

ГЛАВА 9

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ СИСТЕМЫ

*А. Н. Кренке, М. Д. Ананичева, П. Ф. Демченко, А. В. Кислов, Г. А. Носенко,
В. В. Поповнин, Т. Е. Хромова*

ВВЕДЕНИЕ

Этот раздел посвящен методам оценки влияния изменений климата на оледенение. При этом имеются в виду современные изменения климата, произошедшие в XX в., и возможные в ближайшее столетие. Поэтому здесь не рассматриваются методы оценки ледниковых и межледниковых периодов и сценарии палеогляциологии, хотя они могут привлекаться как аналоги. Основное внимание уделено горному оледенению и оледенению архипелагов и отдельных островов, которые имеются в настоящее время на территории России.

Ледники привлекают к себе внимание прежде всего как ресурс пресной воды и в связи с угрозой опасных гляциальных явлений. В обоих случаях они выступают в роли весьма нестабильных природных объектов. Ледники находятся на поверхности раздела литосфера — атмосфера. Еще М. В. Ломоносов говорил о “морозном слое атмосферы” (Котляков, 2004).

Наземное оледенение откликается на всевозможные внешние изменения климатических условий. Таким образом, чувствительность оледенения к изменению климата и потенциально значительные для человечества последствия его деградации требуют надежных оценок изменения состояния ледников в условиях современного и ожидаемого в ближайшем будущем климата. Для получения таких оценок и для анализа остающихся неопределенностей необходимы данные мониторинга и соответствующий комплекс методов.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (ПАРАМЕТРЫ) ЛЕДНИКОВ

По определению П. А. Шумского (1975), ледники — движущиеся естественные скопления льда атмосферного происхождения на земной поверхности. Они возникают там, где накопление твердых осадков за год (аккумуляция) превышает сумму их таяния с последующим стоком и испарения (абляцию). От суммы твердых осадков в свободной атмосфере аккумуляция отличается из-за их ветровой концентрации (во впадинах рельефа или на подветренных, а иногда и на наветренных склонах) или сноса с плато, береговых склонов или ледниковых куполов. Различия могут быть также обусловлены сходом лавин со склонов. В толще ледников в результате рекристаллизации и замерзания фильтрующейся вглубь талой воды в порах снег превращается сначала в фирн (многолетний уплотненный снег, состоящий из связанных между собой ледяных зерен), а затем в лед или сразу в лед вследствие заполнения всех пор между снежинками замерзающей там талой водой.

Там, где аккумуляция превышает абляцию, возникают разные зоны льдообразования:

- рекристаллизационная зона, где таяние отсутствует;
- холодная фирновая зона, где талая вода не проникает на всю толщу фирна;
- теплая фирновая зона, где талая вода достигает льда;
- зона наложенного льда, где талая вода, заполнив толщу снега и фирна, замерзает вто-

рично при контакте с подстилающим холодным льдом;

— фирново-ледяная зона, где в результате движения ледника фирн вынесен в зону абляции и где происходит его таяние.

Интенсивность абляции определяется тепловым балансом поверхности ледников. Эта поверхность способствует выхолаживанию относительно теплого воздуха вследствие турбулентного потока тепла в холодный ледник и повышенного альбедо снега и льда. Все это следует учитывать при расчетах таяния и испарения по метеорологическим данным.

Ледники движутся вследствие деформации льда под собственным давлением и скольжения по ложу и сколам во льду. Из-за движения и возникает область абляции — область, куда “выдвигается” лед и где по термическим условиям он должен растаять. В случае достижения движущимся льдом границы моря к абляции добавляется расход льда на откол айсбергов и абразию (волновую и тепловую) ледяных обрывов на фронтах ледников. Абразия — таяние и размыв фронтов ледников морской или озерной водой.

Основные типы ледников — ледниковые покровы и горные ледники. Ледниковые покровы образуют обширные ледниковые купола, растекающиеся от центра к периферии независимо от подстилающего рельефа. Только у краев большинство покровов образуют выводные ледники, вырабатывающие долины из-за экзарации ложа (выпахивания и выноса подстилающих пород, что приводит к образованию ледниковых долин). Несколько куполов могут сливаться, образуя единый ледниковый покров. Так, В. М. Котляков выделяет шесть основных куполов в ледниковом покрове Антарктиды (Котляков, 2000). Малые покровы образуют малые купола. Выходя на плаву на море, покровы образуют шельфовые ледники. У достигающих моря ледников область абляции может отсутствовать, а расход льда происходит лишь из-за откола айсбергов и абразии.

