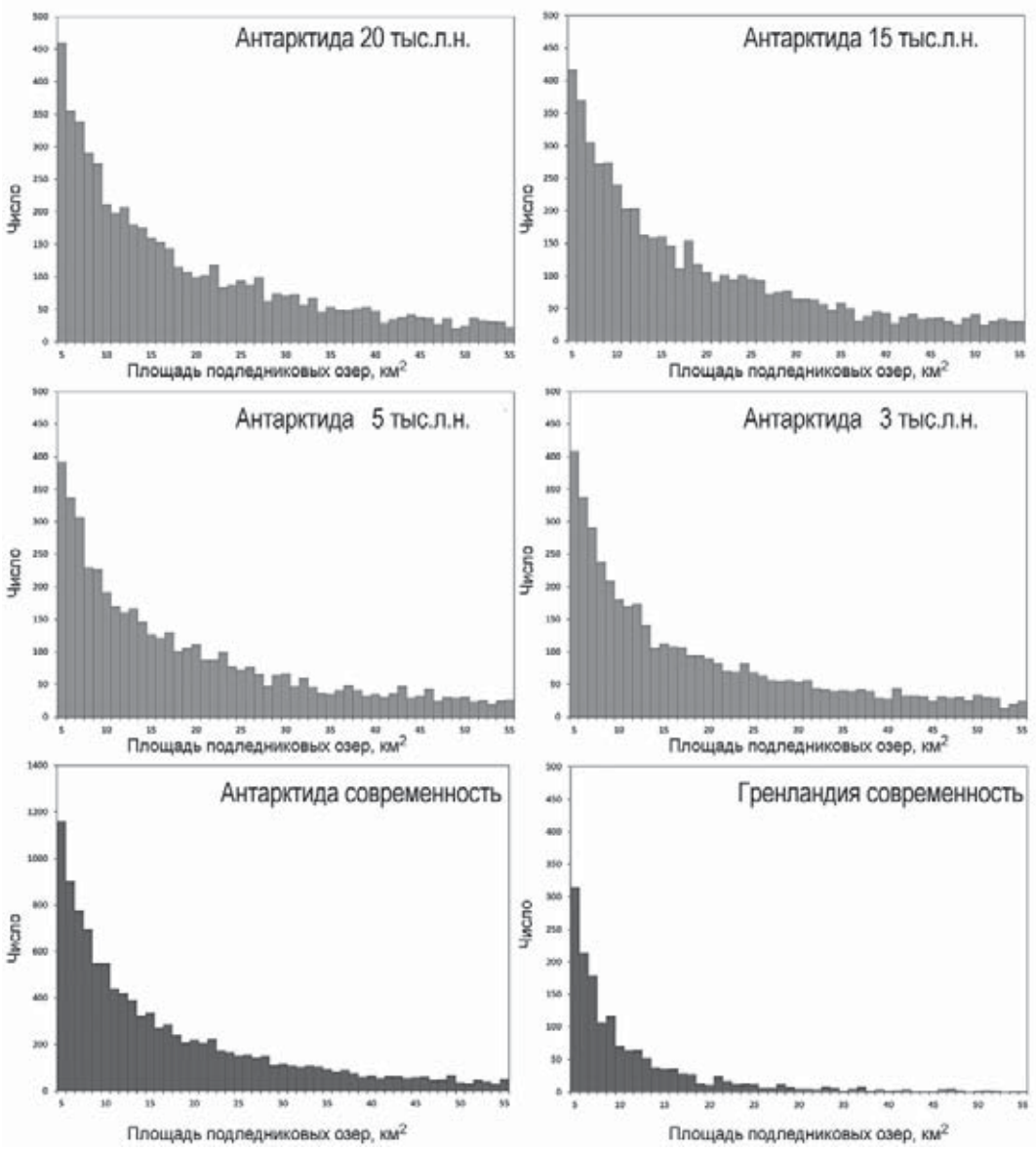
20, 15, 10 и 5 тыс. лет назад (*а–г*) (Livingstone et al., 2013) ▲



▲ ▶ **Рис. 4.131.** Реконструированные пути стока и подледниковые озера в секторе моря Росса при дегляциации района Сайпл-Кост 20, 15, 10 и 5 тыс. лет назад (*а–г*). На гистограм-



мах показаны площади отдельных водосборных бассейнов (1, 2, 3, 4, 5, 6) подледниковой сети стока (Livingstone et al., 2013) ▲



▲ **Рис. 4.132.** Распределение площади реконструированных озер для четырех временных срезов и современности (максимальная площадь ограничена 55 км^2) (Livingstone et al., 2013)

Как показано выше, подледниковые озера при дегляциации были относительно устойчивы, особенно в областях ледоразделов Восточной Антарктиды. Тем не менее вероятно, что при наступании ледникового покрова до края шельфа существовали короткоживущие озера в ряде мест Антарктического полуострова, Западной Антарктиды, на континентальном шельфе и в Трансантарктических горах. Гистограммы распределения площадей реконструированных озер для всех четырех временных срезов и современности оказались сходными (рис. 4.132).

Хотя реконструкции показали возможность существования крупных (более 300 км^2) озер, размеры подавляющего большинства озер не превышают 5 км^2.

Такая закономерность вполне сопоставима с распределениями, построенными для известных озер, хотя по эмпирическим данным есть спад в частоте малых (<12 км длиной) озер, чего не наблюдается в расчетных данных.

Отметим, что карты ледникового покрова, использованные при моделировании прошлых состояний дренажных сетей, отображают его поверхность с гораздо меньшей детальностью и большим осреднением рельефа, по сравнению с картой современной поверхности, что не могло не сказаться на результатах моделирования. Поэтому прямое сопоставление гистограмм распределения для прошлого и настоящего времени не совсем корректно. Однако несомненно, что выполненная реконструкция может служить важным инструментом для планирования дальнейших исследований с применением комплекса дистанционных методов, нацеленных на поиск подледниковых озер и путей из стока.

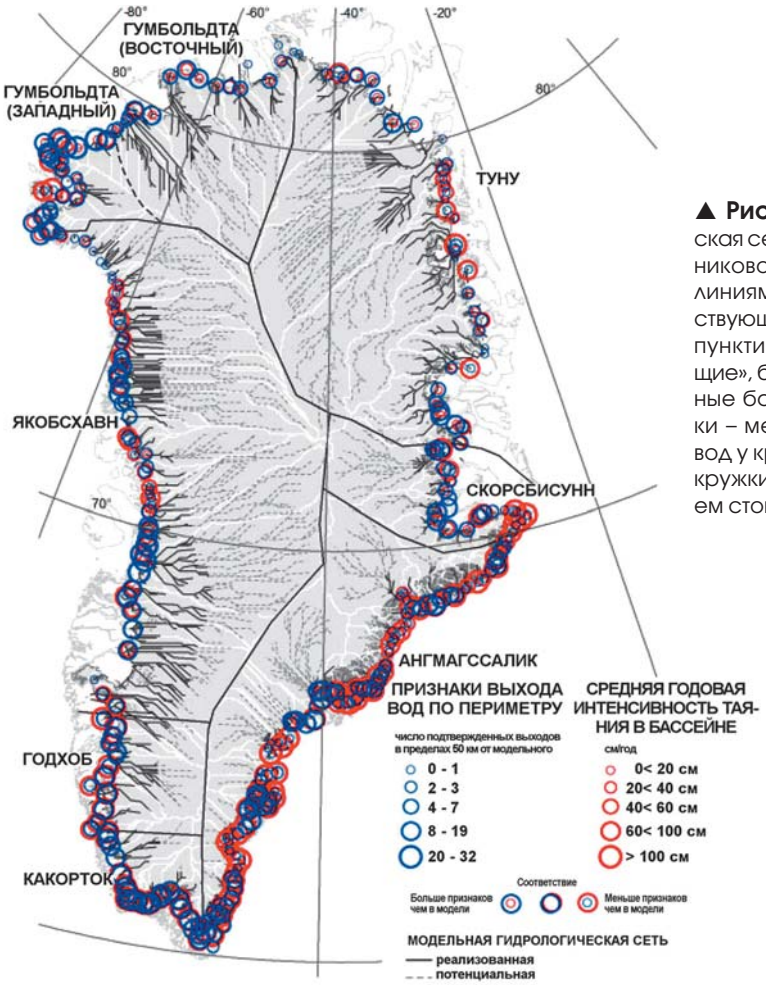
4.11.2. Гренландия

Реконструкции дренажной сети для всего Гренландского ледникового покрова выполнялись по данным о топографии поверхности и ложа, подобно тому, как это делалось для Антарктиды. Но поскольку Гренландия существенно отличается от Антарктиды тем, что ее поверхность интенсивно тает и существует поверхностная система стока, связанная с внутри- и подледниковой дренажной системой, это было учтено в одной из реконструкций (Lewis, Smith, 2009). В ней предполагалось, что все талые воды поступают с поверхности во внутриледниковую систему, сток в которой регулируется полем гидравлического потенциала при условии, что давление толщи льда уравновешивается давлением воды на ложе. Использовалась сетка с шагом 5×5 км.

В результате было выделено 293 отдельных дренажных бассейна с площадями от 185 до 117 000 км^2. Некоторые части этих бассейнов и их сетей находились в тех областях, где по мезомасштабной климатической модели на поверхности ледника в период 1991–2000 гг. должно было идти таяние. Такие части условно были названы «действующими» (мокрыми), а части, расположенные вне этой области, были отнесены к «бездействующим» (сухим). К «действующей» в 1991–2000 гг. части относилось около 36% сети.

С учетом сказанного выше сток вод на выходе из ледника по отдельным бассейнам варьирует от 0 до 16 км^3 в год (суммарно 242 км^3 в год). Положение модельных выходов вод по краю ледникового покрова сравнивалось с прямыми данными о 460 выходах талых вод (приледниковые озера и водотоки, шлейфы мутных вод во фьордах) (рис. 4.133). Из описания этой модели следует, что в ней не рассматривался вопрос о термическом состоянии на ложе, внутри- и подледниковой генерации воды, т.е. гидрологические системы и их активность характеризовались лишь в отношении того, как они могут распределять талые воды, поступающие в них с поверхности.

Сходная реконструкция подледниковой дренажной сети Гренландского ледникового покрова по данным о топографии поверхности и ложа, также выполненная по сетке с шагом 5×5 км, показана на рис. 4.134. При расчетах не брались во внимание какие-либо условия таяния/примерзания на ложе. Как видно из рисунка, дренажная сеть (как и в Антарктиде) состоит из отдельных бассейнов древовидной структуры, концентрирующихся под выводными ледниками, например такими, как бассейны Северо-Восточного ледяного потока (108 925 км^2), Якобсхавн (103 575 км^2) и Петерманна (61 850 км^2).

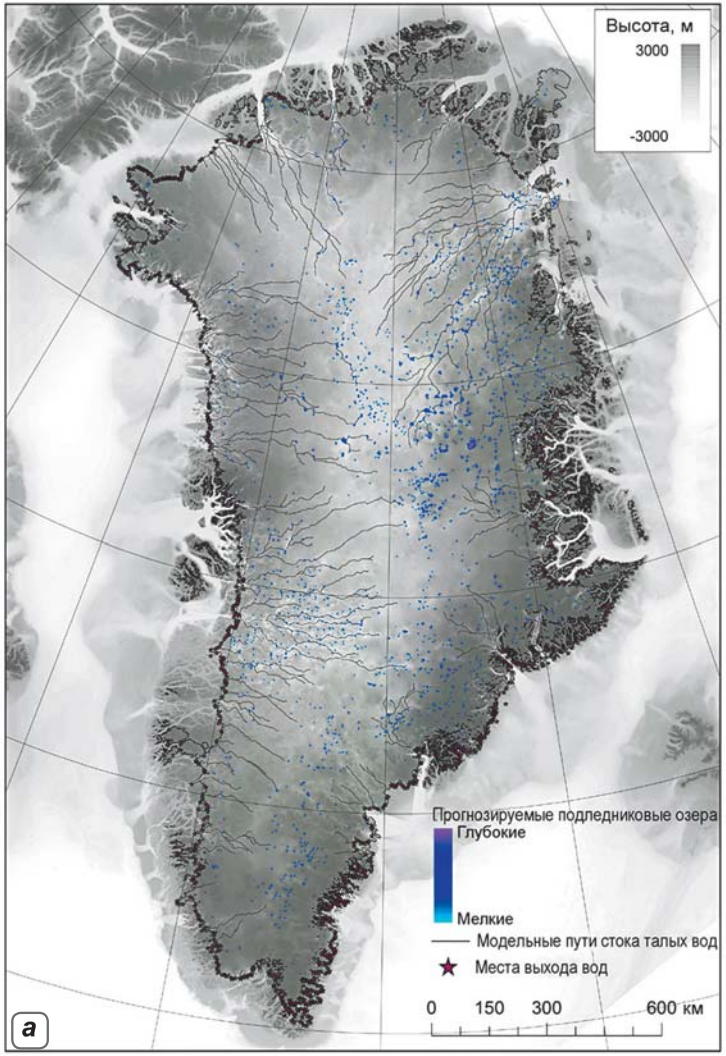


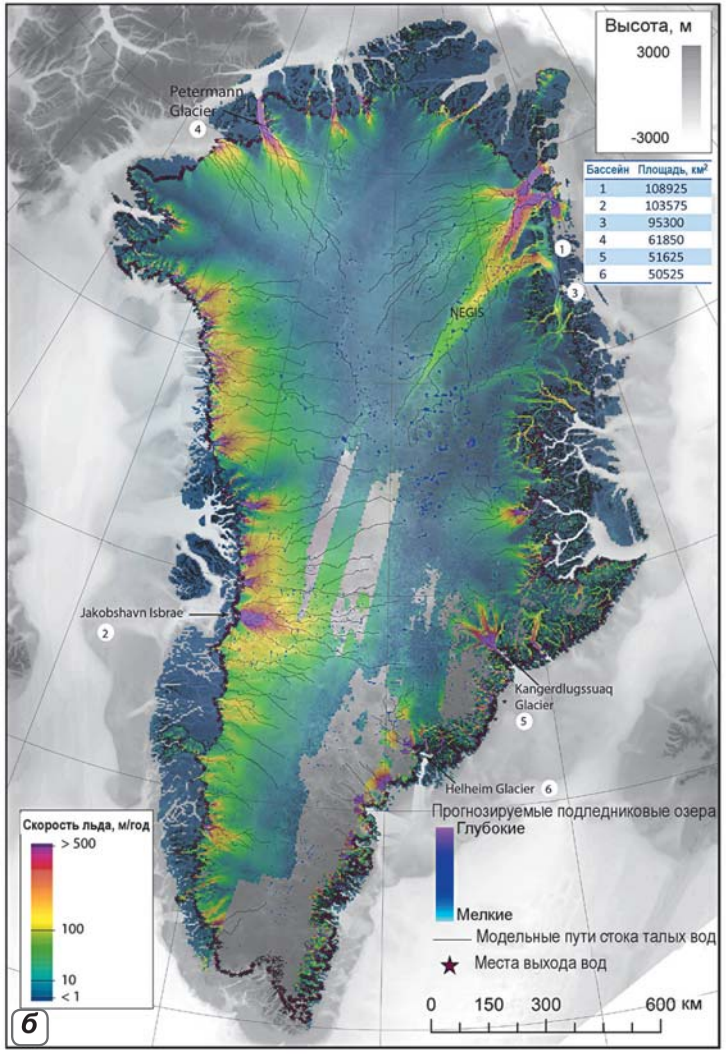
▲ **Рис. 4.133.** Гидрологическая сеть Гренландского ледникового покрова. Черными линиями показаны ее «действующие» элементы, серым пунктиром – «бездействующие», белыми линиями – крупные бассейны; синие кружки – места и число выходов вод у края покрова, красные кружки – рассчитанный объем стока (Lewis, Smith, 2009)

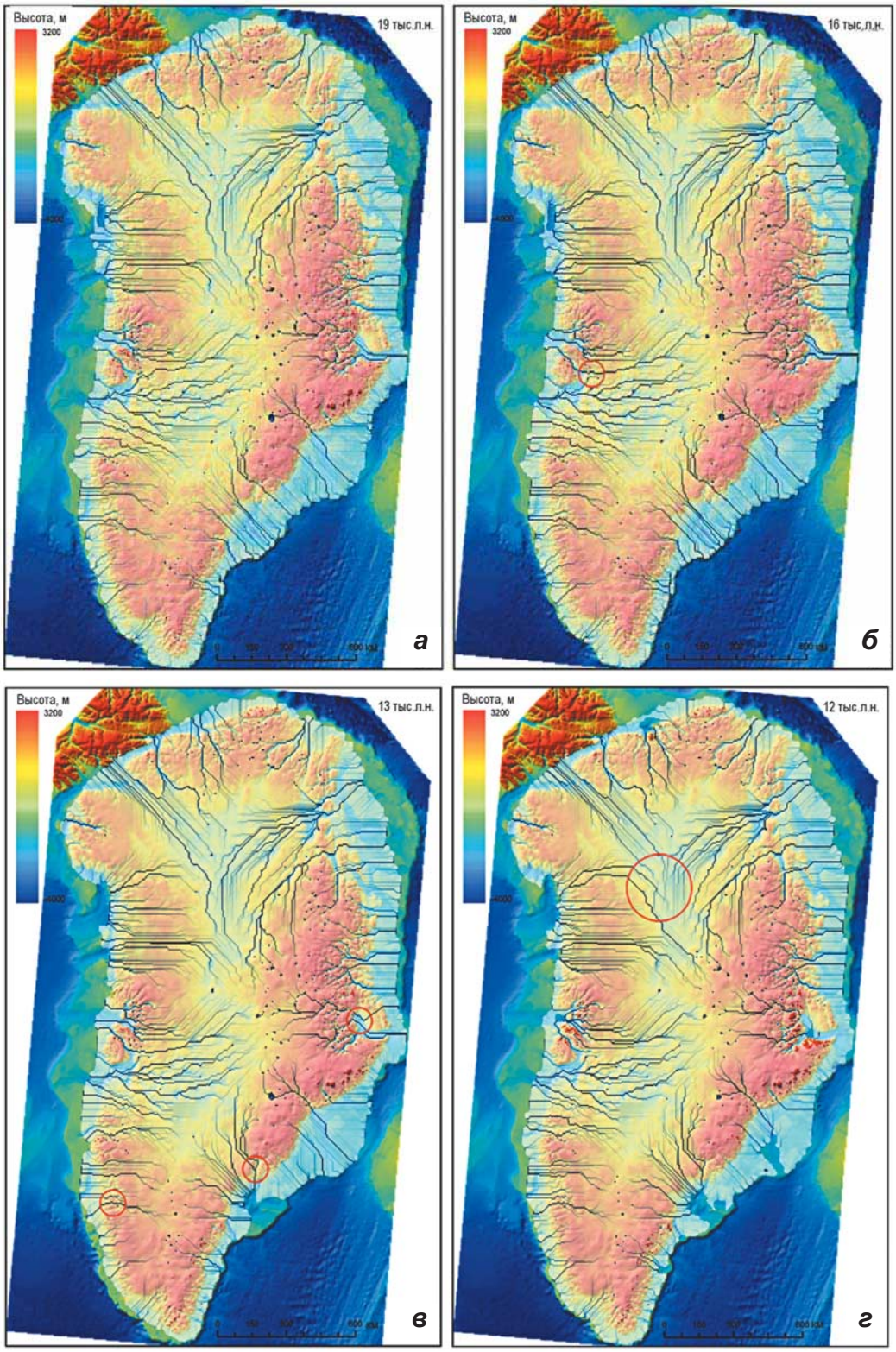
В отличие от приведенной выше реконструкции для Гренландии здесь также учитывалась возможность образования подледниковых озер в минимумах гидравлического потенциала. Но дистанционное зондирование пока не показало крупных скоплений воды на ложе Гренландского ледникового покрова, несмотря на достаточно густую сеть наблюдений. Однако модель показывает, что под покровом могут быть 90 озер, которые занимают 0,2% площади ложа. Большинство озер мелкие и находятся вблизи ледораздела в восточной части покрова со сложным изрезанным рельефом ложа. Условий подпруживания воды под выводными ледниками (за исключением Северо-Восточного и Петерманна) не обнаруживается.

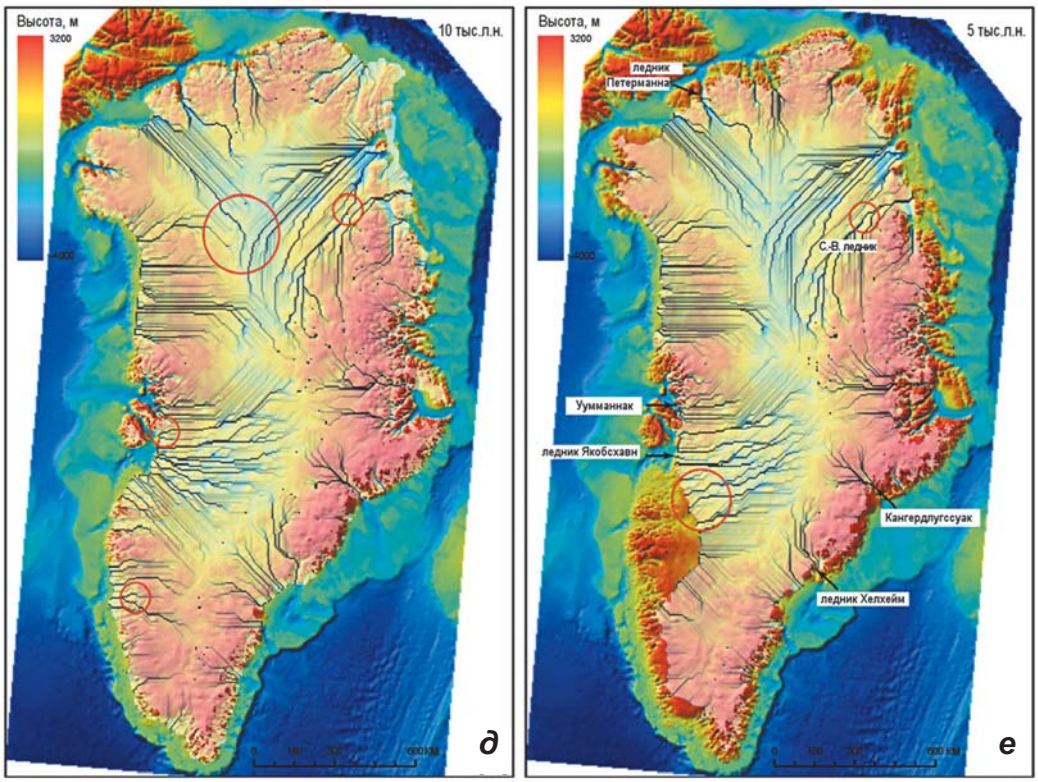
Исследовались устойчивость и изменения гидрологической сети под ледниковым покровом Гренландии с максимума последнего оледенения для шести временных срезов, где высота поверхности была взята из расчетов (Simpson et al., 2009).

▶ **Рис. 4.134.** Реконструированные подледниковые дренажные сети и озера (черные области): *а*) в связи с рельефом поверхности и местами выхода вод (звездочки) на краю покрова, *б*) в связи с полем скоростей движения льда и местами выхода вод. Также отмечены крупнейшие бассейны (DC) (Livingstone et al., 2013)


Высота, м
3000
-3000
Прогнозируемые подледниковые озера
Глубокие
Мелкие
Модельные пути стока талых вод
Места выхода вод
0 150 300 600 км
а


Высота, м
3000
-3000
Petermann Glacier
4
Бассейн Площадь, км²
1 108925
2 103575
3 95300
4 61850
5 51625
6 50525
NEGIS
Jakobshavn Isbrae
2
Kangerdlugssuaq Glacier
5
Helheim Glacier 6
Скорость льда, м/год
> 500
100
10
< 1
Прогнозируемые подледниковые озера
Глубокие
Мелкие
Модельные пути стока талых вод
Места выхода вод
0 150 300 600 км
б


Высота, м
3200
19 тыс.л.н.
а
Высота, м
3200
16 тыс.л.н.
б
Высота, м
3200
13 тыс.л.н.
в
Высота, м
3200
12 тыс.л.н.
г



◄▲ **Рис. 4.135.** Реконструированные подледниковые дренажные сети (голубые линии) и озера (синие области) для шести временных срезов: 19, 16, 13, 12, 10 и 5 тыс. лет назад (*а–е*). Прежний ледниковый покров показан полупрозрачным фоном поверх гипсографической карты ложа и прилегающих областей. Красными окружностями помечены места перестройки дренажной сети (Livingstone et al., 2013)

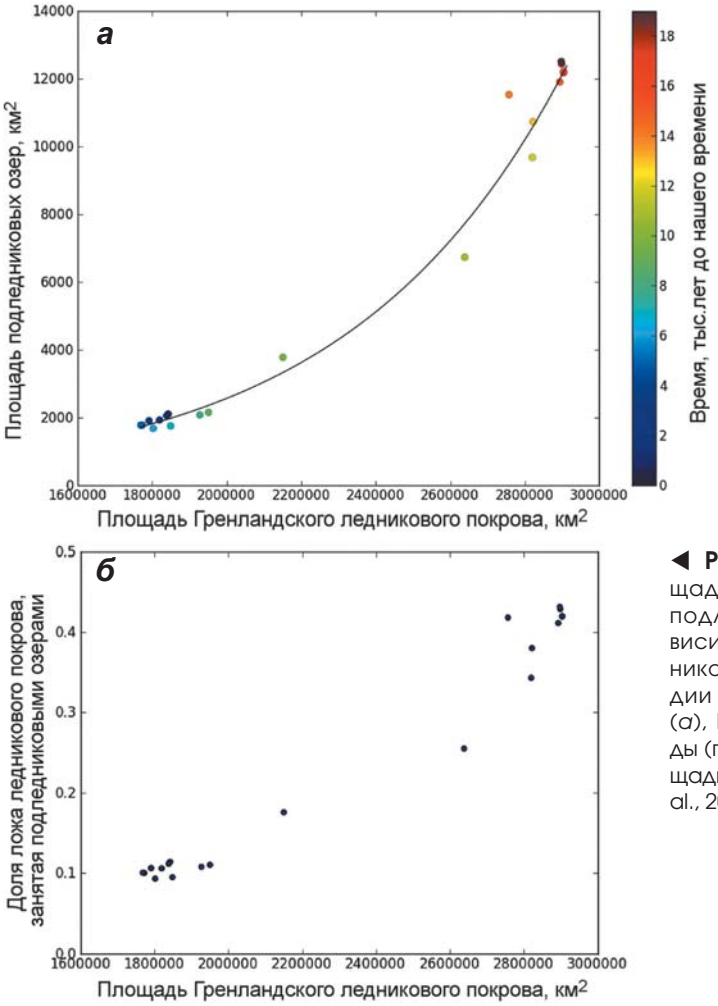
Оказалось, что, как и в Антарктиде, подледниковая дренажная сеть относительно устойчива в последние 19 тыс. лет, но в некоторых местах происходили заметные изменения (рис. 4.135). Например, в западной Гренландии 16 тыс. лет назад северная окраина дренажной сети под ледником Якобсхавн была перехвачена системой Уумманнак, а 10 тыс. лет назад дренажная сеть под Северо-Восточным ледником расширилась в южном направлении. Также между 12 и 11 тыс. лет назад северная часть покрова, где до этого времени (и после него) доминировали северо-восточные и северо-западные пути подледникового стока, стала ключевой гидрологической областью для западного сектора.

Судя по модели подледниковые озера Гренландии существовали на всем протяжении этого периода, но их количество изменялось. Между 19 и 16 тыс. лет назад их было 300, а затем к 9000 тыс. лет назад число их стало менее 70, и с тех пор мало менялось. Места расположения озер тяготеют к тем районам, где есть подледные горы и фьорды. Между 19 и 11 тыс. лет назад более 40% подледниковых озер располагались за пределами современных границ покрова. Изменение количества озер в зависимости от прежних размеров Гренландского покрова показано на рис. 4.135, *а*. Характерно, что такая связь имеет нелинейный вид.

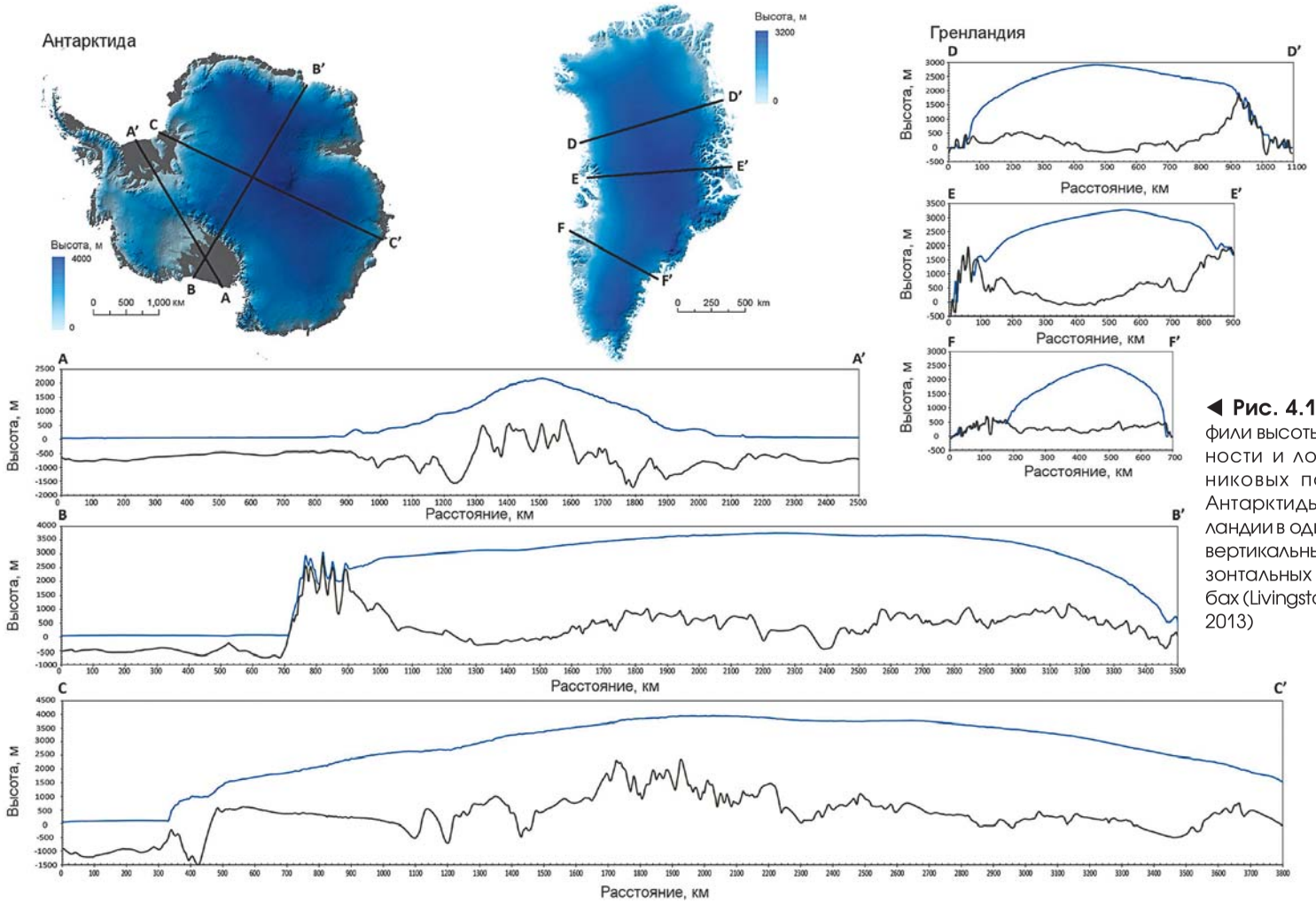
4.11.3. Сравнение дренажных сетей Антарктиды и Гренландии

Сравнивая результаты моделирования дренажных сетей ледниковых покровов, надо иметь в виду, что хотя они поучены по одной методике, но часть отмеченных ниже различий может быть связана с разной детальностью исходных данных (1×1 км для Антарктиды и 5×5 км для Гренландии). В целом и для Гренландии и Антарктиды характерны достаточно устойчивые во времени дренажные сети, тяготеющие к выводным ледникам и ледяным потокам. И для обоих покровов в региональном масштабе возможны крупные перехваты сетей, ведущие к заметному перераспределению воды между бассейнами. Но покровы сильно отличаются друг от друга по количеству озер – как сейчас, так и за все время после максимума оледенения (рис. 4.136, *б*).

Малая предсказанная площадь современных озер Гренландского ледникового покрова (0,2% ложа) дает основание полагать, что их роль в дренажной сети



◄ **Рис. 4.136.** Общая площадь реконструированных подледниковых озер в зависимости от площади ледниковых покровов Гренландии (площадь озер в км²) (*а*), Гренландии и Антарктиды (площадь озер в % от площади ложа) (*б*) (Livingstone et al., 2013)



◀ **Рис. 4.137.** Профили высоты поверхности и ложа ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии в одинаковых вертикальных и горизонтальных масштабах (Livingstone et al., 2013)

незначительна, в отличие от Антарктиды (4%). Кроме того, по геофизическим данным (Oswald, Gogineni, 2008, 2012), только 13–20% площади ложа Гренландского покрова находится в области донного таяния и нет достаточных свидетельств о скоплениях вод под ее теплыми выводными ледниками. Вероятно, что рельеф ложа и топография поверхности покрова не способствуют формированию большого числа озер. Поскольку вклад уклона поверхности покрова в величину гидравлического потенциала на порядок больше, чем уклона ложа, слабая заозеренность в Гренландии (по сравнению с Антарктидой) вполне объяснима большей крутизной ее поверхности (рис. 4.137): в Антарктиде малые градиенты поверхности способствуют скоплению воды на ложе.

Вероятно, по этой же причине, когда покровы разрастаются и становятся более плоскими, относительная доля ложа, занятая озерами, увеличивается, а при их сокращении – уменьшается. Но кривая таких изменений, вероятно, обладает гистерезисом. Дело в том, что над подледниковыми озерами возникают плоские участки поверхности вследствие уменьшения сцепления ледника с ложем. И когда покров сокращается, такие плоские участки стабилизируют существующие озера, тогда как на этапах разрастания такие участки отсутствуют. Возможные последствия такого стабилизирующего эффекта пока не исследованы в отношении как кратковременной устойчивости озер, так и долговременных различий в моделях развития и деградации оледенения, которые могут находить свое отражение в особенностях формирования и функционирования ледяных потоков и выводных ледников, условиях на ложе, режиме регулярных и катастрофических расходов подледниковых вод.

Несомненно, что результаты моделирования дренажных сетей ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии важны для нацеленного поиска дистанционными и прямыми методами скоплений воды и путей их стока на ложе и имеют самостоятельное значение в вопросах реконструкции палеогидрологии и динамики древних оледенений (Livingstone et al., 2013б).

4.12. Выводы

Применение дистанционных и геофизических методов позволяет получать разнообразные характеристики, описывающие распределение и динамику воды в ледниках. В результате таких исследований установлено, что лед, находящийся при температуре таяния в теплых и политермических ледниках, может содержать от 2 до 9% воды. Изменчивость содержания воды в пределах одного ледника сравнима с изменчивостью средних величин между ледниками. Возможно, существует некоторая связь содержания воды в верхней части теплого льда со скоростью поверхностного таяния.

Содержание воды в теплом леднике в период таяния может быстро меняться примерно в тех же пределах в результате как накопления, так и расхода воды из внутриледниковых полостей, которые заполняются водой в период повышенного таяния и могут дренироваться во время более холодных периодов. За летнее время изменения запасов воды в теплом льду могут превышать 10%.

Обнаружены короткопериодные (в течение суток) вариации содержания воды на ледниковом ложе. Такие вариации сопровождаются усилением отражений, соответствующим полуденным пикам поверхностной абляции, им сопутствует подъем поверхности ледника, за которым следуют ускорения движения.

Кроме сезонных и короткопериодных изменений, в ледниках обнаружены преобразования гидротермической структуры, длящиеся годами. Причиной таких долгопериодных изменений служит сложное взаимодействие климатических факторов. В некоторых политермических ледниках с течением времени наблюдается сокращение размеров их теплого ядра, которое, при сохранении современных условий, даже может полностью исчезнуть через несколько десятилетий. На других политермических ледниках наблюдается обратная картина, когда убывает верхний холодный слой. Кроме чисто климатических факторов направленность изменений контролируется изменениями условий льдообразования и абляции на самих ледниках, и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Не исключено, что в некоторых случаях толща холодного льда может быстро прогреться, когда поверхностные талые воды попадают в густую сеть открытых трещин, зон трещиноватости и ледниковых колодцев и замерзают в этой толще, отдавая тепло. Так или иначе, независимо от механизма разогрева лед при этом становится пластичнее, а в результате может быстрее течь.

Статистические данные показывают, что среди ряда особенностей ледников пульсирующего типа на Шпицбергене самой характерной является их политермическая структура, индикатором которой служит внутренняя отражающая граница раздела холодного и теплого водосодержащего льда.

Расчеты гидравлического потенциала, выполняемые для горных ледников по данным о высоте поверхности, толщине льда и рельефе ложа, позволяют определить строение подледниковой дренажной сети в масштабе отдельных бассейнов и оценить ее изменения во времени при изменении геометрии поверхности ледника.

Численное моделирование таяния-намерзания под ледниковыми покровами, которое в существенной мере опирается и контролируется данными дистанционных и геофизических исследований, показывает, что более половины площади ложа наземной части ледникового покрова Антарктиды находится при температуре таяния, а средние скорости таяния превышают 5 мм/год. По последним оценкам, ежегодно под наземной частью Антарктиды образуется 65 Гт воды. Это равно примерно трети объема воды (22 000 км^3), который может быть накоплен в подледниковых озерах, и намного меньше объема талой воды, продуцируемой под шельфовыми ледниками.

По балансовым оценкам, донное таяние под шельфовыми ледниками Антарктиды в 1979–2010 гг. было 1325±235 Гт/год, а откол айсбергов равнялся 1089±139 Гт/год. Важно, что вклад донного таяния крупнейших шельфовых ледников (Росса и Фильхнера–Ронне), составляющих две трети площади всей плавучей части ледникового покрова, относительно невелик – всего 15%. А 50% талых вод поступает из-под 10 небольших шельфовых ледников тихоокеанского сектора площадью менее 10%.

В целом на донное таяние приходится 55±10% потерь массы шельфовых ледников Антарктиды, что эквивалентно средней скорости таяния 85±15 см/год и в три раза выше, чем среднее значение их поверхностного баланса массы (28±5 см/год) и в пять раз – поверхностного баланса наземной части (16±1 см/год). Высоким скоростям таяния не всегда сопутствует утончение шельфовых ледников, так как они могут находиться в равновесии из-за высокого притока льда с континента.

Если потепление вод океана может постепенно усилить таяние шельфовых ледников, то изменения океанической циркуляции и морских льдов могут резко изменить эти условия и в результате сказаться на балансе массы всего ледникового покрова.

В Гренландии области донного таяния по данным зондирования весьма ограничены, хотя, судя по моделям, они могут быть более обширными. Важной особенностью Гренландии являются чрезвычайно высокие скорости таяния под плавучими языками некоторых выводных ледников – от нескольких десятков до более 200 м/год, что объясняют циркуляцией теплой морской воды и конвекцией талой воды, вытекающей у линии налегания. И хотя плавучих ледников в Гренландии несравненно меньше, чем в Антарктиде, таяние на их подошве важно как для их баланса массы, так и для их динамики.

Таяние под отдельными ледяными потоками и выводными ледниками Антарктиды продуцирует до нескольких км^3 воды в год. В зависимости от ее количества и распределения изменяются водонасыщенность и подвижность рыхлых пород под ледниками и уменьшается трение на ложе. Скорости выводных ледников и ледяных потоков и направление их движения могут меняться со временем из-за того, что вода под ними начинает течь в ином направлении или меняются места, где подошва ледников тает более интенсивно. В свою очередь, существуют обратные связи между скоростью скольжения ледников и интенсивностью таяния, изменениями поверхности и толщины ледников и направлением течения подледниковых вод. Не исключено, что некоторые ледяные потоки зарождаются там, где в их верховьях есть условия для скопления воды на ложе и потери устойчивости на ложе.

Сейчас особое внимание привлекают к себе выводные ледники Пайн-Айленд и Туейтс в Западной Антарктиде, где наблюдаются самые большие и все возрастающие потери массы ледникового покрова. В бассейнах обоих ледников основная доля донного таяния (94%) приходится на области с быстрым (>50 м/год) течением льда. Предполагают, что кроме изменений в краевых плавучих частях этих ледников, обусловленных поступлением теплых морских вод, их динамика контролируется изменениями гидротермических условий на ложе, соотношением дренажных систем разного типа, наличием или отсутствием участков с рыхлыми подстилающими отложениями.

Ледяные потоки и выводные ледники частично затормаживаются на отдельных участках (пятнах прилипания), которые могут быть или выходами коренных пород, или зонами осушения на ложе, или местами примерзания. Число и размер таких пятен изменяются в результате выноса рыхлого материала из-под ледника, осушения при перестройке дренажной системы, выхолаживания при изменении толщины льда и адвекции холода. Считают, что рост прилипания служит причиной остановки ледяных потоков, как, например, потока С, остановившегося около 150 лет назад.

Есть ряд моделей, которые воспроизводят процессы взаимодействия подледниковых вод с целыми ледниками и ледниковыми покровами. До сих пор их развитие ограничивается недостатком детальных сведений о топографии ложа, составе и толщине рыхлых отложений под ледниками. Тем не менее такие сведения постоянно пополняются данными дистанционных и геофизических измерений.

Существующие модели, которые учитывают динамическое развитие подледниковых скоплений воды и самоорганизацию подледниковых дренажных систем, наглядно демонстрируют, как под их влиянием (и в первую очередь зон усиленного стока подледниковых вод) преобразуются движение и форма ледниковых покровов. Моделирование показывает, что осциллирующий прерывистый режим (с периодами от сотен до тысяч лет) ледяных потоков определяется в первую очередь замерзанием вод на их ложе.

С помощью разных гидрологических моделей, совмещенных с моделями движения льда, удается воспроизвести суточные и сезонные изменения динамики горного ледника, включая «весенние» события; ускорения ледника покровного типа под воздействием притока летних талых вод; короткопериодные возмущения давления воды на ложе и скоростей покровного ледника при прорыве озер с поверхности.

С помощью моделирования было показано, что в типичном гренландском выводном леднике среднее время задержки воды составляет около двух лет. Иными словами, в нем сохраняются заметные запасы воды весь год. Такое вычисленное время удержания вод может характеризовать типичные скорости адаптации ледниковой гидрологической системы к внешним воздействиям – притоку поверхностных вод.

Под ледниковым покровом Антарктиды обнаружено около 400 крупных скоплений воды площадью от первых км^2 до 15 790 км^2 и объемами воды до 6100 км^3. Суммарные запасы воды в подледниковых озерах Антарктиды могут составлять от ~8000 км^3 до ~16 000 км^3, а их общая площадь – порядка 56 000 км^2. Вполне вероятно, что в действительности под ледниковым покровом гораздо большие скопления воды, но они пока не обнаружены из-за недостаточной плотности геофизических измерений и малой продолжительности альтиметрических наблюдений.

Подледниковые озера располагаются во внутренних частях покрова, в верховьях выводных ледников и ледяных потоков и под самими ледяными потоками. Распределение подледниковых озер в Антарктиде меняется в зависимости от расстояния вдоль линии тока от основного ледораздела. В целом плотность распределения всех известных озер почти экспоненциально убывает с удалением от ледораздела, и они тяготеют к областям с толстым льдом.

Обнаружено, что 124 озера активны, т.е. эпизодически опорожняются, что устанавливается по изменениям высоты (иногда на несколько десятков метров) ледниковой поверхности над ними. Распределение таких озер не связано с расстоянием до ледоразделов. Возможно, озера чаще и интенсивнее наполняются и сливаются в краевых частях покрова, чем в его центральной области. Характерная продолжительность периода опорожнения может быть от нескольких месяцев до первых лет, а типичный объем – от 0,1–0,2 до 1–2 км^3. Самым крупным из известных стало опорожнение подледникового озера Кука площадью 260 км^2, когда за 20 мес оно потеряло 6,36 км^3 воды с пиковыми расходами, превышавшими 160 м^3/с. В некоторых случаях перелив воды идет по цепочке озер, а иногда отмечено, что вода доходит до линии налегания или краевой части покрова на побережье. Пути следования воды, вытекающей из озер и заполняющей их, достаточно хорошо устанавливаются по полю гидравлического потенциала.

Отмечены ускорения движения нескольких выводных ледников Антарктиды, которые совпали по времени с опорожнениями подледниковых озер в пределах их ледосборных бассейнов. Поэтому есть основания считать, что динамические особенности основных выводных ледников покрова могут формироваться под влиянием активных гидрологических систем, имеющих начало в сотнях километрах выше по линиям тока. Так, подледниковая сеть стока бассейна Аврора площадью 287 000 км^2 и протяженностью 1000 км может дренировать подледниковые озера купола С и их воды могут достигать побережья под ледником Тоттен.

Скопления подледниковых вод могут частично замерзать, образуя слой озерного льда на подошве ледникового покрова. По данным бурения его толщина над озером Восток равна 232 м и он сформировался примерно за 40 тыс. лет по мере движения

ледника над озером, где из-за разницы давлений возникает циркуляция, способствующая нарастанию льда на одних участках и таянию подошвы ледника на других.

В районе гор Гамбурцева были обнаружены косвенные признаки намерзания вследствие кондуктивного охлаждения или гляциогидравлического переохлаждения больших объемов льда в верховьях подледных долин (8600 км^3) и на их склонах (~3900 км^3). Предполагают, что процесс намерзания продолжался несколько десятков тысяч лет и охватил почти четверть площади ложа в этой области. Максимальная толщина намерзшего льда оценивается 1100 м. Пласты намерзшего льда длиной 15–30 км часто начинаются от скоплений воды на ложе, образующих дренажные сети. Местам нарастания льда обычно сопутствуют поднятия ледниковой поверхности высотой 5–35 м. Если такое намерзание действительно широко распространено в Антарктиде, то это должно сказаться на реологии, изотопном составе и возрасте ледниковой толщи.

Пока наши представления об общем устройстве подледниковых дренажных сетей Антарктиды и Гренландии во многом опираются на расчеты гидравлического потенциала и зон возможного донного таяния. Расчеты показывают, что изменения высоты поверхности ледникового покрова всего на несколько метров могут повлечь за собой самые существенные перестройки сетей стока. Поэтому, хотя за последние 20 тыс. лет подледниковые дренажные сети и озера Антарктиды были в целом достаточно стабильны, во многих местах должны были происходить перестройки сети и перехваты стока.

Расчеты также показывают, что под Антарктическим покровом есть множество мест, где могут потенциально существовать подледниковые озера, которые пока не открыты. По прогнозу количество таких озер превышает 12,5 тысяч и они занимают 2,5% площади его ложа. Большинство из них должны превышать 5 км^2.

В Гренландии с помощью дистанционных и геофизических методов подледниковые озера пока не обнаружены, но, судя по расчету, их может быть около 90, в основном в восточной части покрова, и они могут занимать около 0,2% площади ложа. Их небольшое число (по сравнению с Антарктидой) вполне объясняется большей крутизной поверхности Гренландского ледникового покрова, т.е. большими градиентами гидравлического потенциала.

Подледниковые озера, раз возникнув, далее поддерживают свое существование тем, что над ними из-за падения трения на ложе формируются плоские участки ледниковой поверхности, а это уменьшает градиент гидравлического потенциала.

Заключение

Можно с уверенностью утверждать, что вода в ледниках во многом определяет и контролирует их существование и динамику. Она регулирует сезонные и суточные колебания скоростей ледников, приводит к вертикальным смещениям их поверхности, контролирует режимы скольжения по ложу, формирует изменяющиеся внутриледниковые и подледниковые дренажные системы. Гидротермические условия на границе лед–ложе, давление подледниковой воды и свойства подледникового субстрата диктуют пространственно-временные изменения динамики ледников, вплоть до возникновения ледниковых подвижек.

К важным темам этой проблемы относятся: 1) объемное гидротермическое состояние ледников в областях аккумуляции и абляции; 2) пространственно-временные вариации распределения и содержания воды в толще и у ложа ледников; 3) размеры и форма макровключений воды в толще и у ложа ледников, включая пленку или слой воды, каналы стока, внутри- и подледниковые каверны и полости; 4) условия на ложе – распределение областей с таянием и примерзанием и подледниковыми мерзлыми или водонасыщенными подледниковыми отложениями, микро- и макрошероховатость ложа; 5) связь пространственно-временных вариаций поверхностной скорости ледников, высоты их поверхности и скорости скольжения по ложу с вариациями поступления и расхода воды.

Многие важные вопросы пока изучены далеко не в полной мере. Перечислим лишь некоторые из них.

1. Как эволюционирует гидротермический режим ледников при изменениях климата?
2. Насколько водопроницаем лед в зонах дробления и сильной трещиноватости и каков отепляющий эффект вод, поступающих по ним в толщу ледника?
3. Каковы размеры и геометрия, распределение, концентрация, взаимоотношение и взаимосвязь всех видов скоплений воды как в пределах одного ледника, так и в ледниках разных типов?
4. Как функционируют и взаимосвязаны полости на ложе ледников (во всем диапазоне размеров – от субметровых емкостей до крупных подледниковых озер)? Каковы особенности их прорывов и степень опасности, каково их место в динамике самих ледников?
5. Как и в какой степени изменяется реология льда, который содержит в разных количествах рассеянную воду? Как это сказывается на пространственно-временных характеристиках движения ледников?

6. Насколько точно современные модели описывают множественные режимы существования и переключения подледниковых систем, особенно учитывая недостаточность знаний о геометрических и литологических характеристиках ложа ледниковых покровов?
7. Как переохлаждение и повторное замерзание подледниковых вод меняют условия их стока и формируют придонные слои льда? Каковы масштабы и следствия этого явления?

Как показывает практика, решение этих и подобных вопросов может и должно опираться на широкое применение целого спектра дистанционных и геофизических методов для исследования воды на поверхности, в толще и на ложе ледников и ее влияния на их режим и динамику.

Для исследования воды на поверхности успешно используют различные модификации космических методов, которые позволяют обнаружить зоны таяния, скопления воды на поверхности и пути ее дренирования, оценить их изменения во времени и пространстве.

Данные спутниковой альтиметрии и радиоинтерферометрии ледниковых покровов используют, чтобы найти характерные плоские участки на их поверхности, которые указывают на подледниковые озера. Изменения высоты поверхности свидетельствуют об активности этих озер: изменениях их объема, скорости наполнения и опорожнения.

Воздушные и наземеные радиолокационные измерения применяют, чтобы оценивать гидротермическое состояние ледников, содержание и распределение воды в ледниковой толще. Повторные измерения позволяют также исследовать пространственно-временные изменения этих характеристик.

Важным дистанционным индикатором гидротермического состояния ледников служат отражения от внутренних скоплений воды и от границы раздела теплого и холодного льда. Содержание воды во льду оценивают по мощности отражений от этого раздела и скоплений воды, по скорости распространения во льду радио- и сейсмических волн. Существуют разные методы определения этих скоростей, и от их точности, а также используемой для расчетов модели рассеивающих сред зависит достоверность оценок содержания воды.

По имеющимся данным, количество воды в толще ледников в период таяния может достигать нескольких процентов, но оно зависит от ряда морфологических и гляциоклиматических факторов. Гидротермические характеристики политермических ледников могут служить для оценки их предрасположенности к подвижкам, а изменения этих характеристик в течение ряда лет могут служить индикатором изменений климата.

Количество, положение и размеры включений воды в ледниках оценивают по фазе, амплитуде и мощности отражений. В ряде случаев удается также определить, насколько заполнены водой внутриледниковые каналы и колодцы. Впервые, с помощью совместного анализа данных радио- и сейсмозондирования, у подошвы горных ледников были найдены трещины с водой, определена их геометрия и запасы воды в них. Оригинальным методом обнаружения крупных подледниковых скоплений воды в таких ледниках стало использование протонного магнитного резонанса.

Области таяния на ложе находят по интенсивности отражения радиоволн от границ раздела, которая зависит от различий в диэлектрических свойствах льда, пород ложа и воды. Для более однозначной интерпретации этих данных необходимо учи-

тывать региональные изменения удельного поглощения радиоволн в леднике, которые зависят от температуры льда, содержания примесей во льду и особенностей строения ледниковой толщи.

Крупные подледниковые скопления воды надежно обнаруживаются по «плоским» и «сильным» отражениям от их верхней поверхности, хотя мелкие и небольшие скопления идентифицировать труднее. Поиск подледниковых озер и путей стока воды геофизическими и дистанционными методами может сопровождаться расчетами гидравлического потенциала по данным о высоте поверхности и толщине льда. Такие расчеты дают возможность контролировать данные наблюдений и планировать сами наблюдения. Методы когерентной радиолокации позволяют получать дополнительные характеристики условий на ложе ледников, в частности, обнаруживать небольшие скопления воды на ложе ледниковых покровов, количественно оценивать степень концентрации подледниковых водотоков и анизотропии их систем.

Авторы сами широко использовали геофизические методы для изучения гидротермического состояния и условий на ложе теплых и политермических ледников Арктики и Антарктики. Наш опыт показывает, что для количественной интерпретации радарных данных нужно оценивать скорости распространения радиоволн в толще, хотя бы по гиперболическим отражениям. Это позволяет определить термическое состояние ледников и сделать предварительные выводы о содержании воды в их толще. Метод наклонного зондирования дает возможность уточнить результаты, а при повторных измерениях – следить, как меняется содержание воды в теле ледника. Другая количественная характеристика в исследованиях свойств ледника – амплитуда сигналов, отраженных от ложа и внутренних неоднородностей. Пространственно-временные вариации амплитуд отражений дали возможность оценить относительные изменения содержания воды в толще и на ложе исследованных ледников.