Форма, размеры и движение горных ледников зависят от подстилающего рельефа и климата. Основные морфологические типы горных ледников следующие:

- висячие на крутых высоких склонах;
- каровые в котловинах вблизи водоразделов хребтов;
- простые, сложные (с притоками) и дендритовые (с притоками второго или больших порядков) долинные ледники, от перевалов в обе стороны нередко спускаются переметные долинные ледники;
- вершины, в частности вершины вулканов, со всех сторон покрытые льдом, образуют ледниковые купола в горах, сглаживающие рельеф.

Ниже перечислены основные параметры горных ледников, в том числе меняющиеся с изменениями климата.

1. Экспозиция.
 2. Высоты наивысшей точки и конца ледника.
 3. Площадь ледника и ее распределение по высоте (гипсографическая кривая).
 4. Длина ледника.
 5. Средняя толщина и объем ледника.
 6. Распределение абляции и аккумуляции по высоте, суммарные аккумуляция, абляция и баланс массы.
 7. Скорость движения и ее распределение по леднику.
 8. Высота границы питания (ВГП) — границы между областями аккумуляции и абляции.
 9. Высота границ зон льдообразования.
 10. Температура в толще ледника, в том числе наличие слоев с температурой, равной 0°C.
 11. Скорость и глубина инфильтрации воды в толщу фирна, наличие ледниковых колодцев и каналов с водой в толще ледника.
 12. Распределение температуры на ложе ледника, наличие донного таяния.
- Для островных ледников к ним добавляются следующие.

13. Длина ледяных берегов, в том числе продуцирующих айсберги, и средний годовой расход льда на образование айсбергов.

Параметры, непосредственно меняющиеся с изменением климата, — распределение аккумуляции и абляции с высотой и зависящие от них ВГП, баланс массы и гипсографические кривые.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ

Ледниковая система — совокупность ледников, обладающая общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями (Кренке, 1982).

Можно говорить о ледниковых системах разных масштабов — от локального до глобального. Оценка влияния климата на их режим выполняется для отдельных архипелагов для островного оледенения и для отдельных хребтов или нагорий для горного оледенения. Такие системы объединены не только рельефом, но и особенностями циркуляции атмосферы, определяющими климат.

Основные характеристики горных ледниковых систем таковы:

- число входящих в них ледников;
- распределение ледников по морфологическим типам;
- общая площадь ледников и ее распределение по морфологическим типам, высоте — высшие и низшие точки на льду в ледниковых системах, экспозиции;
- изолинии ВГП, расчетных на ней абляции, аккумуляции, осадков и стока, построенные с использованием средних значений по группам (5—15 ледников);
- суммарные абляция, аккумуляция, баланс массы и ледниковый сток для систем и их распределение по высоте и экспозиции;
- распределение площади поверхности льда, взвешенной по размерам ледников и по высотным интервалам.

Для островных ледниковых систем к ним добавляются длина ледяных берегов и продукция айсбергов для системы в целом.

Состояние более крупных (региональных, континентальных и глобальных) ледниковых систем может быть оценено с помощью интерполяции по данным о локальных системах.

НАЗЕМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЛЕДНИКАМИ

Основные типы наземных наблюдений за ледниками можно описать следующим образом.

1. Самое массовое и, по-видимому, первое по времени наблюдение — определение положения концов горных ледников на основе геодезической съемки или барометрического нивелирования, а также определение положения ледниковых берегов с нанесением их на карты для островных ледников и ледниковых щитов.

2. Повторные геодезические съемки ледников включая наземные фототеодолитные измерения для определения текущего положения краев ледников и рельефа их поверхности на момент съемки, а также их изменения во времени (“колебания ледников”).

3. Наземные гравиметрические и радиолокационные измерения толщины льда с последующим вычислением его объема. С помощью радиолокации оцениваются также слоистость ледников и наличие в них воды.

4. Измерения аккумуляции и абляции на ледниках по изменению высоты забуренных в них рек. Разность аккумуляции и абляции за год называется балансом ледника. Для ледников, выходящих к морю, из поверхностного баланса вычитается расход льда на образование айсбергов и абразию.

5. Стандартные метеорологические наблюдения на поверхности ледника и вблизи его бортов или ниже конца (желательно в областях аккумуляции и абляции).