Так, на политермическом леднике Ханс были обнаружены заметные сезонные и годовые изменения содержания воды в нижнем слое теплого льда и условий на ложе, которые отражаются в сезонных изменениях скорости движения ледника. Изменения гидротермической структуры от политермической к более теплой найдены на леднике Фритьоф, которые произошли после его подвижки в 1990-х годах. Данные измерений скорости радио- и сейсмических волн показали, как пространственно изменяется содержание воды в теплых субантарктических ледниках на о. Ливингстон. На ледниковом плато Амундсена по данным радиозондирования были обнаружены несколько участков с «плоскими» и «сильными» отражениями протяженностью до 1400 м, что дало основание предполагать, что в углублениях на ложе ледника существуют скопления воды.

Мировой опыт применения дистанционных и геофизических методов позволил получить разнообразные характеристики распределения и динамики воды в ледниках. Установлено, что лед при температуре таяния может содержать от 2 до 9% воды, а изменчивость содержания воды в пределах одного ледника сопоставима с различиями между ледниками. В период таяния содержание воды в теплом леднике может быстро меняться. За летнее время изменение запасов воды в теплом льду может превышать 10%.

Вариации содержания воды на ледниковом ложе в течение суток согласуются с пиками поверхностной абляции, им сопутствует подъем поверхности ледника, который сопровождается ускорением движения. В ледниках на протяжении многих

лет может идти длительная перестройка гидротермической структуры. В некоторых случаях наблюдается сокращение размеров теплого ядра политермических ледников, но иногда наблюдается обратная картина, когда убывает верхний холодный слой. Такие изменения контролируются не только внешними климатическими факторами, но, вероятно, и сменой типа льдообразования на самих ледниках. Возможно, что иногда толща холодного льда может быстро прогреться под действием талых вод, проникающих в тело ледника. Пока не ясно, как это может сказаться на скорости деформации льда и движении ледников. Но статистические данные показывают, что среди ряда особенностей ледников пульсирующего типа на Шпицбергене самой характерной является их политермическая структура, индикатором которой служит внутренняя отражающая граница раздела холодного и теплого водосодержащего льда.

Данные дистанционных и геофизических исследований широко используют для расчетов гидравлического потенциала и численного моделирования таяния–намерзания под ледниковыми покровами. По последним оценкам, ежегодно под наземной частью Антарктиды образуется 65 Гт воды (5 мм/год). Это примерно равно трети объема воды (22 000 км^3), который может быть накоплен в подледниковых озерах, и намного меньше объема талой воды, продуцируемой под шельфовыми ледниками (1325±235 Гт/год). По последним данным, донное таяние составляет 55±10% потерь массы шельфовых ледников Антарктиды. Это эквивалентно средней скорости таяния 85±15 см/год, что в три раза больше, чем баланс массы на поверхности шельфовых ледников (28±5 см/год) и в пять раз больше, чем поверхностный баланс наземной части ледникового покрова (16±1 см/год).

Чрезвычайно высокими скоростями донного таяния – от нескольких десятков до 200 м/год и более – отличаются плавучие языки выводных ледников в Гренландии, что важно как для оценки составляющих баланса массы всего Гренландского ледникового покрова, так и для выяснения реакции ледников на изменения циркуляции морских вод. Но под самим покровом, судя по данным зондирования, областей с донным таянием мало, хотя по расчетам их может быть больше. Гренландия отличается от Антарктиды еще и тем, что у нее заметно больше крутизна поверхности покрова и гидравлический градиент. Это затрудняет образование крупных скоплений воды на ложе. Вероятно, поэтому их пока не удалось обнаружить радиолокационными и дистанционными методами, хотя по расчетам они могут быть в восточной части Гренландского покрова.

Таяние под отдельными ледяными потоками и выводными ледниками Антарктиды дает до нескольких км^3 воды в год. В зависимости от количества и распределения этой талой воды могут меняться реологические свойства рыхлых пород ложа и силы сцепления льда с ложем. В свою очередь, существуют обратные связи между скоростью скольжения и интенсивностью таяния, изменениями поверхности и толщины ледников и направлением течения подледниковых вод. Возможно, некоторые ледяные потоки зарождаются в областях скопления придонной воды и потери устойчивости на ложе.

Сейчас особое внимание привлекают к себе выводные ледники Пайн-Айленд и Туейтс в Западной Антарктиде, где наблюдаются самые большие и все возрастающие потери массы ледникового покрова. В бассейнах обоих ледников основная доля донного таяния (94%) приходится на области с быстрым (>50 м/год) течением льда. Предполагают, что кроме изменений в краевых плавучих частях этих ледников, обусловленных поступлением теплых морских вод, их динамика контролиру-

ется изменениями гидротермических условий на ложе, соотношением дренажных систем разного типа, наличием или отсутствием участков с рыхлыми подстилающими отложениями.

Ледяные потоки и выводные ледники частично затормаживаются на пятнах прилипания (выходы коренных пород, зоны осушения на ложе, места примерзания). Число и размер таких пятен изменяются в результате выноса рыхлого материала из-под ледника, осушения ложа при перестройке дренажной системы, выхолаживания при изменении толщины льда и адвекции холода. Считают, что рост прилипания служит причиной остановки ледяных потоков, как, например, потока С, остановившегося около 150 лет назад.

Модели, учитывающие самоорганизацию подледниковых дренажных систем, показывают, как в зонах усиленного стока преобразуются движение и форма ледниковых покровов. Так, осциллирующий прерывистый режим (с периодами от сотен до тысяч лет) ледяных потоков определяется в первую очередь замерзанием вод на их ложе.

С помощью других моделей удается воспроизвести суточные и сезонные изменения динамики ледников, в том числе связанные с прорывами наледниковых озер; характеризовать скорости адаптации ледниковых гидрологических систем к внешним воздействиям.

Важнейшим результатом использования комплекса дистанционных и геофизических методов стало обнаружение под ледниковым покровом Антарктиды большого числа крупных скоплений воды – подледниковых озер. К настоящему времени найдено около 400 таких озер площадью от первых км^2 до 15 790 км^2 с объемами воды до 6100 км^3. Расчеты показывают, что их может быть гораздо больше, но они пока не обнаружены. По прогнозу, количество таких озер превышает 12,5 тысяч, и они занимают 2,5% площади его ложа. Но пока суммарные запасы воды в подледниковых озерах Антарктиды оцениваются в пределах от ~8000 км^3 до ~16 000 км^3, а их общая площадь составляет около 56 000 км^2.

Найдена определенная закономерность в распределении озер. Они располагаются во внутренних частях покрова, в верховьях выводных ледников и ледяных потоков и под самими ледяными потоками. Плотность распределения всех известных озер почти экспоненциально убывает с удалением от ледораздела, и они тяготеют к областям с толстым льдом.

Эти озера – не пассивные образования, часть из них (124 озера) активны, они эпизодически опорожняются, что проявляется в изменениях высоты ледниковой поверхности над ними. Судя по всему озера чаще и интенсивнее наполняются и сливаются в краевых частях покрова, чем в его центральной области. Опорожнения длятся от нескольких месяцев до первых лет, а их типичный объем – от 0,1–02 до 1–2 км^3. Самым крупным событием стало опорожнение подледникового озера Кука: оно потеряло 6,36 км^3 воды за 20 мес с пиковыми расходами >160 м^3/с. Иногда вода переливается по цепочке озер, и может достигать края покрова. Пути следования воды, установленные по геофизическим данным, достаточно хорошо согласуются с результатами расчетов гидравлического потенциала. Есть основания считать, что динамические особенности основных выводных ледников покрова могут формироваться под влиянием активных гидрологических систем, берущих начало в сотнях километров выше по линиям тока. Расчеты показывают, что изменения высоты поверхности ледникового покрова всего на несколько метров могут повлечь за собой самые существенные перестройки сетей стока.

Вода под ледником может частично замерзать, образуя на его подошве слой толщиной до нескольких сот метров (что подтверждается прямыми исследованиями керна на станции Восток). По данным радиозондирования, обнаружены косвенные признаки намерзания больших объемов льда в верховьях подледных долин (8600 км^3) и на их склонах (~3900 км^3), формировавшегося на протяжении десятков тысяч лет. Если такое намерзание действительно широко распространено в Антарктиде, то это должно проявиться в реологии, изотопном составе и возрасте ледниковой толщи.

Несмотря на обилие экспериментальных данных, наши представления об общем устройстве подледниковых дренажных сетей Антарктиды и Гренландии пока во многом опираются на расчеты гидравлического потенциала и зон возможного донного таяния. Но они, в свою очередь, могут служить полезным инструментом для планирования полевых исследований и нацеленного поиска особенностей распространения систем стока, решения вопросов об их функционировании и развитии с помощью дистанционных и геофизических методов.

Summary

It is safe to say that water in glaciers largely determines and controls their existence and dynamics. It regulates the seasonal and daily fluctuations in glacier velocity, resulting in a vertical displacement of ice surface; it controls the sliding along the bedrock; it generates variable englacial and subglacial drainage systems. Hydrothermal conditions on ice-bedrock interface, subglacial water pressure and properties of subglacial substrate dictate the spatial and temporal changes in glacier dynamics, even to the point of instability and surges.

The important aspects of the problem are: 1) the hydrothermal state of glaciers in accumulation and ablation areas; 2) spatial and temporal variations of water distribution and content in glaciers and at heir bedrock; 3) size and shape of large water-bodies entrapped in glaciers or developed under them, such as water films or layers, drainage channels, englacial and subglacial cavities and pockets; 4) bedrock conditions , i.e., distribution of freezing and thawing areas, with frozen and water-saturated subglacial sediments, with different pattern of micro- and macro-roughness of interface; 5) interrelation of spatio-temporal variations of surface velocity, surface elevation and the sliding velocity with variations of water infrow/outflow.

Many important issues are still challenging and require more deep and comprehensive studies. We list only some of them.

- How does the hydrothermal regime of glaciers evolve under climate change?
- At what degree the fracture and crevassing zones are water-permeable and what is a warming effect of water entering the glaciers?
- What are the size and geometry, distribution, concentration, coordination and interconnection of all types of water inclusions within one glacier, as well as in glaciers of different types?
- How do the cavities on glacier bed operate and interrelate (in the entire range of sizes – from sub-meter pockets to large subglacial lakes)? What are the characteristics of their outbreaks and danger level, what is their contribution in glacier dynamics?
- How and to what extent the ice rheology depends on amount of water dispersed in the ice? How does this might affect on behaviour and pattern of glacier movement?
- How accurately the current models describe the multiple modes and switching of subglacial systems, especially bearing in mind a deficiency of knowledge on bedrock roughness and lithology?
- How supercooling and refreezing of subglacial waters change their flow and result in production of bottom ice layers? What is the scope and consequence of this phenomenon?

Practice shows that the solution of these and similar problems might be based on the widespread use of the whole spectrum of geophysical and remote sensing methods.

This book summarizes the current knowledge on englacial and subglacial water its impact on glacier regime and dynamics. It based on the results of research over the last 20-30 years, obtained with modern geophysical and remote sensing methods. It discusses the current understanding of water flow routes into the glacier interior and to the bedrock, development of englacial and subglacial drainage systems, and their impact on behaviour and dynamics of different-type glaciers. Geophysical and remote sensing methods used for studies of water in glaciers and assessment of hydrothermal state are presented with typical examples of their application. Personal authors experience of studies of temperate and polythermal glaciers is summarized. Results of geophysical and remote sensing studies of water in glaciers and ice sheets published in last years are reviewed. Particular attention is paid to the dynamics of water bodies under the Antarctic and Greenland ice sheets.

Литература

Авсюк Г.А. Температурное состояние ледников // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 1. С. 14–31.

Богородский В.В. Физические методы исследования ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 214 с.

Богородский В., Бентли Ч., Гудмандсен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 312 с.

Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 502 с.

Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х. Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фритьоф с 1977 по 2005 гг. // Материалы гляциол. исследований. 2006. Вып. 101. С. 157–162.

Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 году // Материалы гляциол. исследований. 2001. Вып. 90. С. 86–99.

Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Москалевский М.Ю. Скорость распространения электромагнитных волн в ледниках как показатель их гидротермического состояния, строения и режима // Материалы гляциол. исследований. 1990. Вып. 70. С. 3–17.

Глазовский А.Ф., Константинова Т.Н., Мачерет Ю.Я., Москалевский М.Ю., Боброва Л.И., Санкина Л.В. Толщина и подледный рельеф ледника Фритьоф по данным наземной радиолокационной съемки // Материалы гляциол. исследований. 1991. Вып. 72. С. 161–166.

Глазовский А.Ф., Красс М.С., Крымский А.В., Мачерет Ю.Я. Гидротермический режим политермических ледников и его связь с их динамикой // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 134–145.

Глазовский А.Ф., Красс М.С., Мачерет Ю.Я. Гидротермический режим и внутренний тепломассообмен в двухслойных ледниках // Материалы гляциол. исследований. 1998. Вып. 86. С. 61–65.

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Гидротермическое состояние и режим ледников // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2007. С. 57–108.

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Соколов В.Г., Наварро Ф.Х., Шираива Т. Георадар ВИРЛ для зондирования ледников // Материалы гляциол. исследований. 2003. Вып. 94. С. 225–234.

Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю. Исследования ледника Фритьоф на Шпицбергене в 1988 году // Материалы гляциол. исследований. 1989. Вып. 65. С. 148–153.

Гловацки П., Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Мур Д.К., Хаген Й.У. Строение и гидротермическая структура ледникового плато Амундсе-

на по данным наземного радиозондирования // Материалы гляциол. исследований. 2008. Вып. 105. С. 97–104.
Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 248 с.
Гохман В.В., Ходаков В.Г. Гидрология ледников и ледниковых бассейнов // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 62–80.
Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
Гурвич И.И. Сейсморазведка. М.: Изд-во «Недра», 1975. 407 с.
Даудсвелл Дж.Э., Горман М.Р., Уильямс М., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Василенко У.В., Хуббертен Г.В., Миллер Г., Саватюгин Л.М. Воздушное радиолокационное зондирование ледниковых куполов Северной Земли, апрель–май 1997 г. // Материалы гляциол. исследований. 1998. Вып. 84. С. 213–217.
Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидромеотеоиздат, 1982. 192 с.
Загороднов В.С., Архипов С.М., Мачерет Ю.Я. Реконструкция условий льдообразования на субполярном леднике по результатам исследований керна // Материалы гляциол. исследований. 1985. Вып. 53. С. 36–44.
Загороднов В.С., Зотиков И.А. Внутриледниковые каналы // Материалы гляциол. исследований. 1981. Вып. 41. С. 200–202.
Загороднов В.С., Зотиков И.А. Керновое бурение на Шпицбергене // Материалы гляциол. исследований. 1981. Вып. 40. С. 157–163.
Загороднов В.С., Синькевич С.А., Архипов С.М. Гидротермический режим ледораздельной области Восточного ледяного поля, Северо-Восточная Земля // Материалы гляциол. исследований. 1990. Вып. 68. С. 133–141.
Зингер Е.М., Захаров В.Г., Жидков В.А. Наблюдения за подвижкой ледника Фритьоф на Шпицбергене в 1997 году // Материалы гляциол. исследований. 1997. Вып. 83. С. 231–233.
Зотиков И.А. Антарктическое подледниковое озеро Восток. Гляциология, биология, планетология. М.: Научный Мир, 2010. 147 с.
Зотиков И.А. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды // Антарктика. Доклады комиссии. 1961. С. 27–39.
Коновалов В.Г. Таяние и сток в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 238 с.
Корякин В.С., Кренке А.Н., Тареева А.М. Расчетная аккумуляция на высоте границы питания ледников // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 54–61.
Котляков В.М. (ред.). Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527 с.
Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 479 с.
Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.
Кренке А.Н. Современные ледники и климат // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном / Ред. В.М. Котляков, М.Г. Гросвальд. М.: Наука, 1987. С. 7–33.
Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.
Лаврентьев И.И. Изменения структуры и динамики ледника Фритьоф на Шпицбергене за последние 70 лет по данным дистанционных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 6. С. 45–50.

Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Холмлунд П., Глазовский А.Ф. Гидротермическая структура и подледниковая дренажная сеть ледника Тавле на Шпицбергене // Лед и Снег. 2011. № 3 (115). С. 41–46.

Липенков В.Я., Полякова Е.В., Екайкин А.А. Закономерности формирования конжеляционного льда над подледниковым озером Восток // Лед и Снег. 2012. № 4 (120). С. 65–72.

Лучининов В.С., Мачерет Ю.Я., Рудаков В.Н., Хмелевский В.К. Радиолокационное зондирование теплых горных ледников // Тр. ЗАКНИГМИ. 1974. Вып. 58 (64). С. 211–224.

Мавлюдов Б.Р. Дренажные системы ледников. М.: Ин-т географии РАН, 2006. 395 с.

Мачерет Ю.Я. Сейсмические методы в гляциологии // Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1977. С. 41–86.

Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 3–10.

Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В. Особенности внутреннего строения и режима ледников Северо-Восточной Земли по данным радиозондирования // Материалы гляциол. исследований. 1988. Вып. 63. С. 44–56.

Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б. Радиолокационный каротаж скважины на леднике Фритьоф, Шпицберген // Материалы гляциол. исследований. 1984. Вып. 50. С. 198–203.

Мачерет Ю.Я., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б. Изменение скорости радиоволн по глубине субполярного ледника // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 395. С. 81–89.

Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф. Формирование и развитие дренажных систем в ледниках // Лед и Снег. 2011. № 3 (115). С. 23–40.

Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф. Влияние воды на режим и динамику ледников // Лед и Снег. 2011. № 4 (116). С. 5–12.

Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Ред. В.М. Котляков. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. С. 48–115.

Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Вода в политермических и тёплых ледниках // Экстремальные природные явления и катастрофы. Том II. Геология урана, геоэкология, гляциология. Российская академия наук. М.: Наука, 2011. С. 152–179.

Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Радиолокационное зондирование ледников Шпицбергена с вертолета // Материалы гляциол. исследований. 1980. Вып. 37. С. 109–131.

Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Радиолокационные исследования на Шпицбергене в 1977 г. // Материалы гляциол. исследований. 1980. Вып. 38. С. 279–286.

Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б. Толщина, объем и строение ледников // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 7–35.

Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б., Громыко А.Н. Радиолокационные исследования ледников Шпицбергена в 1977 г. // Материалы гляциол. исследований. 1980. Вып. 38. С. 279–286.

Мачерет Ю.Я., Загороднов В.С., Василенко Е.В., Громыко А.Н., Журавлев А.Б. Исследование природы внутренних радиолокационных отражений на субполярном леднике // Материалы гляциол. исследований. 1985. Вып. 54. С. 120–130.

Мачерет Ю.Я., Отеро Х., Наварро Ф.Х., Василенко Е.В., Квадрадо М.Л., Глазовский А.Ф. Толщина, внутреннее строение и подледный рельеф ледникового плато Боулес и ледникового купола острова Ливингстон, Антарктида по данным радиозондирования // Лед и Снег. 2010. № 1 (109). С. 5–13.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.

Попов С.В. Радиолокационное зондирование неглубоких подледниковых водоемов: теоретические предпосылки и практические результаты // Лед и Снег. 2010. № 4 (112). С. 5–14.

Попов С.В., Масолов В.Н. Новые данные о подледниковых озерах центральной части Восточной Антарктиды // Материалы гляциол. исследований. 2007. Вып. 103. С. 107–117.

Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подледный и коренной рельеф // Лед и Снег. 2011. № 1 (113). С. 25–35.

Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. Отечественные сейсмические и наземные радиолокационные исследования в Центральной Антарктиде накануне Международного полярного года 2007–2008 // Материалы гляциол. исследований. 2007. Вып. 103. С. 107–117.

Попов С.В., Миронов А.В., Шереметьев А.Н. Результаты наземных радиолокационных исследований подледникового озера «Восток» в 1998–2000 гг. // Материалы гляциол. исследований. 2007. Вып. 103. С. 107–117.

Попов С.В., Черноглазов Ю.Б. Подледниковое озеро Восток, Восточная Антарктида: береговая линия и окружающие водоемы // Лед и Снег. 2011. № 1 (113). С. 13–24.

Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В. Основные результаты наземного радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток в 1998–2002 гг. // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 129–133.

Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В. Береговая черта подледникового озера Восток и прилегающие водоемы: интерпретация данных радиолокационного зондирования // Материалы гляциол. исследований. 2003. Вып. 95. С. 161–167.

Ризниченко Ю.В. О распространении сейсмических волн в дискретных и гетерогенных средах // Изв. АПН СССР. Сер. География и геофизика. 1949. Т. 13. № 2. С. 115–128.

Трепов Г.В. Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 60–63.

Троицкий Л.С. Баланс массы ледников Шпицбергена в 1985/86 и 1987/88 балансовых годах // Материалы гляциол. исследований. 1989. Вып. 67. С. 194–196.

Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. М.: Советское радио, 1977. 174 с.

Фролов А.Д., Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по данным измерений скорости распространения радиоволн // Материалы гляциол. исследований. 1998. Вып. 84. С. 148–154.

Хаттон Л., Уэддингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Теория и практика. М.: Мир, 1989. 212 с.

Ходаков В.Г. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха // Метеорология и гидрология. 1965. № 7. С. 48–50.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

Шумский П.А., Цыкин Е.Н. К вопросу о гляциологической зональности // Материалы гляциол. исследований. 1962. Вып. 5. С. 29–34.

Шушаков О.А., Легченко А.В. Расчет сигнала протонного магнитного резонанса от подземной воды с учетом электропроводности среды // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 3. С. 130–136.

Яниа Я., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лапасаран Х., Гловацки П., Мигала К., Балут А., Пивовар Б.А. Вариации гидротермической структуры политермического ледника на Шпицбергене // Материалы гляциол. исследований. 2005. Вып. 99. С. 75–88.

Abdalati W., Steffen K. Passive microwave-derived snow melt regions on the Greenland ice sheet // Geophys. Research Letters. 1995. V. 22. P. 787–790.

Abdalati W., Steffen K. Greenland ice sheet melt extent: 1979–1999 // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106. P. 33983–33988.

Abdi A., Wolovick M., Tinto K., Das I., Creyts T., Bell R. Mapping the spatial extent of basal frozen-on ice in Northern Greenland // AGU Fall Meeting. 2011. Presentation. Abstracts 1, C41E-0450.

Ahlmann H.W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. London, 1948. Royal Geogr. Ser. 1. 83 p.

Ahlstrøm A.P., Mohr J.J., Reeh N., Christensen E.L., Hock R.LeB. Controls on the basal water pressure in subglacial channels near the margin of the Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 174. P. 443–550.

Alley R.B. Water-pressure coupling of sliding and bed deformation, I, Water system // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 108–118.

Alley R.B. Water-pressure coupling of sliding and bed deformation: II. Velocity-depth profiles // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 119–129.

Alley R.B. Deforming-bed origin for the southern Laurentide till sheets? //Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 67–76.

Alley R.B. In search of ice-stream sticky spots // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 133. P. 447–454.

Alley R.B., Anandakrishnan S., Bentley C.R., Lord N. A water-piracy hypothesis for the stagnation of ice stream C, Antarctica // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 187–194.

Alley R.B., Blankenship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T. Till beneath ice stream B. 3. Till deformation: evidence and implications // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92B. P. 8921–8930.

Alley R.B., Blankenship D.D., Rooney S.T., Bentley C.R. Till beneath ice stream B. 4. A coupled ice-till flow model // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92B. P. 8931–8940.

Alley R.B., Dupont T.K., Parizek P.R. Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: Preliminary insights // Annals of Glaciology. 2005. V. 40. P. 8–14, doi:10.3189/172756405781813483

Alley R.B., Lawson D.E., Evenson E.B., Strasser J.C., Larson G.J. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 148. P. 563–569.

Alley R.B., MacAyeal D.R. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet // Paleoceanography. 1994. V. 9. № 4. P. 503–511, doi:10.1029/94PA01008

Anandakrishnan S., Jacobel R., Peters L.E. Combining seismic and radar methods to characterize subglacial properties // Intern. Symposium on Radioglaciology and its applications. Madrid, Spain. 9–13 June 2008. Abstract 51A050.

Anderson R.S., Anderson S.P., MacGregor R.R., Waddington E.D., O'Neel S., Riihimaki C.A., Loso M.G. Strong feedbacks between hydrology and sliding of a small alpine glacier // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. F03005, doi: 10.1029/2004/JF000120

Archie G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics // Petroleum Transactions of American Institute of Mining and Metallurgical Engineers (AIME). 1942. V. 146. P. 54–62.

Arcone S.A., Yankielun R.E. 1.4 GHz radar penetration and evidence of drainage structures in temperate ice: Black Rapids glacier, Alaska, U.S.A // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 477–489.

Arthern R.J., Winebrenner D.P., Vaughan D.G. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3 cm wavelength microwave emission // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111. D06107, doi:10.1029/ 2004JD005667

Aschwanden A., Blatter H. Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. F04024, doi:10.1029/2005JF000328

Ashcraft I.S., Long D.G. Comparison of methods for melt detection over Greenland using active and passive microwave measurements // Intern. Journ. of Remote Sensing. 2006. V. 27. № 12–14. July 2006. P. 2469–2488.

Bælum K., Benn D.I. Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar // The Cryosphere Discussion. 2010. V. 4. P. 2169–2199.

Bælum K., Benn D.I. Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 139–149. doi:10.5194/tc-5-139-2011

Bakulin A., Grechka V., Tsvankin I. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part I: HTI model due to a single fracture set // Geophysics. 2000. V. 65. № 6. P. 1788–1802. doi: 10.1190/1.1444863

Balise M.J., Raymond C.F. Transfer of basal sliding variations to the surface of a linearly viscous glacier // Journ. of Glaciology. 1985. V. 31. № 109. P. 308–318.

Bamber J.L. Radio echo sounding studies of Svalbard glaciers. PhD thesis. Cambridge University, 1987a.

Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // Annals of Glaciology. 1987б. V. 9. P. 5–10.

Bamber J.L. Enhanced radar scattering from water inclusions in ice // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. №. 118. P. 293–296.

Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37.

Bamber J.L., Alley R.B., Joughin I. Rapid response of modern day ice sheets to external forcing // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 257. P. 1–13.

Bamber J.L., Dowdeswell J.A. Remote-sensing studies of Kvitøyjøkulen, an ice cap on Kvitiøya, North-east Svalbard // Journ. of Claciology. 1990. V. 36. № 122. P. 75–81.

Bamber J.L., Ekholm S., Krabill W.B. A new, high resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106 (B4). P. 6733–6745.

Bamber J.L., Ferraccioli F., Joughin I., Shepherd T., Rippin D.M., Siegert M.J.G., Vaughan D. Antarctic ice stream tributary underlain by major sedimentary basin // Geology. 2006. V. 34. № 1. P. 33–36; doi: 10.1130/G22160.1

Bamber J.L., Gomez-Dans J.L., Griggs J.A. A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data – Part 1: Data and methods // The Cryosphere. 2009. V. 3. P. 101–111. http://www.the-cryosphere-discuss.net/3/101/2009/

Bamber J.L., Riva R.E.M., Vermeersen B.L.A., LeBrocq A.M. Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet // Science. 2009. V. 324. P. 901–903.

Baranowski S. The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region. Acta Universitatis Wratislawiens. Wrocław, 1977. № 410. 93 p.

Barrett B.E., Murray T., Clark R. Errors in Radar CMP velocity estimates due to survey geometry, and their implication for ice water content estimation // Journ. of Environmental and Engeneering Geophysics. 2007. V. 12. Issue 1. P. 101–111.

Bartholomaus T., Anderson R.S., Anderson S.P. Response of glacier basal motion to transient water storage // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 33–37.

Bartholomew I., Nienow P., Mair D., Hubbard A., King M.A., Sole A. Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier // Nature Geoscience. 2010. V. 3. P. 408–411.

Beem L.H., Jezek K.C., Van der Veen C.J. Basal melt rates beneath Whillans ice Stream, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 198. P. 635–642.

Bell R.E. The role of subglacial water in ice-mass balance // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 297–304. doi: 10.1038/ngeo 186

Bell R.E., Ferraccioli F., Creyts T.T., Braaten D., Corr H., Das I., Damaske D., Frearson N., Jordan T., Rose K., Studinger M., Wolovick M. Widespread persistent thickening of the East Antarctic ice sheet by freezing from the base // Science. 2011. V. 221. № 6024. P. 1592–1595. DOI: 10.1126/science.1200109

Bell R.E., Ferraccioli M., Damaske F., Finn D., Braaten D.A., Fahnestock M.A., Jordan T.A., Corr H., Elieff S., Frearson N., Block A.E., Rose K. New Aerogeophysical exploration of the Gamburtsev Province (East Antarctica) // EOS Transaction AGU. V. 52. № 52. Fall Meet. Suppl., Abstract C52A-01.

Bell R.E., Studinger M., Fahnestock M., Shuman C.A. Tectonically controlled subglacial lakes on the flanks of the Gamburtsev Subglacial Mountains, East Antarctica // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. № 2. L02504. doi:10.1029/2005GL025207

Bell R.E., Studinger M., Shuman C.A., Fahnestock M.A. Joughin I. Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams // Nature. 2007. V. 445. P. 905–907.

Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Gutner M.M., Meertens C. Origin and fate of lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature. 2002. V. 416. № 6878. P. 307–310.

Bell R.E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T.T., Frearson N., Abdi A., Paden J.D. Deformation, warming and softening of Greenland's ice by refreezing meltwater // Nature Geoscience. 2014. V. 7. № 7. P. 497–502. doi: 10.1038/ngeo2179

Benhumea B., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Texidó T. Estimation of water content in a temperate glacier from radar and seismic soundings data // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 317–324.

Benhumea B., Macheret Yu.Ya., Texido T., Martin C., Navarro F., Ximenis L. Geophysicsal survey of Johnsons Glacier (Antarctica): comparing seismic and RES data // Expended abstracts of the 70 Meeting of the Intern. Society of Exploration Geophysics (SEG-2000). Calgary, 2000. P. 1343–1346.

Benjumea B., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Texidó T. Estimation of water content in a temperate glacier from radar and seismic soundings data // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 317–324.

Benjumea B., Teixidó T. Seismic reflection constraints on the glacial dynamics of Johnsons Glacier, Antarctica // Journ. of Applied Geophysics. 2001. V. 46. № 1. P. 31–44.

Benn D.I., Evans D.J.A. Glaciers and Glaciation. 2nd edition. London: Hodder Education, 2010. 802 p.

Benn D., Gulley J., Luckman A., Adamek A., Glowacki P.S. Englacial drainage system formed by hydrologically driven crevasse propagation // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 191. P. 513–523.

Benn D.I., Kristensen L., Gulley J.D. Surge propagation constrained by a persistent subglacial conduit, Bakaninbreen–Paulabreen, Svalbard // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. № 52. P. 81–86.

Benson C.S. Stratigraphic studies in the show and firn of the Greenland ice sheet // Folia Geographica Danica. 1961. V. 9. P. 13–37.

Bentley C.R. Seismic evidence f or moraine within the basal Antarctic ice sheet // Antarctic snow and ice studies II / Ed. A. Crary. 1971. (Antarctic Research Series, 16). P. 89–129.

Bentley C.R., Lord N., Liu C. Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant ice stream C and a frozen bed beneath ridge SC, West Antsrctica // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 146. P. 149–156.

Bhattacharya I.C., Jezek K.C., Wang L., Liu H. Surface melt area variability of the Greenland Ice Sheet: 1979–2008 // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. № 20. L20502, doi:10.1029/2009GL039798

Bindschadler R., Choi H. Increased water storage atice-stream onsets: a critical mechanism? // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. P. 163–171.

Bindschadler R., Choi H., Wichlacz A., Bingham R., Bohlander J., Brunt K., Corr H., Drews R., Fricker H., Hall M., Hindmarsh R., Kohler J., Padman L., Rack W., Rotschky G., Urbini S., Vornberger P., Young N. Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarcticice sheet created for theinternational Polar Year // The Cryosphere Discussion. 2011a. V. 5. P. 183–227.

Bindschadler R., Choi H. Wichlacz A., Bingham R., Bohlander J., Brunt K., Corr H., Drews R., Fricker H., Hall M., Hindmarsh R., Kohler J., Padman L., Rack W., Rotschky G., Urbini S., Vornberger P., Young N. Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year // The Cryosphere. 2011б. V. 5. P. 569–588.

Bindschadler R.A., Vornberger P.L. Detailed elevation map of ice stream C using satellite imagery and airborne radar // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 327–335.

Bingham D.J., Siegert M.J., Shepherdt A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. 2006. V. 440. P. 1033–1036.

Bingham R.G., Nienow P.W., Sharp M.J., Copland L. Hydrology and dynamics of a polythermal (mostly cold) High Arctic glacier // Earth Surface Processes and Landforms. 2006. V. 31. P. 1463–1479.

Björnsson H. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier // Nature. 1998. V. 295. P. 771–774.

Björnsson H., Gjessing Y., Hamran S.-E., Hagen J.O., Liestøl O., Pálson, Erlingsson B. The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 140. P. 23–32.

Blankenship D.D., Alley R.B. Seismic measurements reveal a saturated, porous layer beneath an active Antarctic ice stream // Nature. 1986. V. 322. P. 54–57.
Blankenship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T., Alley R.B. Till beneath ice strem B. 1. Properties derived from seismic travel times // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92 B9. P. 8903–8911.
Blatter H., Greve R., Abe-Ouchi A. A short history of the thermomechanical theory and modelling of glaciers and ice sheets // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 200. P. 1087–1093.
Blatter H., Hutter K. Polythermal conditions in Arctic glaciers // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 126. P. 261–269.
Bodin A. Physical properties of the Kårsa glacier, Swedish Lapland. Stockholm, University of Stockholm. Department of Physical Geography. Research Report 17. 1993.
Bogorodsky V.V., Bentley C.R., Gudmandsen P.E. Radioglaciology. Reidel, Dordrecht, 1985. 254 p.
Bohren C.F., Huffman D.R. Absorption and scattering of light by small particles. New York: John Wiley and Sons, 1983. 544 p.
Boon S., Sharp M. The role of hydrologically-driven ice fracture in drainage system // Geophys. Research Letters. 2003. V. 30. № 18. doi: 10.1029/2003GL018034
Born M., Wolf E. Principles of optics. Sixth edition. NewYork, etc.: Pergamon Press, 1986. 854 p.
Boulton G.S. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen // Till: a symposium [Columbus] / Ed. R.P. Goldthwait. Ohio: Ohio State University Press, 1971. P. 41–72.
Boulton G.S. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 140. P. 43–62.
Boulton G.S., Dent D.L., Morris E.M. Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland // Geografiska Annaler. 1974. V. 56A. № 3. P. 135–145.
Boulton G.S., Hindmursh R.C.A. Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geologic consequences // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92. P. 9059–9082.
Boulton C.S., Jones A.S. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment // Journ. of Glaciology. 1979. V. 24. № 90. P. 29–43.
Box J.E., Ski K. Remote sounding of Greenland supraglacial melt lakes: implications for subglacial hydraulics // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 181. P. 257–265.
Bradford J.H., Harper J.T. Wave field migration as a tool for estimating spatially continuous radar velocity and water content in glaciers // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L08502. doi:10.1029/2004GL021770
Bradford J.H., Harper J.T., Brown J. Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime // Water Resources Research. 2009. V. 45. W08403. doi:10.1029/2008WR007341
Bradford J.H., Nichols J., Harper J.T., Meirbachtol T. Compressional and EM wave velocity anisotropy in a temperate glacier due to basal crevasses, and implicationsn-for water content estimation. 1 // Annals of Glaciology. 2013. V. 54 (64). P. 168–178. doi:10.3189/2013AoG64A206
Brown J., Harper J., Bradford J. A Radar transparent layer in a temperate valley glacier: Bench Glacier, Alaska // Earth Surface Processes and Landforms. 2009. V. 34. № 11. P. 1497–1506.
Brown J., Harper J., Pfeffer W.T., Humphrey N., Bradford J. High-resolution study of layering within the percolation and soaked facies of the Greenland ice sheet // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. № 52 (59). P. 35–42.

Brunt K.M., Fricker H.A., Padman L., Scambos T.A., O'Neel S. Mapping the grounding zone of the Ross Ice Shelf, Antarctica, using ICESat laser altimetry // Annals of Glaciology. 2010. V. 51 (55). P. 71–79.

Buchardt S., Dahl-Jensen D. Estimating the basal melt rate at NorthGRIP using a Monte Carlo technique // Annals of Glaciology. 2007. V. 45. P. 137–142.

Budd W.F. The Dynamics of Ice Masses. Melbourne, Victoria, Australia. 1969. ANARE Sci. Rep. Publ., Antarct. Div., Dep. of Supply. V. 108. 212 p.

Budd W.F. A first model for periodically self-surging glaciers // Journ. of Glaciology. 1975. V. 14. № 70. P. 3–21.

Budd W.F., Keage P.L., Blundy N.A. Empirical studies of ice sliding // Journ. of Glaciology. 1979. V. 23. № 89. P. 157–170.

Capps D.M., Rabus B., Claque J.J., Shugar D.H. Identification and characterization of alpine subglacial lakes using interferometric synthetic aperture radar (InSAR): Brady Glacier, Alaska, USA // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 199. P. 861–869.

Carter S.P., Blankenship D.D., Peters M.E., Young D.A., Holt J.W., Morse D.L. Radar-based subglacial lake classification in Antarctica // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8. № 1. Q3016. doi:10.1029/2007G001408

Carter S.P., Fricker H.A., Blankenship D. D., Johnson J.V., Lipcomb W.H., Price S.F., Young D.A. Modeling 5 years of subglacial lake activity in the MacAyeal Ice Stream (Antarctica) catchment through assimilation of ICESat laser altimetry // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 206. P. 1098–1112.

Catania G., Comway H. Grounding-line basal melt rates determined using radar-derived internal stratigraphy // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 197. P. 545–553.

Catania G.A., Neumann T.A. Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 187. P. 567–577.

Catania G., Neumann T. Persistent englacial drainage features ин Greenlandice Sheet // Geophys. Research Letters. 2010. V. 37. L02501. doi:10.1029/2009GL041108

Catania G.A., Scambos T.A., Conway H., Raymond C.F. Sequential stagnation of Kamb Ice Stream, West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. №14. L14502. doi: 10.1029/ 2006GL026430

Church J.A., Gregory J.M., Huybrechts P., Kuhn M., Lambeck K., Nhuan M.T., Qin Q., Woodworth P.L. Changes in sea level // Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the International Panel on Climate Change / Eds. Houghton J., Ding Y., Griggs D., Noguer M., van der Linden P., Dai X., Maskell K., Johnson C. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001. P. 641–693.

Chylek P., McCabe M., Dubey M.K., Dozier J. Remote sensing of Greenland ice sheet using multispectral near-infrared and visible radiances // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. D24S20. doi:10.1029/2007JD008742

Clapperton C.M. The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland // Journ. of Glaciology. 1975. V. 14. № 72. P. 395–406.

Clarke G.K.C. Thermal regulation of glacier surging // Journ. of Glaciology. 1976. V. 16. № 74. P. 231–250.

Clarke G.K.C. Fast glacier flow: ice streams, surging, and tidewater glaciers // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92 B9. P. 8835–8841.

Clarke G.K.C. Length, width and slope influences on glacier surging // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 126. P. 236–246.

Clarke G.K.C. Subglacial processes // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2005. V. 33. P. 247–276.
Clarke G.K.C., Blake E.W. Geometric and thermal evolution of a surge-type glacier in its quiescence state: Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada, 1969–89 // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 158–169.
Clarke G.K.C., Collins S.G., Thompson D.E. Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier. Canadian // Journ. of Earth Sciences. 1984. V. 21. P. 232–240.
Clarke G.K.C., Jarvis G.T. Post-surge temperatures in Steele glacier, Yukon Territory, Canada // Journ. of Glaciology. 1976. V. 16. № 74. P. 261–268.
Clarke G.K.C., Nitsan U., Paterson W.S.B. Strain heating and creep instability in glaciers and ice sheets // Reviews of Geophysics and Space Physics. 1977. V. 15. № 2. P. 235–247.
Clarke G.K.C., Schmok J.P., Ommanney C.S.L., Collins S.G. Characteristics of surge-type glaciers // Journ. of Geophys. Research. 1986. V. 91 B7. P. 7165–7180.
Clarke T.S., Bentley C.R. High-resolution radar on Ice Stream B2, Antarctica: measurements of electromagnetic Wave speed in firn and strain history from buried crevasses // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 154–159.
Clayton L., Mickelson D.M., Attig J.W. Evidence against pervasively deformed bed material beneath rapidly moving lobes of the southern Laurentide Ice Sheet // Sedimentary Geology. 1989. V. 62. P. 203–208.
Cohen D. Rheology of basal ice at Engabreen, Norway. Ph.D. thesis. Department of Geology and Geophysics. University of Minnesota, 1999.
Colgan W., Rajara M.H., Anderson R., Steffen K., Phillips T., Joughin I., Zwally H.J., Abdalatti W. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 1. Hydrology model // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 204. P. 697–709.
Colgan W., Rajara M.H., Anderson R.S., Steffen K., Zwally H.J., PhillipsT., Abdalatti W. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 2. Observed and modeled ice flow // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 51–63. doi: 10.3189/2012JoG11J081
Colgan W., Steffen K. Modeling the spatial distribution of moulins near Jakobshavn, Greenland // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2009. V. 6. 012022. doi:10.1088/1755-1307/6/1/012022
Collins S.G. Survey of the Rusty Glacier area, Yukon Territory, Canada, 1967–70 // Journ. of Glaciology. 1972. V. 11. № 62. P. 235–250.
Copland L., Sharp M. Mapping thermal and hydrological conditions beneath a polythermal glacier with radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 157. P. 232–242.
Copland L., Sharp M.J., Nienow P.W. Links between shor t -term velocity variat ions and the subglacial hydrology of a predominantly cold polythermal glacier // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 166. P. 336–348.
Court A. Glacier thermal classification // Journ. of Glaciology. 1957. V. 3. № 1. P. 2–7.
Cowton T., Nienow P., Sole A., Wadham J., Lis G., Bartholomew I., Mair D., Chandler D. Evolution of drainage system morphology at a land-terminating Greenlandic outlet glacier // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2013. V. 118. P. 29–41. doi:10.1029/2012JF002540
Creyts T.T., Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial supercooling: Theory and simulation for clear water flows // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. F03021. doi:10.1029/2009JF001417

Creyts T.T., Schoof C.G. Drainage through subglacial water sheets // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. F04008. doi:10.1029/2008JF001215
Croot D.G. Glaciotectonics and surging glaciers: A correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway // Glaciotectonics: forms and processes / Ed. D.G. Croot. Balkema, 1988. P. 49–62.
Cuffey K.M., Paterson W.S.B. Physics of Glaciers. 4th edition. Amsterdam: Elsevier, 2010. 693 p.
Cutler P.M. Modelling the evolution of subglacial tunnels due to varying water input // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 148. P. 485–497.
Das S.B., Joughin I., Behn M.D., Howat I.M., King M.A., Lizarralde D., Bhatia M.P. Fracture Propagation to the Base of the Greenland ice sheet during Supraglacial lake drainage // Science. 2008. V. 320. P. 778–780.
de Fleurian B., Gagliardini O., Zwinger T., Durand G., Le Meur E., Mair D., Råback P. A subglacial hydrological m odel dedicated to glacier sliding // The Cryosphere Discussion. 2013. V. 7. P. 3449–3496. doi:10.5194/tcd-7-3449-2013
Determann J., Grosfeld K., Ritter B. Melting rates at the bottom of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, from short-term mass-balance studies // Polarforschung. Bremerhaven, 1991. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research. V. 60. № 1. P. 25–32.
Dix C. Seismic velocities from surface measurements // Geophysics. 1955. V. 20. № 1. P. 68–86.
Dolgoushin L.D., Osipova G.B. Glacier surges and the problem of their forcasting // IAHS–AISH Publ. № 104. 1975. P. 292–304.
Dowdeswell J.A., Benham T.J. A surge of Perseibreen, Svalbard, examined using aerial photographs and ASTER high-resolution satellite imagery // Polar Research. 2003. V. 22. P. 373–383.
Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Airborne radio echo sounding of subpolar glaciers in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutte Skrifter. V. 182. 1984a. 42 p.
Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Radio-echo-sounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns // Journ. of Glaciology. 1984 б. V. 30. № 104. P. 16–21.
Dowdeswell J.A., Evans S. Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // Reports on Progress in Physics. 2004. V. 67. P. 1821–1861.
Dowdeswell J.A., Hamilton G.S., Hagen J.O. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 127. P. 338–400.
Dowdeswell J.A., Hodgkins R., Nutall A.-M., Hagen J.O., Hamilton C.S. Mass balance change as a control on the frequency and occurrence of glacier surges in Svalbard, Norwegian High Arctic // Geophys. Research Letters. 1995. V. 22. № 21. P. 2909–2912.
Dowdeswell J.A., Siegert M.J. The dimensions and topographic setting of Antarctic subglacial lakes and implications for large-scale water storage beneath continental ice sheets // Geological Society of America Bulletin. 1999. V. 111. № 2. P. 254–263.
Dowdeswell J.A., Siegert M.J. The physiography of modern Antarctic subglacial lakes // Global and Planetary Change. 2002. V. 35. P. 221–236.
Drewry D.J. Antarctica. Glaciological and Geophysical Folio. Cambridge: Cambridge University Press, 1983.

Drewry D.J., Liestøl O. Glaciological investigations of surging ice caps in Nordaustlandet, Svalbard, 1983 // Polar Record. 1985. V. 22. № 139. P. 357–378.
Drews R., Eisen O., Weikusat I., Kipfstuhl1 S., Lambrecht A., Steinhage D., Wilhelms F., Miller H. Layer disturbances and the radio-echo free zone in ice sheets // The Cryosphere. 2009. V. 3. P. 195–203.
Drinkwater R., Long D.G., Bingham A.W. Greenland snow accumulation estimates from satellite radar scatterometer data // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106, NO. D24. P. 27, 33935–33950.
Dunse T., Schuler T.V., Hagen J.O., Eiken T., Brandt O., Høgda K.A. Recent fluctuations in the extent of the firn area of Austfonna, Svalbard, inferred from GPR // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. P. 155–162.
Dupuy D. Etude de la glace témperée de glacier á l'aide de mesures thermiques et dielectriques. Ph.D. thesis, Université de Grenoble, 1970.
Duval P. The role of the water content on the creep rate of polycrystalline ice // IAHS Publ. № 118. 1977. P. 29–33.
Eccles D., Sammonds P.R., Clint O.C. Laboratory studies of electrical potential during rock failure // Intern. Journ. of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2005. V. 42. № 7–8. P. 933–949.
Echelmeyer K., Butterfield R., Cuillard D. Some observations on a recent surge of Peters Glacier, Alaska, U.S.A // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 115. P. 341–345.
Echelmeyer K., Clarke T.S., Harrison W.D. Surficial glaciology of Jakobshavns Isbrae, West Greenland // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. P. 368−382.
Echelmeyer K., Harrison W.D. Jakobshavns Isbræ, West Greenland: seasonal variations in velocity – or the lack thereof // Journ. of Glaciology. 1990. V. 36. № 122. P. 82–88.
Echelmeyer K.A., Kamb B. Glacier flow in a curving channel // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 115. P. 281–292.
Edwards L. Antarctic ice velocities from satellite observations: generation, validation and application. PhD thesis. University of Bristol, 2009. 267 p.
Eisen O., Hamann I., Kipfstuhl S., Steinhage D., Wilhelms F. Direct evidence for continuous radar reflector originating from changes in crystal-orientation fabric // The Cryosphere. 2007. V. 1. P. 1–10.
Engelhardt H. Water in glaciers: observations and theory of the behaviour of water levels in boreholes // Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1978. Ht. 14. S. 35–60.
Engelhardt H., Humphrey N., Kamb B., Fahnestock M. Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice stream // Science. 1990. V. 248. № 4951. P. 57–59.
Engelhardt H., Kamb B. Basal hydraulic system of a West Antarctic ice stream: constraints form borehole observations // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 144. P. 207–230.
Engelhardt H., Kamb B. Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 147. P. 223–230.
Evatt G.W., Fowler A.C., Clark C.D., Hulton N.R.J. Subglacial floods beneath ice sheets // Philosophical Transactions of the Royal Society. Ser. A. 2006. V. 364. P. 1769–1794.
Exploration of Antarctic Subglacial Aquatic Environments: Environmental and Scientific Stewardship / Committee on Principles of Environmental Stewardship for the Exploration and Study of Subglacial Environments, National Research Council. National Academies Press, 2007. 147 p.
Fahnestock M., Abdalati W., Joughin I., Brozena J., Gogineni P. High geothermal heat flow, basal melt, and the origin of rapid ice flow in Central Greenland // Science. 2001. V. 294. P. 2338–2342.

Fahnestock M.A., Abdalati W., Shuman C. Long melt seasons on ice shelves of the Antarctic Peninsula: an analysis using satellite-based microwave emission measurements // Annals of Glaciology. 2002. V. 34. P. 127–133.

Fahnestock M., Bindschadler R., Kwok R., Jezek H. Greenland ice sheet surface properties and ice dynamics from ERS-1 SAR imagery // Science. 1993. V. 262. P. 1530–1534.

Fausto R.S., Ahlstrøm A.P., van As D., Johnsen S.J., Langen P.L., Steffen K. Improving surface boundary conditions with focus on coupling snow densification and meltwarer retention un Large-scale ice sheet model of Greenland // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 193. P. 869–878.

Fettweis X., Tedesco M., van den Broeke M., Ettema J. Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 359–375.

Filina I.Y. Geophysical investigations of subglacial lakes Vostok and Concordia, East Antarctica. PhD Thesis, University of Texas at Austin, 2007.

Filina I.Y., Blankenship D.D., Roy L., Sen M., Richter T., Holt J. Inversion of airborne gravity data acauired over subglacial lakes in East Antarctica // Antarctica – contributions to Global Earth Sciences / Ed. D. Futterer. Proc. of the 9th Intern. Symposium on Antarctic Earth Sciences. Springer, 2006. P. 129–134.

Fischer U.H., Braun A., Bauder A., Flowers G.E. Changes in geometry and subglacial drainage derived from digital elevation models: Unteraargletscher, Switzerland, 1927–97 // Annals of Glaciology. 2005. V. 40. P. 20–24.

Fischer U.H., Clarke G.K.C. Ploughing of subglacial sediment // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 134. P. 97–106.

Fischer U.H., Clarke G.K.C. Stick-slip sliding behaviour at the base of a glacier // Annals of Glaciology. 1997. V. 24. P. 390–396.

Flament T., Berthier E., Remy F. Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, observed using altimetry and digital elevation models // The Cryosphere Discussion. 2013. V. 7. P. 841–871. www.the-cryosphere-discuss.net/7/841/2013/

Fleurian B. de, Gagliardini O., Zwinger T. et al. A double continuum hydrological model for glacier applications // The cryosphere. 2014. V. 8. P. 137–153. DOI;10.5194/tc-8-137-2014

Flowers G.E., Björnsson H., Pälsson F. New insights into the subglacial and periglacial hydrology of Vatnajokull, Iceland, from distributed physical model // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 165. P. 257–270.

Flowers G.E., Clarke G.K.C. A multicomponent coupled model of glacier hydrology, 1, Theory and synthetic examples // Journ. of Geophys. Research. 2002a. V. 107, B11. 2287. doi:10.1029/2001JB001122

Flowers G.E., Clarke G.K.C. A multicomponent coupled model of glacier hydrology. 2. Applications to Trapridge glacier, Yukon, Canada // Journ. of Geophys. Research. 2002б. V. 107, B11. 2288. doi: 10.1029/2001JB001124

Flowers G.E., Marshall S.J., Björnsson H., Clake G.K.C. Sensitivity of Vatnajökull ice cap hydrology and dynamics to climate warming over next 2 centuries // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. F02011. doi: 10.1029/2004JF000200

Forbes J.D. Illustrations of the viscous theory of glacier motion // Philosophical Transactions of the Royal Society London. 1846. V. 136. P. 143–210.