6. Выполнение теплорасчетных, в том числе актинометрических наблюдений на леднике и вблизи него*.

7. Измерение скорости движения ледников (как правило, по тем же рейкам, что используются для измерения абляции и аккумуляции).

8. Исследования трансформации снега в лед (по наблюдениям в шурфах и скважинах в области аккумуляции) и инфильтрации талой воды.

9. Измерения стока с ледников на створе у его конца.

10. Бурение ледников с отбором керна и определением изотопного состава льда, воды и воздуха в пузырьках во льду (включая изотопный состав кислорода) для определения годовых слоев, их возраста и климатических условий отложения.

11. Изучение тектонической структуры ледников по выходам слоев на поверхность.

12. Измерение температуры льда в буровых скважинах и воды в ледниковых трещинах, пещерах и каналах.

13. Наблюдения за опасными подвижками ледников (пульсации), когда скорость их движения увеличивается во много раз. Это возможно при переходе ложа ледника из холодного состояния в теплое. Подвижки маловероятны в постоянно холодных или постоянно теплых ледниках с нулевой температурой на ложе.

14. Исследование свежих ледниковых отложений — морен — с определением их возраста по лишайникам на камнях (лихенометрия) или возраста выросших на них кустарников или деревьев (дендрохронология).

15. Изучение химического состава льда и ледникового стока.

Возможны и некоторые другие специальные измерения, например, надвигов льда по

сколам, которые могут составлять заметную часть движения.

ФОРМИРОВАНИЕ АРХИВОВ ДАННЫХ О СОСТОЯНИИ ЛЕДНИКОВ. ИСТОЧНИКИ И АРХИВЫ ДАННЫХ

Создание архивов данных наблюдений за состоянием ледниковых систем началось одновременно и развивалось параллельно с гляциологическими исследованиями. Международная деятельность по накоплению информации об изменении состояния ледников была начата в 1894 г. по инициативе Международной комиссии по ледникам на Шестом геологическом конгрессе в Цюрихе.

Мировая служба мониторинга ледников

В настоящее время Всемирная служба мониторинга ледников (WGMS, World Glacier Monitoring Service, www.wgms.ch) собирает стандартизованную информацию о распространении ледников (каталоги ледников) и об изменениях во времени их массы, объема, площади и длины (колебания ледников). WGMS является службой Международной ассоциации криосферных наук (IACS, International Association of Cryospheric Sciences), Международного союза геодезии и геофизики (IUGG, International Union of Geodesy and Geophysics) и Федерации астрономических и геофизических служб анализа данных (FAGS, Federation of Astronomical and Geophysical Data Analysis Services).

В рамках службы организована сеть национальных корреспондентов, собираются и публикуются стандартизированные данные о ледниках, расположенных в разных регионах Земли. Эта информация является вкладом в Международную гидрологическую программу (ИП, International Hydrological Programme) ЮНЕСКО.

* На основе наблюдений, описанных в пунктах 5 и 6, оценивается влияние ледников на климат (обратная связь).

WGMS тесно сотрудничает с Мировым центром данных по гляциологии, расположенным в Национальном центре данных о снеге и льде (NSIDC, National Snow and Ice Data Center), работающем в г. Боулдер (США), и проектом “Глобальные измерения наземных льдов из космоса” (GLIMS, Global Land Ice Measurements from Space). WGMS входит в Глобальную сеть наблюдений за ледниками GTN-G (Global Terrestrial Network for Glaciers), цель которой — комбинирование полевых и дистанционных наблюдений.

Доступ к информации о состоянии ледников возможен на сайте службы WGMS через интерактивные карты:

— колебания ледников (http://www.geo.unizh.ch/wgms/FV_world/index.html);

— колебания фронта ледников в Альпах (http://www.geo.unizh.ch/wgms/FV_alps/index.html);

— баланс массы ледников (http://www.geo.unizh.ch/wgms/MB_world/index.html).

Служба имеет два основных периодических издания. В сборнике “Колебания ледников” раз в пять лет публикуются стандартизированные данные о колебаниях ледников. Последние выпуски доступны на сайте службы в режиме онлайн, а остальные существуют в виде печатных изданий. Бюллетень “Баланс массы ледников” раз в два года публикует информацию о балансе массы отдельных ледников. Информация представлена как в табличном, так и в графическом виде. Все номера доступны в режиме онлайн. Некоторые также существуют в виде печатных изданий.