Forster R.R., Box J.E., van den Broeke M.R., Burgess E.W., van Angelen J.H., Lenaert J.T.M., Koenig L.S., Paden J., Lewis C. Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet // Nature Geoscience. 2014. № 7. P. 95–98. doi:10.1038/ngeo2043

Fountain A.G. Subglacial water flow inferred from stream measurements at South Cascade glacier, Washington state, U.S.A // Journ. of Glaciology. 1992. V. 38. № 128. P. 51–64.
Fountain A.G. Bore-hole water level variations and implications for the hydraulics of South Cascade Glacier, Washington, U.S.A // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 135. P. 293–304.
Fountain A.G., Jacobel R.W., Schlichting R., Jansson P. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers // Nature. 2005. V. 433. P. 618–620.
Fountain A.G., Vaughen B.H. Changing in drainage patterns within South Cascade Glacier, Washington, USA, 1964–1992 // IAHS Publ. № 228. 1995. P. 379–386.
Fountain A.G., Walder J.S. Water flow thtough temperate glacier // Reviews of Geophysics. 1998. V. 36. № 3. P. 299–328.
Fowler A.C. A theory of glacier surges // Geophys. Research. 1987a. 92, A9. P. 9111–9120.
Fowler A.C. Sliding with cavity formation // Journ. of Glaciology. 1987б. V. 33. № 115. P. 255–267.
Fowler A.C., Johnson C. Hydraulic run-away: a mechanism for thermally regulated surges of ice sheets // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 139. P. 554–561.
Fowler A.N., Murray T., Ng F.S.L. Thermally controlled glacier surging // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 159. P. 527–538.
Fox-Maule C., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data // Science. 2005. V. 309. P. 464–467.
Fricker H.A., Allison I., Craven M., Hyland G., Ruddell A., Young N., Coleman R., King M., Krebs K., Popov S. Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107. doi: 10.1029/2001JB000383
Fricker H.A., Popov S., Allison I., Neal Y. Distribution of marine ice beneath the Amery Ice Shelf // Geophys. Research Letters. 2001. V. 28. № 11. P. 2241–2244.
Fricker H.A., Scambos T. Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans ice streams, West Antarctica, 2003–2008 // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 190. P. 303–315.
Fricker H.A., Scambos T., Bindschadler R., Padman L. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space // Science. 2007. V. 315. P. 1545–1547.
Fricker H.A., Scambos T., Carter S., Davis C., Haran T., Joughin I. Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: application to a lake system beneath MacAyeal ice Stream, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 196. P. 187–198.
Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. On dielectric properties of dry and wet snow // Hydrological processes. 1999. V. 13. P. 1755–1760.
Fujita S., Holmlund P., Matsuoka K., Enomoto H., Fukui K., Nakazawa F., Sugiyama S., Surdyk S. Radar diagnosis of the subglacial conditions in Dronning Maud Land, East Antarctica // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1203–1219. doi:10.5194/tc-6-1203-2012
Fujita S., Maeno H., Uratsuka S., Furukawa T., Mae S., Fujii Y., Watanabe O. Nature of radio echo layering in the Antarctic Ice Sheet detected by a two-frequency experiment // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104, B6. P. 13013–13024. doi:10.1029/1999JB900034
Furbish D.J., Andrews J.T. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer // Journ. of Glaciology. 1984. V. 30. № 105. P. 199–211.
Gades A. Spatial and temporal changes variations of basal conditions beneath glaciers and ice sheets inferred from radio-echo sounding measurements. PhD thesis. University of Washington. 1998. 215 p.

Gades A.M., Raymond C.F., Conway H., Jacobel R.W. Bed properties of Siple Dome and adjecent ice streams, West Antrctica, inferred from radio-echo sounding measurements // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 152. P. 89–94.

Gagliardini O., Cohen D., Råback P., Zwinger T. Finite element modeling of subglacial cavities and related friction law // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112, F02027. doi:10.1029/2006JF000576

Garambois S., Dietrich M. Seismoelectric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis // Geophysics. 2001. V. 66. P. 1417–1430.

Giannopoulos A. Modelling ground penetrating radar by GprMax // Construction Building Materials. 2005. V. 19. № 101. P. 755–762.

Giordano S. Order and disorder in heterogeneous material microstruc-ture: electric and elastic characterisation of dispersions of pseudo-oriented spheroids // Intern. Journ. of Engineering Science. 2005. V. 43. № 13–14. P. 1033–1058. doi: 10.1016/j.ijengsci.2005.06.002

Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Jania J. Tidewater glaciers in Spitsbergen // Glacier–Ocean–Atmosphere Interactions. Proc. of St. Petersburg Symposium. September 1990. IASH Publ. № 208. 1991. P. 229–239.

Glen J.W. The creep of crystalline ice // Proc. Royal Society of London. Ser. A. 1955. V. 228. P. 519–538.

Goeller S., Thoma M., Grosfeld K., Miller H. A balanced water layer concept for subglacial hydrology in large scale ice sheet models // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1095–1106. doi:10.5194/tc-7-1095-2013

Goodman R.H. Tume-dependent intraglacuer structures // Journ. of Glaciology. 1973. V. 12. № 66. P. 512–513.

Goodman R.H. Radio echo sounding on temperate glaciers // Journ. of Glaciology. 1975. V. 14. № 70. P. 59–69.

Gordon S., Sharp M., Hubbard B., Willis I., Smart C., Copland L., Harbor J., Ketterling B. Borehole drainage and its implications for the investigation of glacier hydrology: experiences from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // Hydrological Processes. 2001. V. 15. P. 797–813.

Gow A.J., Kohnen H. The relationship of u1trasonic ve1ocities to c-axis fabrics and relaxation characteristics of ice cores from Byrd Station. Antarctica // Journ. of Glaciology. 1979. V. 24. № 90. P. 147–153.

Gow A.J., Williamson T. Rheological impl ications of the int ernal structure and crystal fabrics of the west Antarctic ice sheet as revealed by deep core drilling at Byrd Station // Geological Society of America Bulletin. 1976. V. 87. № 12. P. 1665–1677.

Gray L., Joughin I., Tulaczyk S., Spikes V.B., Bindshadler R., Jezek K. Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic ice sheet through threedimensional satellite radar interferometry // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L03501. doi:10.1029/2004GL021387

Gray L., Short N., Bindschadler R., Joughin I., Padman L., Vornberger P., Khananian A. RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping // Annals of Glaciology. 2002. V. 34. P. 269–276.

Greaves R.J., Lesmes D.P., Lee J.M., Toksöz M.N. Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar // Geophysics. 1996. V. 61. № 3. P. 683–695.

Griggs J.A., Bamber J.L., Hurkmans R.T.W.L., Dowdesewell J.A., Gogineni S.P., Howat I., Mouginot J., Paden J., Palmer S., Rignot E., Steinhage D. A new bed elevation data-

set for Greenland // The Cryosphere Discussion. 2012. V. 6. P. 4829–4860. doi:10.5194/tcd-6-4829-2012

Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.

Gusmeroli A., Murray T., Barrett B., Clark R., Booth A. Estimates of water content in glacier ice using vertical radar profiles: a modified interpretation for the temperate glacier Falljökull, Iceland // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 188. P. 939–942.

Hagen J.O. Glacier surge in Svalbard with examples from Usherbreen // Norsk geogr. Tiddskr. 1988. V. 42. P. 203–213.

Hall D.K., Ormsby J.P., Bindschadler R.A., Siddalingaiah H. Characterization of snow and ice zones on glaciers using Landsat Thematic Mapper data // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 104–108.

Hallet B. Subglacial regelation water film // Journ. of Glaciology. 1979. V. 23. № 89. P. 321–324.

Hallet B., Anderson R.S. Detailed glacial geomorphology of a proglacial bedrock area at Castleguard Glacier, Alberta, Canada // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1980. Bd. 16. S. 171–184.

Hamilton G.S., Dowdeswell J.A. Controls on glacier surging in Svalbard // Annals of Glaciology. 1996. V. 42. № 140. P. 157–168.

Hammer C.U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes // Journ. of Glaciology. 1980. V. 25. № 93. P. 359–372.

Hamran S.-E., Aarholt E. Glacier study using wavenumber domain synthetic aperture radar // Radio Science. 1993. V. 28. № 4. P. 559–570.

Hamran S.-E., Aarholt E., Hagen J.O., Mo P. Estimation of relative water content in a subpolar glacier using surface-penetration radar // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 142. P. 533–537.

Hansen I., Greve R. Polythermal modelling of steady states of the Antarctic ice sheet in comparison with the real world // Annals of Glaciology. 1996. V. 23. P. 382–387.

Hanson B., Hooke R.LeB., Grace E.M. Jr. Short-term velocity and water pressure variations down-glacier from a riegel, Storglaciaren, Sweden // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 147. P. 359–367.

Hantz D., Lliboutry L. Waterways, ice permeability at depth and water pressure at Glacier d'Argentiere, French Alps // Journ. of Glaciology. 1983. V. 29. № 102. P. 227–239.

Harper J.T., Bradford J.H., Humphrey N.F., Meierbachtol T.W. Vertical extension of the subglacial drainage system into basal crevasses // Nature. 2010. V. 467. P. 579–582. doi:10.1038/nature09398

Harper J.T., Humphrey N.F. Borehole video analysis of s temperate glacier's englacial and subglacial structure: implications for glacier flow models // Geology. 1995. V. 23. P. 901–904.

Harper J.T., Humphrey N.F., Lazar B., Pfeffer T. Two modes of accelerated glacier sliding related to water // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L12503. doi:10.1029/2007GL030233

Harper J., Humphrey N., Pfeffer W.T., Brown J., Fettweis X. Greenland ice-sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn // Nature. 2012. V. 491. P. 240–243. doi:10.1038/nature11566

Harrison W.D. Temperature of a temperate glacier // Journ. of Glaciology. 1972. V. 11. № 61. P. 15–29.

Harrison W.D., Echelmeyer K.A., Chacho E.F., Raymond C.F., Benedict R.J. The 1987–88 surge of West Fork Glacier, Susitna, Alaska, U.S.A. // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 135. P. 241–254.

Harrison W.D., Kamb B., Engelhardt H. Morphology and motion at the bed of a surge-type glacier [Abstract.] // Eidgenossische Technische Hochschule, Zürich. Versuchsanstalt Wasserbau und Hydrologie. Glaziologische Mitteilungen. № 90. 1986. P. 55–56.

Hart J.K., Rose K.C., Martinez K. Temporal englacial water content variability associated with a rapidly retreating glacier // Earth Surface Processes and Landforms. 2011. V. 36. P. 1230–1239.

Hauck C., Böttcher M., Maurer H. A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 453–468.

Hausmann H., Krainer K., Brückl E., Mostler W. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) accessed by geophysical investigations // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. V. 18. P. 351–367.

Heimbach P., Bougnion V. Greenland ice-sheet volume sensitivity to basal, surface andinitial conditions derived from an adjoint model // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (52). P. 67–80.

Hindmarsh R.C.A. On the numerical computation of temperature in an ice sheet // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 151. P. 568–574.

Hock R., Hooke R.L. Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden // Geological Society America Bulletin. 1993. V. 105. P. 537–546.

Hodge S.M. Direct measurements of basal water pressures: a pilot study // Journ. of Glaciology. 1976. V. 16. № 74. P. 205–218.

Hodgkins R. Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian High Arctic. Quaternary Science Reviews. 16 (№9). 1997. P. 957–973.

Hodgkins R., Dowdeswell J.A. Tectonic processes in Svalbard tide-water glacier surges: evidence from structural geology // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 136. P. 553–560.

Holland D.M., Jacobs S.S., Jenkins A. Modelling the ocean circulation beneath the Ross Ice Shelf // Antarctic Science. 2003. V. 15. № 1. P. 13–23.

Holland P.R., Corr H.F.J., Vaughan D.G., Jenkins A., Skvarca P. Marine ice in Larsen Ice Shelf // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L11604. doi:10.1029/2009GL038162

Holland P.R., Feltham D.L. The effects of rotation and ice shelf topography o frazilladen ice Shelf Watermes // Journ. of Physical Oceanography. 2006. V. 36. P. 2312–2327.

Holland P.R., Hugh F.J., Corr H.F.J., Hamish D.P., David G.V. The air content of Larsen Ice Shelf // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L10503. doi:10.1029/2011GL047245

Holmlund P. Internal geometry and evolution of moulins, Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 117. P. 242–248.

Holt J.W., Blankenship D.D., Morse D.L., Young D.A., Peters M.E., Kempf S.D., Richter T.G., Vaughan D.G., Corr H.F.J. New boundary conditions for the WestAntarctic ice sheet: Subglacial topography of the Thwaites and Smith glacier catchments // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. L09502. doi:10.1029/2005GL025561

Holt J.W., Richter T.G., Kempf S.D., Morse D.L., Blankenship D.D. Airborne gravity over Lake Vostok and adjacent highlands of East Antarctica // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 11. Q11012. doi:10.1029/2005GC001177

Hooke R.L. Basal temperatures in polar ice sheets: A qualitative review // Quarternary Research. 1977. V. 7. P. 1–13. doi:10.1016/0033-5894(77)90011-4

Hooke R.LeB. Englacial and subglacial hydrology: a qualitative review // Arctic and Alpine Research. 1989. V. 21. № 3. P. 221–233.
Hooke R.LeB., Galla P., Holmlund P., Nilson M., Stroeven A. A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 120. P. 235–247.
Hooke R.LeB., Hanson B., Iverson N.R., Jansson P., Fischer U. Rheology of subglacial till, Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 172–179.
Hooke R.LeB., Lauman T., Kohler J. Subglacial water preaaure and the shape ofsubglacial conduits // Journ. of Glaciology. 1990. V. 36. № 122. P. 67–71.
Hooke R.LeB., Miller S.B., Kohler J. Character of the englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciren, Sweden // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 117. P. 228–231.
Hooke R.LeB., Pohjola V.A. Hydrology of a segment of a glacier situated on overdeepening, Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 134. P. 140–148.
Horgan H.J., Anandakrishnan S. Static grounding lines and dynamic ice streams: Evidence from the Siple Coast, West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. L18502. doi:10.1029/2006GL027091
Horgan H.J., Walker R.T., Anandakrishnan S., Alley R.B. Surface elevation changes at the front of the Ross ice shelf: implications for basal melting // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. C02005. doi:10.1029/2010JC006192
Hubbard B. Direct measurement of basal motion at a hard-bedded, temperate glacier: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 160. P. 1–8.
Hubbard B., Hubbard A. Bedrock surface roughness and the distribution of subglacially precipitated carbonate deposits: Implications for formation at Glacier de Tsanfleuron, Switzerland // Earth Surface Processes and Landforms. 1998. V. 23. P. 261–270.
Hubbard B.P., Sharp M.J., Willis I.C., Nielsen M.K., Smart C.C. Borehole water-level variations and the structure of the subglacial hydrological system of Haut Glacierd'Arolla, Valais, Switzerland // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 139. P. 572–583.
Hubbard B.P., Siegert M.J., McCarroll D. On the roughness of glacier beds: spectral evidence of the interaction between ice flow and erosion // Journ. of Geophys. Research. 2000. V. 105, B9. P. 21295–21304.
Humphrey N.F. Coupling between water pressure and basal sliding in a linked-cavity hydraulic system // The Physical Basis of Ice Sheet Modeling. 1987. IAHS Publ. № 170. P. 105–119.
Humphrey N.F., Brugman M.M., Pfeffer T. Glacier surge mechanism – 1982–1983 surge of Veriegated Glacier, Alaska // Science. 1985. V. 227. № 4686. P. 469–479.
Humphrey N.F., Dunlap W.W., Fahnestock M., Krimmel R.M., Walters R. Mechanical and hydrologic basis for the rapid motion of a large tidewater glacier, 1, Observations // Journ. of Geophys. Research. 1994. V. 99. P. 15 219–15 229.
Humphrey N.F., Raymond C.F. Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier: Variegated Glacier, Alaska // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. P. 539–552.
Huybrechts P. A 3-D model for the Antarctic ice sheet: a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast // Climate Dynamics. 1990. V. 5. P. 79–92.
Huybrechts P. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three dimensional modelling study. Alfted-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung. Reports on Polar Research. V. 99. 1992. 241 p.
Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructionos of the Greenland and Antarctic Ice sheets during the glacial cycles // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. № 1–3. P. 203–231.

Huybrechts P. Numerical modeling of ice sheets through time // Glacier Science and Environmental Change / Ed. P.G. Knight. Oxford: Blackwell Publishing, 2006. P. 406–412.
Huybrechts P., Janssens I., Poncin C., Fichefet T. The response of the Greenland ice sheet to climate changes in the 21st century by interactive coupling of an AOGCM with a thermomechanical ice-sheet model // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 409–415.
Iken A. The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model // Journ. of Glaciology. 1981. V. 27. № 97. P. 407–421.
Iken A., Bindschadler R.A. Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 110. P. 101–119.
Iken A., Röthlisberger H., Flotron A., Haeberli W. The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season- a consequence of water storage at the bed? // Journ. of Glaciology. 1983. V. 29. № 101. P. 28–47.
Irvine-Fynn T.D.L., Moorman B.J., Williams L.M., Walter F.S.A. Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada // Earth Surface Processes and Landforms. 2006. V. 31. doi: 10.1002/esp.1299
Iverson N.R., Baker R.W., Hooyer T.S. Ring-shear studies of till deformation: Coulomb-plastic behavior and distributed strain in glacier beds // *Journ. of Glaciology*. 1998. V. 44. № 148. P. 634–642.
Iverson N.R., Hanson B., Hooke R.L., Jansson P. Flow mechanics of glaciers on soft beds // Science. 1995. V. 267. P. 80–81.
Jacobel R.W., Anderson S.K. Interpretation of radio-echo returns from internal water bodies in Variergated glacier, Alaska, U.S.A. // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 115. P. 318–322.
Jacobel R.W., Lapo K.E., Stamp J.R., Youngblood B.W., Welch B.C., Bamber J.L. A comparison of basal reflectivity and ice velocity in East Antarctica // The Cryosphere. 2010. V. 4. P. 447–452.
Jacobel R., Raymond C. Radio-echo sounding studies of englacial water movement in Variegated glacier, Alaska // Journ. of Glaciology. 1984. V. 30. № 104. P. 22–29.
Jacobel R.W., Robinson A.E., Bindschadler R.A. Studies of the Grounding Line Location on Ice Streams D and E, Antarctica // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 39–42.
Jacobel R.W., Stamp J.R., Youngblood D.W., Welch B.C., Bamber J.L. A comparison of basal reflectivity and ice velocity // The Geosphere. 2010. V. 4. P. 447–452. doi:10.5194/tc
Jacobel R.W., Welch B.C., Osterhouse D., Pettersson R.J., Macgreor J.A. Spatial variation of radar-derived basal conditions on Kamb Ice Stream, West Antarctica // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 10–16.
Jania J., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lapazaran J., Glowacki P., Migala K., Balut A., Piwowar B.A. Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal glacier in Spitsbergen // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 125–134.
Jansson P. Water pressure and basal sliding on Storglaciären, north Sweden // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 138. P. 232–240.
Jenkins A., Vaughan D.G., Jacobs S.S., Hellmer H.H., Keys J.R. Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine Island Glacier, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. P. 114–121.
Jey-Allemand M., Jillet-Chaulet F., Gagliardini O., Nodet M. Investigating changes in basal conditions of Variegated Glacier prior to and during its 1982–1983 surge // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 659-672. doi:10.5194/tc-5-659-2011

Jezek K.C. Glaciological propetties of the Antarctic ice sheet from RADARDAT-1 synthetic aperture imagery // Annals of Glaciology. 1999. V. 29. P. 286–290.
Jezek K.C. RADARSAT-1 Antarctic Mapping Project: Change detection and surface velocity campaign // Annals of Glaciology. 2002. V. 43. P. 263–268.
Jezek K.C., Clough J.W., Bentley C.R., Shabtaie S. Dielectric permittivity of glacier ice measured in situ by radar wide-angke reflection // Journ. of Glaciology. 1978. V. 21. № 85. P. 315–329.
Jezek K., Drinkwater M., Crawford J., Bindschadler R., Kwok R. Analysis of synthetic aperture radar data collected over the southwestern Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 131. P. 119–132.
Jiracek G.K., Bentley C.R. Velocity of electromagnetic waves in Antarctic ice. // Antarctic Snow and Ice Studies / Ed. A.P. Crary. Wasington DC., American Geophysical Union. 1971. Antarctic Research Series. V. 16. P. 199–208.
Jiscoot H. Characteristics of surge-type glaciers. PhD Thesis. The University of Leeds, School of Geography, 1999. 262 p.
Jiscoot H., Murray T., Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 218–222.
Jiscoot H., Murray T., Boyle P. Contols on the distrubution of surge-type glaciers in Svalbard // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 413–422.
Jiscoot H., Pedersen A.K., Murray T. Multi-model photogrammetric analysis of the 1990s surge of Sørtebrræ, East Greenland // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 159. P. 677–687.
Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM. 89. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Special Report 91-16. 1991. 61 p.
Jordan R.E., Stark J.A. Capillary tension in rotting ice layers. CRREL Technical Report, TR-01-13. September 2001. 15 p.
Joubert J.-L. Strategraphie de la glace témperée a l'aide de la teneur en eau liquide // Comptes Rendus Hebomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. 1963. V. 257. № 23. P. 3638–3649.
Joughin I., Bamber J.L., Scambos T., Tulaczyk S., Fahnestock M., MacAyeal D.R. Integrating satellite observations with modelling: basal shear stress of the Filcher–Ronne ice streams, Antarctica // Philosophical Transaction Royal Society London. Ser. A. 2006. V. 364. № 1844. P. 1795–1814.
Joughin I.S., Das B.G., Flowers E.M., Behn D., Alley R.B., Kings M.A., Smith B.E., Bamber J., van den Broeke M.R., van Angelen J.H. Influence of supraglacial lakes and ice-sheet geometry on seasonal ice-flow variability // The Cryosphere Discussion. 2013. V. 7. P. 1101–1118. doi:10.5194/tcd-7-1101-2013
Joughin I., Gray L., Bindschadler R., Price S., Morse D., Hulbe C., Matter K., Werner C. Tributaries of West Antarctic Ice Streams revealed by RADARSAT interferometry // Science. 1999. V. 286. P. 283–286.
Joughin I., Howat I., Alley R.B., Ekstrom G., Fahnestock M., Moon T., Nettles M., Truffer M., Tsai V.C. Ice-front variation and tidewater behavior on Helheim and Kangerdlugssuaq Glaciers, Greenland // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. F01004. doi:10.1029/2007JF000837
Joughin I., Tulaczyk S., Bamber J.L., Blamkenship D.D. Basal conditions for Pine Island and Thwaites Glacirs, West Antarctica, determined using satellite and airborne data // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 190. P. 245–257.

Joughin I., Tulaczyk S., Bindschadler R.A., Price S. Changes in West Antarctic ice stream velocities: observation and analysis // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107, B11. 2289. doi: 10.1029/ 2001JB001029

Joughin I., Tulaczyk S., MacAyeal D.R., Engelhardt H. Melting and freezing beneath the Ross ice streams, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2004. V. 50. P. 96–108.

Kamb B. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system // Journ. of Geophys. Research. 1987. V. 92, B9. P. 9083–9100.

Kamb B. Rheological nonlinearity and flow instability in the deforming bed mechanism of ice strain motion // Journ. of Geophys. Research. 1991. V. 96. P. 16585–16595.

Kamb B., Echelmeyer K.A. Stress-gradient coupling in glacier flow. I. Longitudinal averaging of the influence of ice thickness and surface slope // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 267–284.

Kamb B., Engelhardt H. Waves of accelerated motion in a glacier approaching surge: the mini-surges of Variegated Glacier, Alaska // Journ. of Glaciology. 1987. V. 33. № 113. P. 27–46.

Kamb B., Engelhardt H. Antarctic ice stream B: conditions controlling its motion and interactions with the climate system // IAHS Publ. № 208. 1991. P. 145–154.

Kamb B., Enhelgardt H., Fahnestock M.A., Humphrey M., Meier M., Stone D. Mechanical and hydrologic basis for the rapid motion of a large tidewater glacier. 2. Interpretation // Journ. of Geophys. Research. 1994. V. 99. P. 15231–15244.

Kamb B., Raymond C.F., Harrison W.D., Engelhardt H., Echelmeyer K.A., Humphrey N., Brugman M.M., Pfeffer T. Glacier surge mechanism: 1982–1983 surge of Variegated Glacier, Alaska // Science. 1985. V. 227. № 4686. P. 469–479.

Kapitsa A.P., Ridley J.K., Robin G. de Q., Siegert M.J., Zotikov I.A. A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica // Nature. 1996. V. 381. P. 684–686.

Kapitsa A.P., Sorokhtin O.G. On errors in interpretation of reflection seismic shooting in the Antarctic // IAHS Publ. № 61. 1963. P. 162–164.

Kavanaugh J.L., Clarke G.K.C. Abrupt glacier motion and reorganization of basal shear stress following the establishment of connected drainage system // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 158. P. 472–480.

Kessler M.A., Anderson R. Testing a numerical glacial hydrological model using spring speed-up events and outburst floods // Geophys. Research Letters. 2004. V. 31. № 18. L18503. doi:10.1029/2004GL020622

Kim K.Y., Lee J., Hong M.H., Hong J.K., Jin Y.K., Shon H. Seismic and radar investigations of Fourcade Glacier on King George Island, Antarctica // Polar Research. 2010. V. 29. P. 298–310.

King E.C., Smith A.M., Murray T., Stuart G.W. Glacier-bed characteristics of midtre Lovenbreen, Svalbard, from high-resolution seismic and radar surveying // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 184. P. 145–156.

Knight J. Glacial sedimentary evidence supporting stick-slip ice flow // Quaternary Sci. Rev. 2002. V. 21. P. 975–983.

Knight P.G., Waller R.I., Patterson C.J., Jones A.P., Robinson Z.P. Discharge of debris from ice at the margin of the Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. P. 192–198.

Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L18502. http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030681

Kohnen H. The temperature dependence of seismic waves in ice // Journ. of Glaciology. 1974. V. 13. № 67. P. 144–147.

König M., Winther J.-G., Isaksson E. Measuring snow and glacier ice properties from satellite // Reviews of Geophysics. February 2001. V. 39. № 1. P. 1–27

Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya. Radio echo-sounding of subpolar glaciers in Svalbard: some problems and results of Soviet studies // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 151–159.

Krass M.S., Larina T.B., Macheret Yu.Ya. Formation of the thermal regime of subpolar glaciers under climate change // Proc. of the Intern. Symposium on Glacier–Ocean–Atmosphere Interactions. St. Petersburg, 1990. IAHS Publ. № 208. 1991. P. 515–525.

Kulessa B., Booth A.D., Hobbs A., Hubbard A.L. Automated monitoring of subglacial hydrological processes with ground-penetrating radar (GPR) at high temporal resolution: scope and potential pitfalls // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L24502. doi:10.1029/2008GL035855

Kulessa B., Murray T., Rippin D. Active seismoelectric exploration of glaciers // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. L07503. doi:10.1029/2006GL025758

Kuster G.T., Toksöz M.N. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part I, Theoretical Formulations // Geophysics. 1974. V. 39. № 5. P. 587–606.

Lagally M. Mechanik und Thermodynamic des Stationären Gletschers. Ergebnisse der kosmischen. Physik. Bd. 2. 1933. 94 p.

Lampkin D.J., Karmosky C.C. Surface melt magnitude retrieval over Ross Ice Shelf, Antarctica using coupled MODIS near-IR and thermal satellite measurements // The Cryosphere Discussion. 2009. V. 3. P. 1069–1107. doi:10.5194/tcd-3-1069-2009

Lampkin D.J., Yool S.R. Monitoring mountain snowpack evolution using near-surface optical and thermal properties // Hydrological Processes. 2004. V. 18. P. 3527–3542.

Langley K., Kohler J., Matsuoka K., Sinisalo A., Scambos T., Neumann T., Muto A., Winther J.-G., Albert M. Recovery Lakes, East Antarctica: Radar assessment of Sub-glacial water extent // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L05501. doi:10.1029/2010GL046094

Larson K.M., Plumb J., Zwally J., Abdalati W. Analysis of GPS data collected on the Greenland ice sheet // Polar Geography. 2001. V. 25. № 1. P. 22–40.

Lavrentiev I. Fridtjovbreen changes in XX century from remote sensing data // The dynamics and mass budget of Arctic glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting, 15–18 January, 2007, Pontresina. Switzerland. IASC Working Group on Arctic Glaciology. 2007. P. 162–164.

Lawson D.E., Strasser J.C., Evenson E.B., Alley R.B., Larson G.J., Arcone S.A. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice. I. Field Evidence // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 148. P. 547–562.

Le Brocq A.M., Hubbard A., Bentley M.J., Bamber J.L. Subglacial topography inferred from ice surface terrain analysis reveals a large un-surveyed basin below sea level in East Antarctica // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. № 16. L16503. doi:10.1029/2008GL034728

Le Brocq A.M., Payne A.J., Siegert M.J. West Antarctic balance calculations: impact of flux-routing algorithm, smoothing algorithm and topography // Comput. Geoscience. 2006. V. 32. № 10. P. 1780–1795.

Le Brocq A.M., Payne A.J., Siegert M.J., Alley R.D. A subglacial water-flow model for West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 193. P. 879–888.

Le Brocq A.M., Payne A.J., Vieli A. An improved Antarctic dataset for high resolution numerical ice sheet models (ALBMAP v1) // Earth System Science Data. 2010. V. 2. P. 247–260. doi:10.5194/essd-2-247-2010

Legchenko A., Descloitres M., Vincent C., Guyard H. Three-dimensional magnetic resonance imaging for groundwater // New Journal of Physics. 2011. V. 13. 16 p.

Legchenko A., Vincent C., Baltassat J.M., Girard J.F., Thibert E., Gagliardini O., Descloitres M., Gilbert S.A., Chevalier Garambois A., Guyard H. Monitoring water accumulation in a glacier using magnetic resonance imaging // The Cryosphere Discussion. 2013. V. 7. P. 2119–2151. doi:10.5194/tcd-7-2119-2013

Lewis S., Smith L.C. Hydrologic drainage of the Grenland ice sheet // Hydrological Processes. 2009. V. 23. P. 2004–2011. doi: 10.1003/hyp.73,43

Liang Yu-Li, Colgan W.LvQ., Steffen K., Abdalati W., Stroeve J., Gallaher D., Bayou N. A decadal investigation of supraglacial lakes in West Greenland using a fully automatic detection and tracking algorithm // Remote Sensing of Environment. 2012. V. 123. P. 127–138.

Liestøl O., Repp K., Wold B. Supra-glacial lakes in Spitsbergen // Nor. Geogr. Tidsskr. 1980. V. 34. P. 89–92.

Lingle C.S., Post A., Herzfeld U.C., Molnia B.F., Krimmel R.M., Roush J.J. Correspondence. Bering Glacier surge and iceberg-calving mechanism at Vitus Lake, Alaska, U.S.A // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 133. P. 722–727.

Liu H.X., Jezek K.C., Li B., Zaho Z. Radarsat Antarctic mapping project. Digital elevation model, version 2. 2001. http//nsidc.org/data/nsidc-0082.html

Liu H., Wang L., Jezek K. Spatiotemporal variations of snowmelt in Antarctica derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and special sensor microwave imager data (1978–2004) // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111. F01003. doi:10.1029/2005JF000318

Livingstone S.J., Clark C.D., Woodward J. Predicting subglacial lakes and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets // The Cryosphere Discussion. 2013 a. V. 7. P. 1177–1213. doi:10.5194/tcd-7-1177-2013

Livingstone S.J., Clark C.D., Tarasov L. North American palaeo-subglacial lakes and their meltwater drainage pathways: predictions and geomorphological clues to their origin // Earth Planetary Science Letters. 2013б. Available online 4 June 2013. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.017

Lliboutry L. General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers // Journ. of Glaciology. 1968. V. 7. № 49. P. 21–58.

Lliboutry L. Contribution a la theorie des ondes glaciaires // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1969. V. 6. P. 943–873.

Lliboutry L. Permeability, brine content and temperature of temperate ice // Journ. of Glaciology. 1971. V. 10. № 58. P. 15–29.

Lliboutry L. Local friction laws for glaciers: A critical review and new openings // Journ. of Glaciology. 1979. V. 23. P. 67–95.

Lliboutry L. Modification to the theory of intraglacial water ways for the case of subglacial ones // Journ. of Glaciology. 1983. V. 29. № 102. P. 216–226.

Lliboutry L. Temperate ice permeability, stability of water: veins and percolation of internal meltwater // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 141. P. 201–211.

Lliboutry L., Duval P. Various isotropic and anisotropic ices found in glacier and their corresponding rheologies // Annals of Geophysics. 1985. V. 3. № 2. P. 207–224.

Llubes M., Lanseau C., Remy F. Relations between basal condition, subglacial hydrological networks and geothermal flux in Antarctica // Earth Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 655–662.

Long D., Drinkwater M. Cryosphere applications of NSCAT data // Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on Geoscience Remote Sensing. 1999. V. 37. № 3. P. 1671–1684. doi: 10.1109/36.763287

Lønne I. Low-velocity glacial surges-processes unlocked by modern surge on Svalbard // Geology. 2006. V. 34. № 7. P. 553–556.

Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.

Lucchitta B.K., Rosanova C.E., Mullins K.F. Velocities of Pine Island Glacier, West Antarctica, from ERS-1 SAR images // Annals of Glaciology. 1995. V. 21. P. 277–283.

Luckman A., Jansen D., Kulessa B., King E.C., Sammonds P., Benn D.I. Basal crevasses in Larsen C Ice Shelf and implications for their global abundance // Cryosphere. 2012. V. 6. P. 113–123. doi:10.5194/tc-6-13-2012

Lüthi M., Funk M., Iken A., Gogineni S., Truffer M. Mechanisms of fast flow in Jacobshavn Isbraæ, West Greenland. Part III. Measurements of ice deformation, temperature and cross-borehole conductivity in boreholes to bedrock // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 162. P. 369–385.

Lythe M.B., Vaughan D.G., and the BEDMAP consortium. BEDMAP: a new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106, B6. P. 11335–11351. doi:10.1029/2000JB900449

Lyzenga D.R. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features // Applied Optics. 1978. V. 17. P. 379–383.

MacAyeal D.R. Thermohaline circulation below the Ross Ice Shelf: a consequence of tidally induced vertical mixing and basal melting // Journ. of Geophys. Research. 1984. V. 89, C1. P. 597–606.

MacAyeal D.R., Bindschadler R.A., Scambos T.A. Basal friction of ice stream E, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 138. P. 247–262.

Maccagnan M., Duval P. Electrical behaviour of Antarctic ice and radio echo layers in ice sheets // Annals of Glaciology. 1982. V. 3. P. 195–198.

MacGregor J.A., Anandakrishnan S., Catania G.A., Winebrenner D.P. The grounding zone of the Ross Ice Shelf, West Antarctica, from ice-penetrating radar // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 917–928.

MacGregor J.A., Matsuoka K., Studinger M. Radar detection of accreted ice over Lake Vostok, Antarctica // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 282. P. 222–233.

MacGregor K.R., Riihimaki C.A., Anderson R.S. Spatial and temporal evolution of rapid basal sliding on Bench Glacier, Alaska, USA // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 172. P. 49–63.

Macheret Yu.Ya. Two-layered glaciers in Svalbard // Arctic research: advances and prospects / Eds. V.M. Kotlyakov, V.Yu. Sokolov. Proc. of the Conference Arctic and Nordic Countries on Coordination of Research in the Arctic. Leningrad, December 1988. V. 2. Moscow: Nauka, 1990. P. 58–60.

Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // Polar Research. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216.

Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Dowdeswell J.A., Gorman M.R. Ice volume change on Franz Josef Land during the last 40 years // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1999. Bd. 35. Ht. 2. S. 103–106.

Macheret Y.Y., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko E.V. Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 132. P. 373–384.

Macheret Yu.Ya., Otero J., Navarro F.J., Vasilenko E.V., Cuadrado M.L., Glazovsky A.F. Ice thickness, internal structure and subglacial topography of Bowles plateau ice cap and

the main ice divides of Livingston Island, Antarctica, by ground-based radio-echo sounding // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 49–56.
Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B. Radio-echo-sounding of Svalbard glaciers // Journ. of Glaciology. 1982. V. 29. № 99. P. 295–314.
McMillan M., Corr H., Shepherd A. et al. Three dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume changes // Geophys. Res. Let. Accepted manuscript online: 23 June 2013. doi:10.1002/gr 1.50689
McMillan M., Corr H., Shepherd A. et al. Three dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume // Geophys. Res. Let. 2013. V. 40, № 16. P. 4321–4327. doi:10.1002/gr 1.50689
Mader H.M. Observations of the water-vein system in polycrystalline ice // Journ. of Glaciology. 1992a. V. 38. № 130. P. 333–347.
Mader H.M. The thermal behaviour of the water-vein system in polycrystalline ice // Journ. of Glaciology. 1992б. V. 38. № 130. P. 359–374.
Magnússon E., Björnsson R.H., Pásson H. The impact of jökulhlaups on basal sliding observed by SAR interferometry on Vatnajoökull, Iceland // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 181. P. 232–249.
Mair D.W.F., Sharp M., Willis I.C. Evidence for basal cavity opening from analysis of surface uplift during a high-yelocity event: Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 161. P. 208–216.
Mair D., Willis I., Fischer U.H., Hubbard B., Nienow P., Hubbard A. Hydrological controls on pattern of surface, internal and basal motion during three "spring events": Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 167. P. 555–567.
Makinson K. Modeling tidal current profiles and vertical mixing beneath Filchner–Ronne Ice Shelf, Antarctica // Journ. of Physical Oceanography. 2002. V. 32. № 1. P. 202–215. 10.1175/1520-0485(2002)032<0202:MTCPAV>2.0.CO;2
Malik J. A synergic approach for estimating snow cover propertries using optical and active/passive microwave obervations. MS thesis. Intern. Institute for Geoinformation Sciences and Earth observations. Enshede, the Netherlands, 2009. 60 p.
Maritorena S., Morel A., Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic shallow waters: Influence of water depth and bottom albedo // Limnology. Oceanography. 1994. V. 39. № 7. P. 1689–1703.
Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y., Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // Annals of Glaciology. V. 54. № 64. 2013. P. 168–178.
Matsuoka K. Pitfalls in radar diagnosis of ice-sheet bed conditions: Lessons from englacial attenuation models // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L05505. doi:10.1029/2010GL046205
Matsuoka K., MacGregor J.A., Pattyn F. Using englacial radar attenuation to better diagnose the subglacial environment: A review // Proc. 13th Intern. Conference on Ground Penetrating Radar. 2010. 5 p. doi:10.1109/ICGPR.2010.5550161
Matsuoka K., MacGregor J.A., Pattyn F. Predicting radar attenuation within the Antarctic ice sheet // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 359. P. 173–183 doi:10.1016/j.epsl.2012.10.018
Matsuoka K., Thorstensson T., Björnsson H., Waddington E.D. Anisotropic radio-wave scattering from englacial water regimes, Mýdalsjökull, Iceland // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 182. P. 473–478. doi:10.3189/002214307783258422

Mätzler C., Wegmüller U. Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies // Journ. of Physics. D. Applied Physics. 1987. V. 20. № 1. P. 623–1630.
Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook: tools for seismic analysis of porous media. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 329 p.
Mayewski P.A. Antarctic oversnow traverse-based Southern Hemisphere climate reconstruction // EOS. Amer. Geophys. Union. 2003. V. 84. № 22. doi:10.1029/2003EO220002
McGrath D., Colgan W., Steffen K., Lauffenburger P., Balog J. Assessing the summer water budget of a moulin basin in the Sermeq Avannarleq ablation region, Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 954–963.
McGrath D., Steffen K., Rajaram H., Scambos T., Abdalati W., Rignot E. Basal crevasses on the Larsen C Ice Shelf, Antarctica: Implications for meltwater ponding and hydrofracture // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. L16504. doi:10.1029/2012GL052413
McMillan M., Corr H., Shepherd A., Ridout A., Laxon S., Cullen R. Three-dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume changes // Geophys. Research Letters. Accepted manuscript online: 23 June 2013. doi: 10.1002/grl.50689
Meier M., Lundstrom S., Stone D., Kamb B., Engelhardt H., Humphrey N., Dunlap W.W., Fahnestock M., Krimmel R.M., Walters R. Mechanical and hydrologic basis for the rapid motion of a large tidewater glacier, 1, Observations // Journ. of Geophys. Research. 1994. V. 99. P. 15219–15229.
Melvold K., Hagen J.O. Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1964–95 // Journ. of Glaciology. 1998. V.44. № 147. P. 394–404.
Mercer J.H. West Antarctic ice sheet and CO_2 greenhouse effect: a threat of disaster // Nature. 1978. V. 271. P. 321–325.
Millar D.H.M. Radio-echo layering in ice sheets and past volcanic activity // Nature. 1981. V. 292. № 5892. P. 441–443.
Miners W.D. Electromagnetic reflections inside ice sheets. PhD thesis. Open University. 1998.
Moody L.F. Friction factors for pipe flow. Transactions of the American Society of Mechanical Engineers. V. 66. № 8. P. 671–684.
Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Mochnacki D., Isaksson E. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by ground penetrating radar // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 151. P. 524–532.
Mottram R., Nielsen C., Ahlstrøm A.P., Reeh N., Kristensen S.S., Christensen E.L., Forsberg R., Stenseng L. A new regional high-resolution map of basal and surface topography for the Greenland ice sheet margin at Paakitsoq, West Greenland // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 105–111.
Motyka R.J., Truffer M., Fahnestock M., Mortensen J., Rysgaard S., Howat I. Submarine melting of the 1985 Jakobshavn Isbræ floating tongue and the triggering of the current retreat // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. F01007. doi:10.1029/2009JF001632
Müller F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada // Journ. of Glaciology. 1962. V. 4. № 33. P. 302–313.
Murray T., Booth A., Rippin D. Water-content of glacier ice: limitations on estimates from velocity analysis of surface ground-penetrating radar survey // Journ. of Environmental Engineering Geophysics. 2007. V. 12. P. 87–99.
Murray T., Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Frearson I. Geometric evolution and ice dynamics during a surge of Bakaninbreen, Svalbard // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 147. P. 263–272.

Murray T., James T.D., Macheret Y., Lavrentiev I., Glazovsky A., Sykes H. Geometric changes in a tidewater glacier in Svalbard during its surge cycle // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367.

Murray T., Luckman A., Strozzi T., Nutall A.-M. The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard // Annals of Glaciology. 2003. V. 36. P. 110–116.

Murray T., Strozzi T., Luckman A., Jiskoot H., Christakos P. Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other region // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108, № B5. P. 2237–2251. doi: 10.1029/2002JB001906

Murray T., Stuart G., Fry M., Campble N.H., Crabtree M.D. Englacial water distribution in a temperate glacier from surface and bore hole radar velocity analysis // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 389–398.

Murray T., Stuart G.W., Miller P.J., Woodward J., Smith A.M., Porter P.R., Jiskoot H. Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed // Journ. of Geophys. Research. 2000. V. 105, B6. P. 13491–13507. doi:10.1029/2000JB900066

Murshed M.M., Faria S.H., Kuhs W.F., Kipfstuhl S., Wilhelms F. The role of hydrochlorofluorocarbon densifiers in the formation of clathrate hydrates in deep boreholes and sub-glacial environments // Annals of Glaciology. 2007. V. 47. P. 109–114. doi:10.3189/172756407786857659

Nagler T., Rott H. Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data // Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on on Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. № 2. P. 754–765.

Navarro F.J., Macheret Yu.Ya., Benhumea B. Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers // Journ. of Applied Geophysics. 2005. V. 57. P. 193–211.

Navarro F.J., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Lapazaran J.J., Ahlstrøm A., Machio F. Radioglaciological studies on Hurd Peninisula glaciers, Livingston Island, Antarctica // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 17–24.

Neal C.S. The dynamics of the Ross Ice Shelf revealed by radio echo-sounding // Journ. of Glaciology. 1979. V. 24. № 90. P. 295–307.

Nereson N.A., Raymond C.F., Waddington E.D., Jacobel R.W. Migration of the Siple Dome ice divide, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 148. P. 643–652.

Ng F.S.L. Coupled ice-till deformation near subglacial channels and cavities // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 155. P. 580–598.

Ngheim S.V., Stefen K., Kwok R., Tsai W.-Y. Detection of snowmelt regions on the Greenland ice sheet using diurnal backscatter change // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 159. P. 539–547.

Nienow P.W., Hubbard A.L., Hubbard B.P., Chandler D.M., Mair D.W.F., Sharp M.J., Willis I.C. Hydrological controls on diurnal ice flow variability in valley glaciers // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. F04002. doi:10.1029/2003JF000112

Nollan M. Bed properties and hydrological conditions underneath McCall Glacier, Alaska, USA // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 80–84.

Novick A.N., Bentley C.R., Lord N. Ice thickness, bed topography and basal reflection strenghts from radar sounding, upstream B, West Antarctica // Annals of Glaciology. 1994. V. 20. P. 148–152.

Nye J.F. The flow of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment // Proc. of Royal Society London. Ser. A. 1953. V. 219. P. 477–489.

Nye J.F. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets // Proc. of Royal Society London. Ser. A. 1957. V. 239. P. 113–133.
Nye J.F. Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation // Proc. of Royal Society London. Ser. A. 1970. V. 315. P. 381–403.
Nye J.F. Water flow at the bed of a glacier // IAHS Publ. № 95. 1973. P. 189–194.
Nye J.F. Thermal behaviour of glacier and laboratory ice // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 127. P. 401–413.
Nye J.F., Frank F.C. Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier // IAHS Publ. № 95. 1973. P. 57–164.
Nye J.F., Mae S. The effect of non-hydrostatic stress on intergranular water veins and lenses in ice // Journ. of Glaciology. 1972. V. 11. № 61. P. 81–101.
O'Callaghan F.J., Mark D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data // Comput. Vis. Graph. Image Process. 1984. V. 28. P. 328–344.
Ødegaard R.S., Hagen J.O., Hamran S.-E. Comparison of radio echo-sounding (30–1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, southern Spitsbergen, Svalbard // Annals of Glaciology. 1997. V. 24. P. 262–267.
Oswald G.K.A. Investigation of sub-ice bedrock characteristics by radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1975. V. 15. № 73. P. 75–87.
Oswald G.K.A., Gogenini P. Recovery of subglacial water extent from Greenland radar survey data // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 184. P. 94–106.
Oswald G.K.A., Robi G. de Q. Lakes beneath the Antarctic Ice sheet // Nature. 1973. V. 245. P. 251–254.
Paden J. Synthetic aperture radar for imaging the basal conditions on the polar ice sheet. MS, thesis. University of Kanzas, 2003. 190 p.
Pälli A., Moore J.C., Jania J., Kolondra L. Glowacki P. The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard // Polar Research. 2003. V. 22. P. 355–371. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00117.x
Parizek B.R., Alley R.B., Anandakrishnan S., Conway H. Sub-catchment melt and long-term stability of ice stream D, West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2002. V. 29. doi: 10.1029/2001GL014326. issn: 0094-8276
Partington K.C., Ridley J.K., Rapley C.G., Zwally H.J. Observations of the surface properties of the ice sheets by satellite altimetry // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 129. P. 267–275.
Paterson W.S.B. Temperature measurements in Athabasca Glacier, Alberta, Canada // Journ. of Glaciology. 1971. V. 10. № 60. P. 339–349.
Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Third edition. Oxford etc. Pergamon Press, 1994. 480 p.
Pattyn F. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 295. P. 451–461.
Pattyn F. Antarctic subglacial lake discharges // Antarctic Subglacial Aquatic Environments / Eds. M.J. Siegert, M.C. Kennicutt II, R.A. Bindschadler. Geophys. Monograph Series. V. 192. 2011. P. 27–44.
Pattyn F., De Smedt B., De Brabander S., Van Huelle W., Agatova A., Mistrukov A., Decleir H. Ice dynamics and basal properties of Sofiyskiy glacier, Altai // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 282–292.
Pattyn F., Delcort C., Samyn D., De Smetdt B., Nolan M. Bed properties and hydrological conditions underneath McCall Glacier, Alaska, USA // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 80–84.

Pattyn F., Nolan M., Rabus B., Takahashi S. Localized basal motion of a polythermal Arctic glacier: McCall Glacier, Alaska, USA // Annals of Glaciology. 2005. V. 40. P. 1–5.

Pellika K.E., Rees W.G. (eds.) Remote sensing of glaciers: techniques for topographic, spatial and temporal mapping of glaciers. Leiden: CRC Press/Balkema, 2010. 330 p.

Peters L.E., Anandakrishnan S., Alley R.B., Smith A.M. Extensive storage of basal meltwater in the onset region of a major West Antarctic ice stream // Geology. 2007. V. 35. P. 251–254. doi:10.1130/g23222a.1

Peters L.E., Anandakrishnan S., Alley R.B., Winberry J.P., Voigt D.E., Smith A.M., Morse D.L. Subglacial sediments as a control on the onset and location of two Siple Coast ice streams, West Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111. B01302. doi: 10.1029/2005JB003766

Peters L.E., Anandakrishnan S., Holland C.W., Horgan H.J., Blankenship D.D., Voigt D.E. Seismic detection of a subglacial lake near the South Pole, Antarctica // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L23501. doi:10.1029/2008GL035704

Peters L.E., Blankenship D.D., Morse D.L. Analysis techniques for coherent airborne radar sounding: application to West Antarctic ice streams // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. P. 1784–1787. B06303. doi:10.1029/2004JB003222

Pettersson R. Frequency dependence of scattering from the cold-temperate transition surface in a polythermal glacier // Radio Science. 2005. V. 40, RS3007. doi:10.1029/2004RS003090.

Pettersson R., Jansson P., Blatter H. Spatial variability in water content at the cold-temperate transition surface of the polythermal Storglaciären, Sweden // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. F02009. doi:10.1029/2003JF000110

Pettersson R., Jansson P., Holmlund P. Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden. Observed by repeated ground-penerating radar surveys // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. Fl6004. doi:lO.l029/2003JFOOO02240

Pettersson R., Jansson P., Huwald H., Blatter H. Spatial pattern and stability of the cold surface layer of Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 180. P. 99–109.

Pfeffer W.T., Meier M.F., Illangasekare T.H. Retention of Greenland runoff by refreezing: Implications for projected future sea level change // Journ. of Geophys. Research. 1991. V. 96, C12. P. 22117–22124. doi:10.1029/91JC02502

Phillips T., Rajaram H., Steffen K. Cryo-hydrologic warming: a potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets // Geophys. Research Letters. 2010. V. 37. L20503. doi:10.1029/2010GL044397

Philpot W.D. Bathymetric mapping with passive multispectral imagery // Applied Optics. 1989. V. 28. № 8. P. 1569–1578.

Pimentel S., Flowers G.E. A numerical study of hydrologically driven glacier dynamics and subglacial flooding // Proc. of Royal Society London. Ser. A. 2011. V. 467. P. 537–558.

Pimentel S., Flowers G.E., Schoof C.G. A hydrologically coupled higher-order flow-band model of ice dynamics with a Coulomb friction sliding law // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. F04023. doi:10.1029/2009JF001621

Pohjola V.A. TV-video observations of englacial voids in Storglaciären, Sweden // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 135. P. 231–240.

Pollard D., DeConto R.M., Nyblade A.A. Sensitivity of Cenozoic Antarctic ice sheet variations to geothermal heat flux // Global Planetary Change. 2005. V. 49. P. 63–74. doi:10.1016/j.gloplacha.2005.05.003, 1811

Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° E sector of East Antarctica // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 181. P. 289–297.
Porter P.R. Glacier surging: subglacial sediment deformaton and ice-bed coupling. PhD thesis. School of Geography. University of Leeds. 1997. 235 p.
Porter P.R., Murray T. Mechanical and hydraulic properties of till beneath Bakaninbreen, Svalbard // *Journ. of Glaciology.* 2001. V. 47. № 157. P. 167–175.
Price S.F., Bindschadler R.A., Hulbe C.L., Blankenship D.D. Force balance along an inland tributary and onset to ice Stream D, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 160. P. 20–30.
Price P.B., Nagornov O.V., Bay R., Chirkin D., He Y., Miocinovic P., Richards A., Woschnagg K., Koci B., Zagorodnov V. Temperature profile for glacial ice at the South Pole: Implications for life in a nearby subglacial lake // Proc. of the National Academy of Sciences. 2002. V. 99. № 12. P. 7844–7847. doi: 10.10.1073pnas.082238999
Price S.F., Payne A.J., Catania G.A., Neumann A. Seasonal acceleration of inland ice via longitudinal coupling to marginal ice // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 185. P. 213–219.
Priscu J.C., Bell R.E., Bulat S.A., Ellis-Evans C.J., Kennicutt M.C., Lukin V.V., Petit J.-R., Powell R.D., Siegert M.J., Tabacco I. An international plan for Antarctic subglacial lake exploration // Polar Geography. 2003. V. 27. № 1. P. 69–83.
Pritchard H., Murray T., Strozzi T., Barr S., Luckman A. Surge-related topographic change of the glacier Sortebræ, East Greenland, derived from synthetic aperture radar unterferometry // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 166. P. 381–390.
Pulina M., Rehak J. Glacier caves in Spitsbergen // 1st Intern. Symposium on Glacier Caves and Karst in Polar Regions / Ed. A. Eraso. Proceedings. Madrid, 1991. P. 93–117.
Quinn P.F., Ostendorf B., Beven K., Tenhunen J. Spatial and temporal predictions of soil moisture patterns and evaporative losses using TOPMODEL and the GASFLUX model for an Alaskan catchment // Hydrol. Earth System Science. 1998. V. 2. № 1. P. 51–64.
Rabus B.T., Echelmeyer K.A. The flow of a polythermal glacier: McCall Glacier, Alaska, U.S.A. // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 145. P. 522–534.
Raymond C.F. Energy balance of ice streams // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 155. P. 665–674.
Raymond C.F., Benedict R.J., Harrison W.D., Echelmeyer K.A., Sturm M. Hydrological discharges and motion of Fells and Black Rapids Glaciers, Alaska, U.S.A.: implications for the structure of their drainage systems // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 138. P. 290–304.
Raymond C.F., Catania G.A., Nereson N., Van der Veen C. Bed radar reflectivity across the north margin of Whillans ice stream, West antarctica, and inplications for margin processes // Journ. of Glaciology. 2007. V. 52. № 176. P. 3–10.
Raymond C.F., Harrison W.D. Some observations on the behaviour of the liquid and gas phases in temperate glacier ice // Journ. of Glaciology. 1975. V. 14. № 71. P. 213–233.
Raymond C.F., Harrison W.D. Evolution of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., prior to its surge // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 117. P. 154–169.
Raymond N.F., Echelmeyer E.A., Whillans I., Doake C.S.M. Ice stream shear ma rgins // The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment / Eds. A. Alley, R.A. Bindschadler. Antarctic Research Series. V. 77. Washington DC, Amer. Geophys. Union. 2001. P. 137–155.
Reeh N., Bøggild C.E., Oerter C. Surge of Storstrømmen, a large outlet glacier from the Inland Ice of North-East Greenland // Rapp. Grønlands geol. Unders. 1994. V. 162. P. 201–209.