Наблюдения за колебаниями ледников в России

Планомерные целенаправленные наблюдения за колебаниями ледников в России были начаты в конце XIX в. по международной программе. Во время Международного геофизического года (1957—1959 гг.) был создан Межведомственный геофизический комитет при

Президиуме АН СССР. Он включал Секцию гляциологии, организовавшую двухлетние экспедиции на Землю Франца-Иосифа, Новую Землю, Полярный Урал, Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Алтай, Сунтар-Хаяту.

В 1966—1974 гг. в рамках Международного гидрологического десятилетия (МГД) в СССР проводились наблюдения в 11 горно-ледниковых бассейнах на Кавказе, Тянь-Шане, Памиро-Алае, Памире, Полярном Урале и Камчатке. Основное внимание уделялось балансу массы ледников, формированию ледникового стока и зонам льдообразования. В 2007—2009 гг. гляциологи приняли участие в работах по Международному полярному году (МППГ).

В настоящее время в Секции гляциологии, объединяющей исследователей большинства стран СНГ, несмотря на прекращение работы Межведомственного геофизического комитета, куда она входила, существует Рабочая группа мониторинга ледников. Эта группа собирает и систематизирует данные по колебаниям ледников и отправляет их в Всемирную службу мониторинга ледников (WGMS) в Швейцарию. Эта служба регулярно публикует сводные данные по колебаниям ледников в сборниках “Колебания ледников” (FoG, Fluctuation of Glaciers) и “Баланс массы ледников” (MBB, Mass Balance Bulletin).

Оценка эволюции современного оледенения базируется в основном на следующих данных измерений: данных о колебаниях положения концов ледников, данных об изменении площади ледников, данных о балансе массы или изменении объема ледников.

На территории бывшего СССР на Памире, Тянь-Шане, Кавказе, Алтае, Урале, Камчатке наблюдения за колебаниями положения концов небольшого числа крупных ледников проводились с конца XIX в. С конца 1950-х годов (после МГГ) количество ледников, за которыми стали проводиться наблюдения, резко увеличилось. До 1990-х годов наблюдения за колебаниями положения концов проводились примерно на 200 ледниках, за балансом мас-

сы — на 40 ледниках. В последующие годы число наблюдаемых ледников в странах СНГ значительно сократилось. За 1990—1995 гг. в FoG приводятся данные по колебаниям положения концов всего для 25 ледников, а по балансу массы (в МВВ) — для 10. К 2001 г. (МВВ № 7) число ледников с наблюдениями за балансом массы сократилось до 6 (3 на Алтае, 2 на Кавказе, 1 в Казахстане). Таким образом, видно, что объем наземных наблюдений значительно сократился, и они не дают полноценной информации о колебаниях ледников.

Однако с начала 1970-х годов появилась возможность использовать космические снимки для массовой оценки колебаний концов ледников и изменений площади оледенения.

Каталогизация ледников и каталог ледников СССР

Каталог ледников СССР был составлен по решению, принятому Секцией гляциологии Межведомственного геофизического комитета в марте 1962 г. Издание предпринято Главным управлением гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР (ГУГМС). Содержание каталогов и их единство обеспечены “Руководством по составлению каталога ледников”, подготовленным в отделе гляциологии Института географии РАН (Виноградов и др., 1966).

Все 108 частей каталога ледников объединены в 80 книг, в каждой из которых представлена одна или несколько частей каталога. В соответствии с группировкой ледников в ледниковые системы разного уровня в этих 80 книгах они сгруппированы в 27 выпусков. Каждая из книг каталога представляет собой самостоятельный раздел соответствующих томов и выпусков издания “Ресурсы поверхностных вод СССР”. Полный перечень книг Каталога ледников СССР можно найти в разделе ГГИС “Электронная библиотека русскоязычной литературы по гляциологии”, представленной в формате системы ACCESS. При составлении

каталога авторы стремились отразить состояние ледников в 1957—1980 гг., используя картографические материалы и материалы аэрофотосъемки. Год аэрофотосъемки указан для каждого из сфотографированных ледников в одной из граф основной таблицы Каталога ледников СССР.

В 1980-х годах данные Каталога ледников СССР были использованы для создания его цифровой версии как части Мирового каталога ледников. Он доступен на сайте NSIDC (Национального центра данных о снеге и льде, г. Боулдер, США, <http://nsidc.org/data/g01130.html>).

В 2008—2009 гг. цифровая версия Каталога ледников СССР была скорректирована и помещена на странице “Гляциология” Географического портала Института географии РАН (<http://webgeo.ru/glac.php>).