Richards M.A. Seismic evidence for a weak basal layer during the 1982 surge of Variegated glacier, Alaska, U.S.A. // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 116. P. 111–119.
Ridley J.K., Cudlip W., Laxon S.W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 133. P. 625–634.
Rignot E., Bamber J.L., Van Den Broeke M.R., Davis C., Li Y.H., 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. doi:10.1038/ngeo102
Rignot E., Casassa G., Gogineni P., Krabill W., Rivera A., Thomas R. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf // Geophys. Research Letters. 2004. V. 31. L18401. doi:10.1029/2004GL020697
Rignot E., Jacobs S., Mouginot J., Scheuchl B. Ice shelf melting around Antarctica // Science Express. 2013. 10.1126/science.1235798
Rignot E., Kanagaratnam P. Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet // Science. 2006. V. 311. P. 986–990. doi 10.1126/science.1121381
Rignot E., Mouginot J., Scheuchl B. Antarctic grounding line mapping from differential satelliteradar interferometry // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L10504. doi:10.1029/2011GL047109
Rignot E., Thomas R. Mass balance of polar ice sheets // Science. 2002. V. 297. P. 1502–1506.
Rignot E., Thomas R.H., Kanagaratnam P., Casassa G., Frederick E., Gogineni S., Krabill W., Rivera A., Russell R., Sonntag J., Swift R., Yungel J. Improved estimation of the mass balance of glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign // Annals of Glaciology. 2005. V. 39. P. 231–237.
Rignot E., Velicogna I., van den Broeke M.R., Monaghan A., Lenaerts J. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L05503. doi:10.1029/2011GL046583
Rippin D.M., Bamber J.L., Siegert M.J., Vaughan D.G., Corr H.F.J. Basal topography and ice flow in the Bailey/Slessor region of East Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. F1. doi: 10.1029/2003JF000039
Rippin D.M., Bamber J.L., Siegert M.J., Vaughan D.G., Corr H.F. Basal conditions beneath enhanced-flow tributaries of Slessor Glacier, East Antarctica // Journ. of Glaciology. 2006. V. 52. № 179. P. 481–489.
Rippin D.M., Carvivick J.L., Williams C. Evidence towards a thermal lag in the response of Kårsaglaciären, northern Sweden, to climate change // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 895–903.
Rippin D.M., Vaughan D.G., Corr H.F.J. The basal roughness of Pine Island Glacier, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 201. P. 67–75.
Rippin D., Willis I. Ground penetrating radar reveals rapid changes in the thermal regime of a polythermal glacier in response to a changing climate // Intern. Symposium on Radioglaciology and Its Applications. Madrid, Spain, 9–13 June 2008. Abstract 51A020.
Rippin D., Willis I., Arnold N., Hodson A.J., Moore J., Kohler J., Bjornsson H. Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovenbreen, Svalbard, determined from digital elevation models // Earth Surface Processes and Landforms. 2003. V. 28. № 3. P. 273–298.
Robel A.A., DeGiuli E., Schoof C., Tziperman E. Dynamics of ice stream temporal variability: Modes, scales, and hysteresis // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2013. V. 118. doi:10.1002/jgrf.20072
Robertson J.D., Bentley C.R. Seismic studies on the grid western half of the Ross Ice Shelf: RIGGS I and RIGGS II // The Ross Ice Shelf: Glaciology and Geophysics / Eds.

C.R. Bentley and D.E. Hayes. Antarctic Research Series. V. 42. Washington, DC, Amer. Geophys. Union, 1990. P. 55–86.
Robin G. de Q. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets // Journ. of Glaciology. 1955. V. 2. № 18. P. 523–532.
Robin G. de Q. Seismic shooting and related investigations. Glaciology III. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949–1952. Scientific Results. V. 5. 1958. P. 1–134.
Robin G. de Q. Initiation of glacier surges // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1969. V. 6. № 4. Pt. 2. P. 919–928.
Robin G. de Q. Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique // Journ. of Glaciology. 1975. V. 15. № 73. P. 151–159.
Robin de G.Q., Drewry D.J., Meldrum D.T. International studies of ice sheet and bedrock // Philosophical Transactions of the Royal Society London. Ser A. 1977. V. 279. № 963. P. 185–196.
Robin G. de Q., Evans S., Bailey J.T. Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets. // Philosophical Transactions of the Royal Society London. Ser. A. 1969. V. 265. № 1166. P. 437–505.
Robin G. de Q., Millar D.H.M. Flow ice sheets in the vucunuty of subglacial peaks // Annals of Glaciology. 1982. V. 3. P. 290–294.
Robin G. de Q., Swithinbank C.W.M., Smith B.M.E. Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet // IASH Publ. № 86. 1971. P. 97–115.
Ross N., Bingham R.G., Corr H., Ferraccioli F., Jordan T.A., Le Brocq A., Rippin D.M., Young D., Blankenship D.D., Siegert M.J. Steep reverse bed slope at the grounding line of the Weddell Sea sector in West Antarctica // Nature Geoscience. 2012. V. 5. P. 393–396. doi:10.1038/ngeo1468
Röthlisberger H. Evidence for an ancient glacier surge in the Swiss Alps // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1969. V. 6. № 4. P. 863–865.
Röthlisberger H. Water pressure and subglacial channels // Journ. of Glaciology. 1972a. V. 11. № 62. P. 177–203.
Röthlisberger H. Seismic exploration in cold regions. I. CRREL Monography II-A2a. Hanover, 1972б. 139 p.
Röthlisberger H., Iken A. Plucking as an effect of water pressure variations at the glacier bed // Annals of Glaciology. 1981. V. 2. P. 57–62.
Röthlisberger H., Iken A., Spring U. Piezometric observations of water pressure at the bed of Swiss glaciers // Journ. of Glaciology. 1979. V. 23. № 89. P. 429–430.
Röthlisberger H., Lang H. Glacial hydrology // Glaciofluvial sediment transport / Eds. A.M. Gurnell, M.J. Clark. New York: John Wiley, 1987. P. 207–284.
Russell R.D., Butler K.E., Kepic A.W., Maxwell M. Seismoelectric exploration // Leading Edge. 1997. V. 16. P. 1611–1615.
Russell-Head D.S., Budd W.F. Ice sheet flow proper ties derived f rom bore-hol e shear measurements combined with ice-core studies // Journ. of Glaciology. 1979. V. 24. № 90. P. 117–130.
Ryser C., Lüthi M., Blindow N., Suckro S., Funk M., Bauder A. Cold ice in the ablation zone: Its relation to glacier hydrology and ice water content // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2013. V. 118. doi:10.1029/2012JF002526
SALE Workshop Report, 2007. Subglacial Antarctic Lake Environments (SALE) in the International Polar Year 2007–2008. Advanced Science and Technology Planning Workshop. Grenoble, France, 24–26 April 2006. 47 p.

Scambos T.A., Haran T.M., Fahnestock M.A., Painter T.H., Bohlande J. MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: continent-wide surface morphology and snow grain size // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 111. № 2–3. P. 242–257.

Scambos T., Hulbe C., Fahnestock M. Climate – induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peinsula // Paleobiology and Paleoenvironment of Eoscene Rocks. Antarctic series. V. 76. 2003. P. 335–347.

Schneider T. Hydrological processes in firn on Storglaciären, Sweden. Doctoral Dissertation № 19. Departmen of. Physical Geography and Quatarnary Geology. Stockholm University. Stockholm, Motala Grafiska AB, 2001.

Schommer P. Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigschneefeldes (Schweizer Alpen), 1976 // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1977. Bd. 12. Ht. 2. S. 125–141.

Schoof C. The effect of cavitation on glacier sliding // Proc. of the Royal Society London. Ser. A. 2005. V. 461. P. 609–627.

Schoof C. Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability // Nature. 2010. V. 468. P. 803–806. http://dx.doi.org/10.1038/nature09618doi:10.1038/nature09618

Schroeder D.M., Blankenship D.D., Young D.A. Evidence for a water system transition beneath Thwaites Glacier, West Antarctica // Proc. of the National Academy of Sciences of the U.S.A. 2013. V. 110. № 30. P. 12225–12228. doi: 10.1073/pnas.1302828110

Schytt V. Some comments on glacier surges in Eastern Svalbard // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1969. V. 6. P. 867–873.

Seaberg S.Z., Seaberg J.Z., LeB Hooke R., Wiberg D.W. Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, as revealed by trace studies // Journ. of Glaciology. 1988. V. 34. № 117. P. 217–227.

Seddik H., Placidi L., Hamann I. Application of a continuum-mechanical model for the flow of anisotropic ice to the EDM ice core, Antarctica // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 187. P. 633–642.

Sergienko O.V., Hulbe C.L. "Sticky spots" and subglacial lakes under ice streams of the Siple Coast, Antarctica // Annals of Glaciology. 2011. V. 52 (58). P. 18–22.

Shabtaie S., Bentley C.R. Investigation of bottom mass-balance by electrical resistivity soundugs on the Ross ice shelf, Antarctica // Journ. of Glaciology. 1979. V. 24. № 90. P. 331–343.

Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica // Earth Planetary Science Letters. 2004. V. 223. P. 213–224.

Sharp M. Sedimentation and stratigraphy at Eyjabakkajökull – an Icelandic surging glacier // Quaternary Research. 1985. V. 24. P. 268–284.

Sharp M., Gemmell J.C., Tison J.-L. Structure and stability of the former drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland // Earth Surface Processes and Landforms. 1989. V. 14. P. 119–134.

Sharp M., Richards K., Willis I., Arnold N., Nienow P., Lawson W., Tison J.-L. Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland // Earth Surface Processes andLandforms. 1993. V. 18. P. 557–571.

Shepherd A., Hubbard A., Nienow P., King M., McMillan M., Joughin I. Greenland ice sheet motion coupled with daily melting in late summer // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L01501. doi:10.1029/2008GL035758

Shreve R.L. Movement of water in glaciers // Journ. of Glaciology. 1972. V. 11. № 62. P. 205–214.

Shuman C.A., Zwally H.J., Schultz B.E., Brenner A.C., DiMarzio J.P., Suchdeo V.P., Fricker H.A. ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. L07501. doi:10.1029/2005GL025227

Siegert M.J., Bamber J.L. Subglacial water at the heads of Antarctic ice stream tributaries // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 155. P. 702–703.

Siegert M.J., Carter S., Tabacco I., Popov S., Blamkenship D.D. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes // Antarctic Science. 2005. V. 17. № 3. P. 453–460.

Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Spatial variations in heat at the base of the Antarctic ice sheet from analysis of the therntal reginte above subglacial lakes // Journ. oJ Glaciology. 1996. V. 42. № 142. P. 501–509.

Siegert M.J., Dowdeswell O.A., Gorman M.R., McIntyre N.A. An inventory of Antarctic subglacial lakes // Antarctic Science. 1996. V. 8. P. 281–286.

Siegert M., Fujita S. Internal ice-sheet radar layer profiles and their relation to reflection mechanisms between Dome C and Transantarctic Mountains // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 157. P. 205–212.

Siegert M.R., Hindmursh R., Corr H., Smith A., Woodward J., King E.C., Payne A.J., Joughin I. Subglacial lake Ellsworth: a candidate for in situ exploration in West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2004. V. 31. L23403. doi: 10.10/1029GL021477

Siegert M.J., LeBrocq A., Payne A.J. Hydrological connections between Antarctic subglacial lakes, the flow of water beneath the East Antarctic Ice sheet and implications for sedimentary processes // Glacial Sedimentary Processes and Products. Special Publ. № 39. Intern. Association of Sedimentologists. Malden, Massachusets, 2007. P. 3–10.

Siegert M.J., Ridley J.K. Determining basal ice-sheet conditions in the Dome C region of East Antarctica using satellite radar altimetry and. airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 146. P. 1–8.

Siegert M.J., Ross N., Corr H., Smith B., Jordan T., Bingham R., Ferraccioli F., Rippin D., Le Brocq A. Boundary conditions of an active West Antarctic subglacial lake: implications for storage of water beneath the ice sheet // The Cryosphere. 2014. V. 8. P. 15–24. doi:10.5194/tc-8-15-2014

Siegert M., Ross N., Clarke R.J., Hill C.S., Tait A., Hodgson D., Pearce D., Smith A., Mowlem M., Tsaloglou M.-N., Brito M.P., Waugh E., Parnell J., Tranter M., Bentley M.J., Cockell C., Woodward J. Clean access, measurement, and sampling of Ellsworth Subglacial Lake: A method for exploring deep Antarctic subglacial lake environments // Reviews of Geophysics. 2012. V. 50. № 1. P. 1–40.

Siegert M.J., Taylor J., Payne A.J. Spectral roughness of subglacial topography and implications for former ice-sheet dynamics in East Antarctica // Global and Planetary Change. 2005. V. 45. P. 249–263.

Siegert M.J., Taylor J., Payne A.J., Hubbard B. Macro-scaled bed roughness of the Siple coast ice strems in West Antarctica // Earth Surface Processes and Landforms. 2004. V. 29. P. 1591–1596.

Sihvola A.H., Tiuri M.E. Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack // Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on Geoscience Remote Sensing. 1986. GE-24. № 5. P. 717–721.

Simpson M.J.R., Milne G.A., Huybrechts P., Long A.J. Calibrating a glaciological model of the Greenland Ice Sheet from the Last Glacial Maximum to present-day using field observations of relative sea level and ice extent // Quaternary Science Review. 2009. V. 28. P. 1631–1657.

Sirgert M., Ridley J.K. Determining basal ice-sheet conditions in the Dome C region of East Antarctica using satellite radar altimetry and airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 146. P. 1–8.

Skidmore M.L., Sharp M.J. Drainage system behaviour of a High Arctic polythermal glacier // Annals of Glaciology. 1999. V. 28. P. 209–215.

Skolnik M.L. Radar handbook. New York: McGraw-Hill, 1990. 1200 p.

Smith A.M., Murray T., Davison B.M., Clough A.F., Woodward J., Jiskoot H. Late surge glacial conditions on Bakaninbreen, Svalbard, and implications for surge termination // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107, B8. 10.1029/2001JB000475

Smith A.M., Murray T., Nicholls K.W., Makinson K., Adjalgeirsdóttir G., Behar A.E., Vaughan D.G. Rapid erosion, drumlin formation, and changing hydrology beneath an Antarctic ice stream // Geology. 2007. V. 35. P. 127–130. doi:10.1130/g23036a.1

Smith B.E., Fricker H.A., Joughin I.R., Tulaczyk S. An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008) // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 129. P. 573–595. doi: 10.3189/002214309789470879

Smith B.M.E., Evans S. Radio echo sounding: absorption and scattering by water inclusion and lenses // Journal of Glaciology. 1972. V. 11. № 61. P. 133–146.

Sneed W.A., Hamilton G.S. Evolution of melt pond volume on the surface of the Greenland Ice Sheet // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L03501. doi:10.1029/2006GL028697

Spring U., Hutter K. Conduit flow of a fluid through its solid phase and its application to intraglacial channel flow // Intern. Journ. of Engineering Science. 1982. V. 40. P. 327–363. doi:10.1016/0020-7225(82)90029-5

Stearns L.A., Smith B.E., Hamilton G.S. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 827–831.

Steineman S. Thermodynamics and mechanics of ice at the melting point // IASH Publ. № 47. 1958. P. 254–265.

Steiner N., Tedesco M. A wavelet melt detection algorithm applied to enhanced resolution scatterometer data over Antarctica (2000–2009) // The Cryosphere Discussion. 2013. V. 7. P. 2635–2678. doi:10.5194/tcd-7-2635-2013

Stokes C.R., Clark C.D., Lian O.B., Tulaczyk S. Ice stream sticky spots: a review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams // Earth Science Reviews. 2007. V. 81. № 3–4. P. 217–249. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.01.002

Stone D.B., Clarke G.K.C. In situ measurements of basal water quality and pressure as an indicator of the character of subglacial drainage systems // Hydrological Processes. 1996. V. 10. P. 615–628.

Stratton J.A. Electromagnetic Theory. New York: McGraw-Hill, 1941. 631 p.

Stuart G., Murray T., Gamble N., Hayes K., Hodson A. Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from austre Brøggerbreen, Svalbard // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108, B11. 2525. doi:10.1029/2003JB002435

Studinger M., Bell R.E., Buck W.R., Karner G.D., Blankenship D.D. Sub-ice geology inland of the Transantarctic Mountains in light of new aerogeophysical data // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 220. P. 391–408.

Studinger M., Bell R.E., Frearson N. Comparison of AIRGrav and DT-1A airborne gravimeters for research applications // Geophysics. 2008. V. 73. № 6. P. 151–161.

Studinder M., Bell R.E., Karner G.D., Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richner T.G., Kempf S.D., Peters M.E., Blankenship D.D., Sweeny R.E., Rystrom V.L. Ice cover, landscape setting and geological framework of lake Vostok, East Antarctica // Earth and Planetary Science Reviews Letteers. 2003. V. 205. P. 195–210.

Studinger M., Bell R.E., Tikku A.A. Estimating the depth and shape of Lake Vostok's water cavity from aerogravity data // Geophys. Research Letters. 2004. V. 31. L12401. doi:10.1029/2004GL019801

Sugiyama S., Gudmundsson G.H. Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland // Journ. of Glaciology. 2004. V. 50. № 170. P. 353–362.

Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Kaab A. Svalbard surge dynamics derived from geometric changes // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. P. 50–60.

Sundal A.V., Shepherd A., Nienow P., Hanna E., Palmer S., Huybrechts P. Evolution of supraglacial lakes across the Greenland Ice Sheet // Remote Sensing of Environment. 2009. V. 113. № 10. P. 2164–2171. doi:10.1016/j.rse.2009.05.018

Sundal A.V., Shepherd A., Nienow P., Hanna E., Palmer S., Huybrechts P. Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage // Nature. 2011. V. 469. P. 521–523.

Tabacco I., Bianchni C., Zirrizzotti A., Zuccheretti E., Foieri A., Della Devoda A. Airborne radar survey above Vistok region, east-central Antarctic: ice thickness and Lake Vostok geometry // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 160. P. 62–69.

Tabacco I.E., Cianfarra P., Forieri A., Salvini F., Zirizzotti A. Physiography and tectonic setting of the subglacial lake district between Vostok and Belgica subglacial highlands (Antarctica) // Geophys. Journ. International. 2006. V. 165. P. 1029–1040.

Takeda A., Cox S., Payne A.J. Parallel numerical modelling of the Antarctic ice sheet // Comput. Geoscience. 2002. V. 28. P. 723–734.

Tangborn W.V., Krimmel R., Meier M. A comparison of glacier mass balance by hydrological and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington // IASH Publ. № 104. 1975. P. 185–196.

Tarboton T.G. A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevstion models // Water Resources. 1997. V. 33. P. 309–319.

Tarboton T.G., Ames D.P. Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data. World Water and Environmental Resources Congress. Orlando, Florida, 20–24 May 2001.

Taylor L. Dielectric properties of mixtures // Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on Antennas Propagation. 1965. V. 13. № 6. P. 943–947. doi: 10.1109/TAP.1965

Taylor J., Siegert M.J., Payne A.J., Hubbard B. Regionalscale roughness beneath ice masses: measurement and analysis // Computer Geoscience. 2004. V. 30. № 8. P. 899–908.

Tedesco M. Snowmelt detection over the Greenland ice sheet from SSM/I brightness temperature daily variations // Geophys. Research Lettters. 2007. V. 34. L02504. doi:10.1029/2006GL028466

Tedesco M., Willis I.C., Hoffman M.J., Banwell A.F., Alexander P., Arnold N.S. Ice dynamic response to two modes of surface lake drainage on the Greenland ice sheet // Environmental Research Letters. 2013; 8 (№3): 034007 DOI: 10.1088/17408-9326/8/3/034007

Tikku A., Bell R., Studinger M., Clarke G.K.C., Tabacco I., Ferracciolli F. Influx to subglacial lake Concordia, East Antarctica // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 172. P. 96–104.

Tiuri M.E., Sihvola A.H., Nyfors E., Hallikaiken M. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // Institute of Electrical and Electronics Engineers Journal of Oceanic Engineering. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645

Tobacco I.E., Forieri E.A., Vedova A.D., Zirizzotti A., Bianchi A., De Mechelis P., Passerini A. 14 new subglacial lakes in the Dome C – Vostok area // Terra Antarctic Report. 2003. V. 83. P. 175–179.

Tranter M., Brown G.H., Hodson A.J., Gurnell A.M. Hydrochemistry as an indicator of subglacial drainage system structure: a comparison of alpine and sub-polar environments // Hydrological Processes. 1996. V. 10. P. 541–556.

Truffer M., Echelmeyer K.A., Harrison W.D. Implications of till deformation on glacier dynamics // Journ. of Glaciology. 2001. V. 47. № 156. P. 123–134.

Truffer M., Harrison W.D. In situ measurements of till deformation and water pressure // Journ. of Glaciology. 2006. V. 52. № 177. P. 175–182.

Truffer M., Harrison W.D., Echelmeyer K.A. Glacier motion dominated by processes deep in underlying till // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 153. P. 213–221.

Truffer M., Motyka R.J., Harrison W.D., Echelmeyer K.A., Fisk B., Tulaczyk S. Subglacial drainage at Black Rapids Glacier, Alaska, USA: drilling method and sample description // Journ. of Glaciology. 1999. V. 45. № 151. P. 495–505.

Tulaczyk S. Fast glacier flow and ice streaming, in glacier science and environmental chan ge // Glacier Science and Environmental Change / Ed. P.G. Knight. Malden, MA, USA: Blackwell Publishing, 2007. P. 353–359. doi: 10.1002/9780470750636.ch70

Tulaczyk S.M., Kamb B., Engelhardt H.F. Basal mechanics of ice stream B, West Antarctica. I. Till mechanics // Journ. of Geophys. Research. 2000a. V. 105, B1. P. 463–481.

Tulaczyk S.M., Kamb B., Engelhardt H.F. Basal mechanics of ice stream B, West Antarctica. II.Unined drained plastic bed model // Journ. of Geophys. Research. 2000б. V. 105, B1. P. 483–494.

Turesson A. Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity // Journ. of Applied Geophysics. 2006. V. 58. P. 99–111.

Vallon M., Petit J.-R., Fabre B. Study of an ice core to bedrock in the accumulation zone alpine glacier // Journ. of Glaciology. 1976. V. 17. № 75. P. 13–28.

Van de Berg W.J., van den Broeke M.R., Reijmer C.H., van Meijgaard E. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111. D11104. doi:10.1029/2005JD006495

Van de Hulst H.C. Light scattering by small particles. New York: John Wiley and Sons. Courier Dover Publications, 1957. 470 p.

Van der Veen C.J. Fracture mechanisms approach to penetration of surface crevasses on glaciers // Cold Region Science and Technology. 1998. V. 27. № 1. P. 31–47.

Van der Veen C.J. Fundamentals of Glacier Mechanics. Rotterdam: AA Balkema, 1999. 462 p.

Van der Veen C.J., Jezek K.C., Sterns L. Shear measurements across the northern margin of Whillans ice Stream // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 180. P. 17–29.

Van der Veen C.J., Plummer J.C., Stearns L.A. Controls on the recent speed-up of Jakobshavn Isbr., West Greenland // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 204. P. 770–782.

Van der Wel N., Christoffersen P., Bougamont M. The influence of subglacial hydrology on the flow of Kamb Ice Stream, West Antarctica // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2013. V. 118. P. 97–110. doi:10.1029/2012JF002570.

Vasilenko A.V., Sokolov V.G., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Cuadrado M.L., Navarro F.J. A digital recording system for radioglaciology studies // Bull. of the Royal Society of New Zealand. 2002. V. 35. P. 611–618.

Vaughan D.G., Corr H.F.J., Hugh F.J., Ferraccioli F., Frearson N., O'Hare A., Mach D., Holt J.W., Blankenship D.D., Morse D.L., Young D.A. New boundary conditions for the

West Antarctic ice sheet: subglacial topography beneath Pine Island Glacier // Geophys. Research Letters. 2006, 33(№9), L09501.(10.1029/2005GL025588).
Vaughan D.G., Corr H.F.J., Smith A.M., Pritchard H.D., Shepherd A. Flow-switching and water piracy between Rutfordice Stream and Carlsoninlet, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 2008. V. 54. № 184. P. 41–48.
Vaughan D.G., Corr H.F.J., Ferraccioli F., Frearson N., O'Hare A., Mach D., Holt J.W., Blankenship D.D., Morse D.L., Young D.A. New boundary conditions for the West Antarctic ice sheet: subglacial topography beneath Pine Island Glacier // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. № 9. L09501. doi:10.1029/2005GL025588
Vaughan D.G., Rivera A., Woodward J., Corr H.F.J. Topographic controls on subglacial lake Ellsrorth, West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L18501. doi: 1029/2007GL030769
Vielli A., Jania J., Blatter Y., Funk M. Short-term velocity variations on Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen // Journ. of Glaciology. 2004. V. 50. № 170. P. 389–398.
Vincent C., Descloitres M., Garqmbios S., Legchenko A., Guyyard H., Gilbert A. Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area) // Journ. of Glaciology, 2012. V. 58. № 211. P. 1–13. doi: 10.3189/2012JoG11J179
Wadham J.L., Hodson A.J., Tranter M., Dowdeswell J.A. The hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based high Arctic glacier, south Svalbard: I. The ablation season // Hydrological Processes. 1998. V. 12. P. 1825–1849.
Wadham J.L., Tranter M., Dowdeswell J.A. Hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based high-Arctic glacier, south Svalbard: II. Winter and early spring // Hydrological Processes. 2000. V. 14. P. 1767–1786.
Walder J.S. Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. № 99. P. 273–293.
Walder J.S. Hydraulics of subglacial cavities // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. P. 439–445.
Walder J.S., Fowler A. Channelized subglacial drainage over a deformable bed // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 134. P. 3–15.
Walder J., Hallet B. Geometry of former subglacial channels and cavities // Journ. of Glaciology. 1979. V. 23. № 89. P. 335–346.
Walford M.E.R., Kennet M.I. Interpretation of radio echoes OF from Storglaciären, Northen Sweden // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 110. P. 39–49.
Walter J.I., Brodsky E.E., Tulaczyk S., Schwartz S.Y., Pettersson R. Transient slip events from near-field seismic and geodetic data on a glacier fault, Whillans Ice Plain, West Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. F01021. doi:10.1029/2010JF001754
Wang L., Sharp M.J., Rivard B., Marshall S., Burgess D. Melt season duration on Canadian Arctic ice caps, 2000–2004 // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L19502. doi:10.1029/2005GL023962
Wang L., Sharp M., Rivard B., Steffen K. Melt season duration and ice layer formation on the Greenland ice sheet, 2000–2004 // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. F04013. doi:10.1029/2007JF000760
Wang W.L., Zwally H.J., Abdalati W., Luo S. Modeling of ice flow and internal layers along a flowline through Swiss Camp, West Greenland // Annals of Glaciology. 2001. V. 34. P. 303–308.
Weertman J. Catastrophic glacier advances // IASH Publ. № 58. 1962. P. 31–39.
Weertman J. Rate of growth or shrinkage of nonequilibrium ice sheets // Journ. of Glaciology. 1964a. V. 5. № 38. P. 145–158.

Weertman J. The theory of glacier sliding // Journ. of Glaciology. 1964б. V. 5. № 39. P. 287–303.
Weertman J. Sliding of nontemperate glaciers // Journ. of Geophys. Research. 1967. V. 72. № 2. P. 521–523.
Weertman. J. Water lubrication mechanism of glacier surges // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1969. V. 6. P. 929–942.
Weertman J. A method of setting a lower limit on the water layer thickness at the bottom of an ice sheet from the time required for upwelling of water into a borehole // Hanover Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE), 1968 / Ed. A.J. Gow et al. Hanover, New Hampshire, U.S.A. 3–7 September 1968. IASH Publ. № 86. Cambridge, 1970. P. 69–73.
Weertman J. General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet // Review of Geophysics and Space Physics. 1972. V. 10. P. 287–303.
Welch B.C., Jacobel R.W., Arcone S.A. First results from radar profiles collected along the US-ITASE traverse from Taylor Dome to South Pole (2006–2008) // Annals of Glaciology. 2009. V. 50 (51). P. 35–41.
Wen J., Wang Y., Wang W., Jezek K.C., Liu H., Alluson I. Basal melting and freezing under the Amery Ice Shelf, East Antarctica // Journ. of Glaciology. 2010. V. 56. № 195. P. 81–90.
Werder M.A., Hewitt I.J., Schoof C.G., Flowers G.E. Modeling channelized and distributed subglacial drainage in two dimensions // Journ. of Geophys. Research. 2013.
Wettlaufer J.S., Worster M.G. Premelting dynamics // Annual Review of Fluid Mechanics. 2006. V. 38. P. 427–452.
Whitehouse P.L., Bentley M.J., Le Brocq A.M. A deglacial model for Antarctica: geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of Antarctic glacial isostatic adjustment // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 32. P. 1–24.
Wildey R.L. Generalized photoclinometry for Mariner 9 // Icarus. 1975. V. 25. P. 613–626.
Williams R.S., Jr., Hall D.K., Benson C.S. Analysis of glacier facies using satellite techniques // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. P. 120–128.
Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard // The Dynamics and Mass Budjet of Arctic Glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting. 15–18 January 2007. Pontresina, Switzerland, 2007. P. 130–133.
Willis I.C., Sharp M.J., Richards K.S. Studies of the water balance of Midtdalsbreen, Hardangerjökulen, Norway. II. Water storage and runoff prediction // Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1991/1992. Bd. 27/28. S. 117–138.
Winberry J.P., Anandakrishnan S., Alley R.B. Seismic observations of transient subgacial water flow beneath Mac-Ayeal ice stream, West Antarctica // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. № 11. L11502. doi: 10.1029/2009GL037730
Winebrenner D.P. Acoustic backscattering from sea ice at 10–100kHz. Seattle, WA, University of Washington. Applied Physics Laboratory. Technical Report № 9017. 1991.
Winebrenner D.P., Smith B.E., Catania G.A., Conway H.B., Raymond C.F. Radio-frequency attenuation beneath Siple Dome, West Antarctica, from wide-angle and profiling radar observations // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 226–232.
Wingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. 2006. V. 440. P. 1033–1035. doi:10.1038/nature04660
Wolovick M.J., Bell R.E., Creyts T.T., Frearson N. Identification and control of subglacial water networks under Dome A, Antarctica // Journ. of Geophys. Research. Earth Surf. V. 118. P. 140–154. doi:10.1029/2012JF002555.

Woodward J., Smith A.M., Ross N., Thoma M., Corr H.F.J., King E.C., King M.A., Grosfeld K., Tranter M., Siegert M.J. Location for direct access to subglacial lake Ellsworth: an assessment of geophysical data and modelling // Geophys. Research Letters. 2010. V. 37. № 11. L11501. doi:10.1029/2010GL042884

Wright A., Siegert M. The identification and physiographical setting of Antarctic subglacial lakes: An update based on recent discoveries // Antarctic Subglacial Aquatic Environments / Eds. M.J. Siegert, M.C. Kennicutt II, R.A. Bindschadler. Geophys. Monography Series. V. 192. AGU. Washington, D.C, 2011. P. 9–26. doi: 10.1029/2010GM000933

Wright P., Siegert M.J., Le Brocq A.M., Gore D.B. High sensitivity of subglacial hydrological pathways in Antarctica to small ice-sheet changes // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L17504. doi:10.1029/2008GL034937

Wright A.P., Young D.A., Roberts J.L., Schroeder D.M., Bamber J.L., Dowdeswell J.A., Young N.W., Le Brocq A.M., Warner R.C., Payne A.J., Blankenship D.D., van Ommen T.D., Siegert M.J. Evidence of a hydrological connection between the ice divide and ice sheet margin in the Aurora Subglacial Basin, East Antarctica // Journ. of Geophys. Research. 2012. V. 117. F01033. doi:10.1029/2011JF002066

Zimmerman R.W., King M.S. The effect of the extent of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost // Geophysics. 1986. V. 51. № 6. P. 1285–1290.

Zryd A. Conditions dans la couche basale témperés: contraines, teneur en eau et trottment inférieur. Ph.D. thesis. Versuchabstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Eidgenössischen Technischen Hochschule. Zürich, 1991.

Zwally H.J., Abdalati W., Herring T., Larson K., Saba J., Steffen K. Surface melt–induced acceleration of Greenland ice-sheet flow // Science. 2002. V. 297. № 5579. P. 218–221. doi:10.1126/science.1072708

Оглавление

Предисловие 3
Введение 5

ГЛАВА 1. Вода в ледниках: современные представления 7
1.1. Гидротермическое состояние и режим ледников 7
1.2. Зоны льдообразования и их гидротермический режим 9
1.3. Пути поступления и включения воды в ледниках 11
1.3.1. Движение воды в фирновой толще 12
1.3.2. Скопления воды в толще и у ложа ледников 13
1.3.3. Водопроницаемость и влагосодержание теплого льда 15
1.3.4. Дренажные системы и течение воды в ледниках 19
1.3.5. Быстрая дренажная система 21
Каналы Ретлисбергера 21
1.3.6. Медленная дренажная система 23
Пленка воды на ложе 24
Слой воды на ложе 24
Каналы Ная 24
Подледниковые полости 25
Система связанных подледниковых полостей 25
Слой воды на шероховатом ложе 27
Объединенная модель каналы–полости 30
Переохлажденная вода под ледниками 31
Вода в подледниковых отложениях 32
1.3.7. Взаимодействие дренажных систем в ледниках 33
1.4. Влияние воды на динамику ледников 35
1.4.1. Сезонные вариации скорости 35
1.4.2. Скорость скольжения по твердому ложу 36
1.4.3. Вертикальные смещения и раскрытие полостей 39
1.4.4. Давление и запасы воды на ложе 41
1.4.5. Короткопериодные вариации скорости 42
1.4.6. Скольжение по рыхлому ложу 43
1.5. Влияние воды на динамическую нестабильность ледников 46
1.5.1. Механизмы ледниковых подвижек 46
Термическая нестабильность 47
Гидрологическая нестабильность 48
Механизм водной смазки 49
Механизм связанных полостей 51
Деформируемое ложе 55
1.5.2. Подвижки политермических и теплых ледников:
факты и возможные механизмы 56

1.6. Выводы 58

ГЛАВА 2. Дистанционные и геофизические методы исследования воды в ледниках 60
2.1. Области поверхностного таяния 61
2.1.1. Съемки в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах 61
2.1.2. Пассивная микроволновая радиометрия 66
2.1.3. Активная радиорефлектометрия 71
2.1.4. Радиозондирование и DGPS измерения 78
2.2. Поверхностная дренажная сеть 80
2.3. Наледниковые озера и водоемы 83
2.3.1. Изменения площади наледниковых озер по данным MODIS 83
2.3.2. Глубина и объем наледниковых озер по данным MODIS 85
2.3.3. Глубина и объем наледниковых озер и водоемов по данным ASTER 89
2.3.4. Дренирование наледниковых озер 92
Влияние наледниковых озер на сезонные вариации скорости ледников Гренландии 96
2.4. Идентификация политермических ледников по характеру радиолокационных отражений 101
2.5. Содержание воды в ледниках 103
2.5.1. Оценка по мощности обратного рассеяния включениями воды в теплом льду 103
2.5.2. Оценка по коэффициенту отражения от ВОГ 106
2.5.3. Оценка по скорости распространения радиоволн 111
2.5.4. Оценка по скорости распространения сейсмических волн 116
2.5.5. Оценка по данным электро- и сейсмозондирования 117
2.6. Методы измерения скорости распространения радиоволн в ледниках 120
2.6.1. Сравнение данных радиозондирования и бурения 120
2.6.2. Радиолокационный каротаж скважин 120
2.6.3. Оценка по гиперболическим отражениям 123
2.6.4. Наклонное радиозондирование 126
Метод годографа для двухпозиционных ОГТ-измерений 126
Скоростной анализ данных двухпозиционных ОГТ-измерений методом подобия 126
Метод непрерывных многопозиционных измерений 127
Интервальные скорости по данным радиозондирования и ОГТ-измерений 128
2.6.5. Ошибки определения скорости радиоволн и содержания воды в ледниках по данным двухпозиционных ОГТ-измерений 131
2.7. Макроскопления воды в толще и у ложа ледников 134
2.7.1. Изменения количества и положения 136
2.7.2. Оценка размеров по мощности отражений 137
2.7.3. Оценка заполненности и размеров по гиперболическим отражениям 140
2.7.4. Оценка заполненности по вертикальным сериям гиперболических отражений 147
2.7.5. Распределение придонных трещин по данным радио- и сейсмозондирования 150
2.7.6. Метод ПМР для обнаружения крупных скоплений воды 155

2.8. Условия на нижней границе ледников 158
2.8.1. Зависимость отражающих характеристик ложа от его свойств 159
Отражение от гладких плоских границ раздела 159
Отражение от подстилающих пород разного состава и термического состояния 160
Отражение от слоя воды на ложе 162
Отражение от придонного слоя водосодержащего льда 163
Отражение от морской воды, солоноватого льда и тилла 163
Отражение от шероховатого ложа 164
2.8.2. Интенсивность отражения от ложа и поглощение во льду 165
Поглощение в холодном льду 166
Поглощение в шельфовых ледниках 172
Изменение относительной интенсивности отражений 174
Измерения на двух частотах 180
2.8.3. Оценка по мощности отраженных сигналов (BRP) от ложа 183
2.8.4. Шероховатость ложа 186
Ледник Слессор 186
Ледник Тоттен 190
Ледник Пайн-Айленд 192
2.8.5. Оценка по интенсивности, форме и федингу отраженных сигналов 196
2.8.6. Оценка по соотношению зеркальной и диффузной составляющих в энергии отражений 201
2.8.7. Условия на нижней границе по сейсмическим данным 203
Оценка по скорости распространения сейсмических волн 203
Оценка по амплитудным и фазовым характеристикам сейсмических отражений 204
О возможности обнаружения тонких слоев воды у ложа ледников сейсмоэлектрическим методом 210
2.9. Крупные скопления воды на ложе 211
2.9.1. Идентификация по данным спутниковой альтиметрии 213
2.9.2. Идентификация и оценка размеров по данным радиозондирования 215
2.9.3. Изменения высоты поверхности над активными подледниковыми озерами 217
Антарктида 217
Аляска 223
Исландия 224
2.10. Условия на нижней поверхности плавучих ледников 227
2.11. Дистанционные методы определения линии налегания плавучих ледников 230
Картирование линии налегания в Антарктиде 236
2.12. Скорость донного таяния у линии налегания ледников 239
2.12.1 Оценка по данным радиозондирования и моделирования 239
2.12.2. Оценка балансовым методом по поверхностной скорости и толщине льда 242
2.13. Таяние в краевой части плавучих ледников 244
2.14. Выводы 247

ГЛАВА 3. Вода в ледниках Арктики и Субантарктики: опыт применения геофизических методов 251

3.1. Районы и объекты исследований 251
3.2. Радиолокационная аппаратура и методика исследований 252
3.3. Результаты исследований 254
3.3.1. Ледник Ханс 254
Повторные измерения на поперечном профиле 255
Измерения в фиксированной точке 256
Наклонное радиозондирование 259
3.3.2. Ледник Фритьоф 262
Изменение толщины льда и гидротермической структуры 264
Изменение скорости радиоволн и содержания воды в теплом льду 266
Топография поверхности и ложа 269
Изменение высоты поверхности, границ, площади и объема 270
Изменение высоты поверхности и напряжения сдвига на ложе 272
Изменение поверхностной скорости 275
Изменение подледниковой гидрологической сети 278
Возможные механизмы подвижки ледника Фритьоф в 1990-х годах 279
3.3.3. Ледниковое плато Амундсена 281
3.3.4. Ледник Тавле 287
3.3.5. Ледники Джонсонс и Хард 289
Толщина льда и подледный рельеф 292
Содержание воды: оценка по скорости распространения сейсмических волн 292
Оценка по гиперболическим отражениям 292
Оценка по данным ОГТ-измерений 294
3.4. Выводы 294

ГЛАВА 4. Распределение и динамика воды в ледниках: результаты дистанционных и геофизических исследований 297
4.1. Содержание воды в теплых и политермических ледниках 298
4.1.1. Пространственные изменения 299
Ледники Шпицбергена 299
Ледник Гренц в Альпах 302
4.2. Изменения содержания воды и гидротермической структуры 307
4.2.1. Короткопериодные изменения 307
4.2.2. Изменения в период таяния 307
4.2.3. Длиннопериодные изменения 319
4.2.4. Гидрологический механизм отепления холодных ледников 330
4.3. Связь гидротермического состояния политермических ледников с их подвижками 331
4.4. Гидравлический потенциал и подледниковая дренажная сеть 333
4.4.1. Ледники на Шпицбергене 333
Ледники Ханс и Вереншельд 333
Ледник Средний Ловен 340
4.4.2. Ледники на Аляске и в Канаде 340
4.4.3. Ледники в Исландии 342
4.5. Таяние-намерзание под ледниковыми покровами по данным численного моделирования 345
4.5.1. Антарктида 345

4.5.2. Гренландия 352
4.6. Таяние-намерзание под шельфовыми ледниками Антарктиды 354
4.7. Таяние-намерзание под ледяными потоками и выводными ледниками 359
4.7.1. Ледяные потоки в секторе моря Амундсена 360
Ледники Пайн-Айленд и Туэйтс 360
4.7.2. Ледяные потоки Росса 367
4.7.3. Ледяные потоки Ратфорд и Карлсон Инлет 373
4.7.4. Пятна прилипания на ложе ледяных потоков 376
4.8. Влияние подледниковой гидрологии на динамику ледников 381
4.8.1. Общая модель взаимодействия подледниковых гидрологических систем с ледниковым покровом 382
4.8.2. Модель подледниковых каналов и колебания скоростей ледников Гренландии 385
4.8.3. Гидрологическая модель с эквивалентным пористым слоем и режимы движения горного ледника 393
4.9. Подледниковые озера в Антарктиде 395
4.9.1. Идентификация, инвентаризация и классификация 395
4.9.2. Количество и размеры 400
Площадь 403
Глубина и объем 406
4.9.3. Распределение и связь с топографией ложа 407
Географическое распределение 407
Связь с региональной топографией ложа 410
4.9.4. Активные подледниковые озера 410
Район ледяных потоков Кема (C) и Биндшадлера (D) 413
Район ледяных потоков Вилланса (B) и Мерсера (A) 413
Район ледяного потока Мак-Эйла (E) 418
Подледниковое озеро Кука 425
Район подледникового трога Адвенчур 426
Район ледника Академия 427
Район озера Восток 428
Район подледникового бассейна Аврора 432
4.9.5. Инвентаризация активных озер Антарктиды 434
4.10. Внутренние отражающие слои и свободная от радиоэха зона 435
4.10.1. Намерзший озерный лед над подледниковым озером Восток 436
4.10.2. Слой намерзшего льда в районе купола А и гор Гамбурцева 439
4.11. Подледниковые дренажные сети ледниковых покровов 445
4.11.1. Антарктида. Подледниковый трог Адвенчер 445
Подледниковый трог Адвенчер 445
4.11.2. Гренландия 457
4.11.3. Сравнение дренажных сетей Антарктиды и Гренландии 462
4.12. Выводы 464

Заключение 469
Summary 475
Литература 477
Оглавление 518

Contents

Foreword 3
Introduction 5

CHAPTER 1. Water in glaciers: modern ideas 7
1.1. Hydrothermal state and regime of glaciers 7
1.2. Ice facies zones and hydrothermal regime 9
1.3. Water routes and inclusions in glaciers 11
1.3.1. Water movement in firn 12
1.3.2. Accumulation of water in the ice body and at the glacier bed 14
1.3.3. Water permeability and water content of temperate ice 15
1.3.4. Drainage systems and water flow in glaciers 19
1.3.5. Fast drainage system 21
Röthlisberger channels 21
1.3.6. Slow drainage system 23
Water film on bedrock 24
Water layer on bedrock 24
Nyechannels 24
Subglacial cavity 25
System of connected subglacial cavities 25
Water layer on a rough bed 27
Combined model channels/cavities 30
Supercooled water under glaciers 31
Water in subglacial sediments 32
1.3.7. Interaction of drainage systems in glaciers 33
1.4. Effect of water on glacier dynamics 35
1.4.1. Seasonal variation of velocity 35
1.4.2. Sliding velocity on the hard bed 36
1.4.3. Vertical displacements and disclosure of cavities 39
1.4.4. Pressure and water storages on the bed 41
1.4.5. Short-velocity variations 42
1.4.6. Slipping on loose bedrock 43
1.5. Effect of water on the dynamic instability of glaciers 46
1.5.1. Mechanisms of glacier surges 46
Thermal instability 47
Hydrological instability 48
The mechanism of water-based lubricant 49
Mechanism of connected cavities 51
Deformable bedrock 55
1.5.2. Surges of polythermal and temperate glaciers: facts and possible mechanisms 56

1.6. Conclusions 58

CHAPTER 2. Remote and geophysical methods study of water in glaciers 60
2.1. Areas of surface melting 61
2.1.1. Survey in the visible and near-infrared bands 61
2.1.2. Passive microwave radiometry 66
2.1.3. Active radiowave scatterometry 71
2.1.4. Radio echo-sounding and DGPS measurements 79
2.2. Surface drainage network 80
2.3. Supraglacial lakes and ponds 83
2.3.1. Changes in the area of supraglacial lakes from MODIS data 83
2.3.2. The depth and volume of supraglacial lakes from MODIS data 85
2.3.3. The depth and volume of supraglacial lakes and ponds from ASTER data 89
2.3.4. Drainage of supraglacial lakes 92
Influence of supraglacial lakes on seasonal variations of glacier velocity in Greenland 96
2.4. Identification of polythermal glaciers by character of radar reflections 101
2.5. Assessments of water content in glaciers 103
2.5.1. Backscatter power from water inclusions in temperate ice 103
2.5.2. Reflection coefficient of the IRH 106
2.5.3. Velocity of radio waves propagation 111
2.5.4. Velocity of seismic waves propagation 115
2.5.5. Data of electrical and seismic sounding 117
2.6. Methods for measuring the velocity of radio waves propagation in glaciers 120
2.6.1. Comparison of radar data and drilling 120
2.6.2. Radar borehole logging 120
2.6.3. Hyperbolic reflections 123
2.6.4. Wide-angle radio echo-sounding 126
Hodograph method for bistatic CMP measurements 126
Similarity velocity analysis of bistatic CMP data 126
Method of continuous multioffset measurements 127
Interval velocity from radar data and CMP measurements 128
2.6.5. Errors in determining of radio waves velocities and the water content in glaciers by CMP measurements 134
2.7. Large bodies of water in glaciers and at bedrock 134
2.7.1. Changes in their number and location 136
2.7.2. Size evaluation by reflection power 137
2.7.3. Filling and size evaluation by hyperbolic reflections 140
2.7.4. Filling evaluation by vertical series of hyperbolic reflections 147
2.7.5. Distribution of bottom crevasses by radio and seismic sounding data 150
2.7.6. SNMR method for detection of large water bodies 155
2.8. Conditions at the lower boundary of glaciers 158
2.8.1. Dependence of the reflective characteristics of the bed from its properties and thermal state 159
Reflection on smooth flat interfaces 159
Reflection from the underlying rocks of different composition and thermal state 160

Reflection from the water layer on the bed....162
Reflection from the bottom layer of ice with water....163
Reflection from the sea water, salty ice and till....163
Reflection from a rough bed....164
2.8.2. Intensity of bedrock reflection and absorption in ice....165
Absorption in cold ice....166
Absorption in ice shelves....172
Variation of relative intensities of reflections....174
Measurements at two frequencies....180
2.8.3. Evaluation based on the bedrock reflection power (BRP)....183
2.8.4. Roughness of the bed....186
Slessor Glacier....186
Totten Glacier....190
Pine Island Glacier....192
2.8.5. Evaluation based on intensity, shape and fading of reflected signals....196
2.8.6. Evaluation based on the ratio of specular and diffuse components in reflections power....201
2.8.7. Conditions at the lower boundary by seismic data....203
Evaluationbased on the velocity of seismic waves propagation....203
Evaluation based on amplitude and phase characteristics of seismic reflections....204
On the possibility ofdetectionof thin water layersatglacier bedby seismjelectricmethod....210
2.9. Large bodies of water on the bed....211
2.9.1. Identification by satellite altimetry data....214
2.9.2. Identification and size assessment by radar data....215
2.9.3. Changes of surface elevation over the active subglacial lakes....217
Antarctica....217
Alaska....223
Iceland....224
2.10. Conditions at the lower surface of the floating glaciers....227
2.11. Remote methods of detection of grounding lines of floating glaciers....230
Mapping of grounding lines in Antarctica....236
2.12. Rates of bottom melting at grounding line....239
2.12.1 Assessment based on radar data and modeling....239
2.12.2. Assessment with balance method using ice surface velocity and thickness....242
2.13. Melting in the edge of the floating glaciers....244
2.14. Conclusions....247

CHAPTER 3. Water in glaciers in the Arctic and sub-Antarctic: experience of application of geophysical methods....251
3.1. Regions and objects of studies....251
3.2. Radar equipment and methods of research....252
3.3. The results of studies....254
3.3.1. Hansbreen....254
Repeated measurements on a transverse profile....255
Measurements at a fixed point....256

CMP radiosounding 259
3.3.2. Fridtjofbreen 262
Change of ice thickness and hydrothermal structure 264
Change of radio waves velocity and water content in temperate ice 266
Topography of glacier surface and bedrock 269
Change of surface elevation, glacier outlines, area and volume 270
Change of surface elevation and bedrock shear stress 272
Change of surface velocity 275
Change of subglacial hydrological network 278
Possible mechanisms of Fridtjofbreen surge in the 1990s 279
3.3.3. Amundsenissen ice field 281
3.3.4. Glacier Tavlebreen 287
3.3.5. Johnsons and Hurd Glaciers 289
Ice thickness and subglacial topography 292
Water content: assessment based on seismic velocity 292
Assessment based on of hyperbolic reflections 292
Assessment based on of CMP measurements 294
3.4. Conclusions 294

CHAPTER 4. Distribution and dynamics of water in glaciers: results of remote sensing and geophysical studies 297
4.1. The water content in temperate and polythermal glaciers 298
4.1.1. Spatial changes 299
Glaciers in Svalbard 299
Grenzgletcher in the Alps 302
4.2. Changes of water content and hydrothermal structure 307
4.2.1. Short-term changes 307
4.2.2. Changes during melting period 307
4.2.3. Long-term changes 319
4.2.4. Hydrological mechanism of cold glacier warming up 330
4.3. Relation of hydrothermal state of polythermal glaciers with their surges 331
4.4. Hydraulic potential and subglacial drainage network 333
4.4.1. Glaciers in Svalbard 333
Hansbreen and Werenskioldbreen 333
Midre Lovénbreen 340
4.4.2. Glaciers in Alaska and Canada 340
4.4.3. Glaciers in Iceland 342
4.5. Melting/accretion under ice sheets according to numerical simulation 345
4.5.1. Antarctica 345
4.5.2. Greenland 352
4.6. Melting/accretion under the ice shelves in Antarctica 354
4.7. Melting/accretion under ice streams and outlet glaciers 359
4.7.1. Ice streams in the Amundsen Sea sector 360
Pine Island and Thwaites glaciers 360
4.7.2. Ross ice streams 367
4.7.3. Rutford and Carlson Inlet ice streams 373
4.7.4. Sticky spots on bed of ice streams 376

4.8. Influence of subglacial hydrology on glaciers dynamics 381
4.8.1. The general model of interaction of subglacial hydrological systems with ice sheet 382
4.8.2. Model of subglacial channels and ice velocity fluctuations in Greenland 385
4.8.3. Hydrological model with an equivalent porous layer and movement modes of mountain glaciers 393
4.9. Subglacial lakes in Antarctica 395
4.9.1. Identification, inventory and classification 395
4.9.2. The number and sizes 400
Area 403
Depth and volume 406
4.9.3. Distribution and relationship with bedrock topography 407
Geographical pattern 407
Relation with local bed topography 410
4.9.4. Active subglacial lakes 410
Region of Kamb (C) and Bindshadler (D) ice streams 413
Region of Willans (B) and Mercer (A) ice streams 413
Region of McAyel (E) ice stream 418
Subglacial Cook Lake 425
Region of Adventure subglacial trench 426
Region of Academy Glacier 427
Region of Lake Vostok 428
Region of Aurora subglacial basin 432
4.9.5. The inventory of active lakes in Antarctica 434
4.10. Internal reflective layers and echo free zone 435
4.10.1. The frozen lake ice over the subglacial Lake Vostok 436
4.10.2. The frozen layer of ice in the vicinity of Dome A and Gamburtsev mountains 439
4.11. Subglacial drainage networks ice sheets 445
4.11.1. Antarctica 445
Adventure subglacial trench 445
4.11.2. Greenland 457
4.11.3. Comparison of drainage networks in Antarctica and Greenland 463
4.12. Conclusions 464

General conclusions 469
Summary 475
References 477
Contents 518

Научное издание

Андрей Федорович Глазовский
Юрий Яковлевич Мачерет

Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований

Утверждено к печати
Ученым советом Института географии РАН

Редактор *Л.В. Филиппова*
Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

ООО "Издательство ГЕОС"
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 15.12.2014
Формат $70\times100^{1}/_{16}$. Печать офсетная. Бумага офсетная № 1, 80 г/м^2.
Уч.-изд. л. 50 п.л. Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6