Мировой каталог ледников содержит информацию о более чем 72 000 ледников по всему миру. Основные величины: географические координаты, площадь, длина, экспозиция, абсолютная высота над уровнем моря начала и конца ледника и — во многих случаях — высота границы питания. Указаны морфологические типы ледников и наличие морены. Информация в каталоге в основном базируется на аэрофотоснимках и топографических картах. По оценкам М. Дюргерова и М. Майера (Durgerov, Meier, 2005), в 2005 г. в каталоге содержалась информация о 44% общего числа ледников.

Основная таблица Каталога ледников СССР существует в геоинформационной среде в формате Мирового каталога ледников. Она содержит информацию о 23 000 ледниках, расположенных на территории бывшего СССР. В электронной версии данные включают морфологический тип, высоту начала и конца ледника, часто — высоту границы питания, ледниковый коэффициент (отношение площади аккумуляции к площади абляции), а также экспозицию, длину, ширину, площадь. Существенное отличие от первоисточника — наличие в таблице двух граф, в которых указаны гео-

графические координаты каждого из ледников, специально определенные для электронного каталога по топографическим картам.

Более 60 организаций в разных странах мира вовлечены в проект Мирового каталога ледников. Он содержит контуры ледников и может включать в себя информацию о положении снеговой границы, центральной линии тока, скорости движения поверхности ледника, гипсометрические данные и литературные источники. Результаты анализа региональные центры передают в центральный архив, находящийся в Национальном центре данных о снеге и льде (NSIDC) в г. Боулдер (США).

Библиографическая база данных

На странице “Гляциология” Географического портала Института географии РАН (<http://www.webgeo.ru>) размещена “Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии” в формате системы ACCESS. В ней собраны аннотации примерно 15 000 статей и книг о ледниках и ледниковых покровах, вышедших за 20 лет (1988—2007 гг.). Таблица состоит из шести столбцов: год издания, автор, название статьи, название книги, аннотация и код, включающий разделы и подразделы библиографии.

Результаты исследований по МГГ и МГД

Результаты исследований Международного геофизического года (МГГ) и Международного гидрологического десятилетия (МГД) освещаются в целом ряде многотомных изданий.

Материалы гляциологических исследований МГГ представлены в 96 томах, содержащих первичные материалы наблюдений за снежным покровом, строением и свойствами снежно-фирновой толщи, структурой льда и фирна, материалы актинометрических наблюдений, месячные и годовые таблицы результатов метеонаблюдений. Районы исследований — Антарктида, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля,

Полярный Урал, Хибинь, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Сунтар-Хаята, Эльбрус. Все книги можно найти по названию серии “Материалы гляциологических исследований МГГ” в “Аннотированной библиографии русскоязычной литературы по гляциологии”.

Наблюдения по МГД опубликованы в двух томах (Материалы наблюдений..., 1980, 1983). Перевод их в электронную форму только планируется.

Серия книг по международным геофизическим проектам включает в себя тематические и региональные научные монографии и сборники научных статей в 27 номерах под названием “Гляциологические исследования” и трех выпусках “Исследования ледников и ледниковых районов”. В настоящее время эти издания переводятся в цифровой формат и размещаются на странице “Гляциология” Географического портала Института географии РАН.

Результаты исследований ледников и ледниковых систем по программе Международного полярного года 2007—2009 гг.

Эти материалы размещаются на сайте Информационного центра МПГ в Институте географии РАН (<http://mpg.igras.ru/>). Материалы содержат данные измерений баланса массы ледников, динамических характеристик границ и поверхности ледников; анализа химического состава снега и льда; оценки числа и ширины годичных колец деревьев и размеров талломов лишайников; радиозондирования ледников и дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков.

Эти данные хранятся в разных форматах операционной системы Microsoft Windows. Данные о балансе массы представлены в виде таблиц и графиков в формате Microsoft Excel.

Массивы данных, характеризующих движение ледников, в зависимости от измерительного прибора могут храниться в табличном виде в форматах txt, doc, xls, dat. При этом

могут также быть в наличии результаты графической визуализации этих данных в виде построенных по ним карт.

Массивы данных метеонаблюдений, осуществляемых на ледниках в ручном режиме и с помощью автоматических метеостанций, представлены в виде таблиц в форматах txt и xls. Таблицы содержат информацию о месте и времени наблюдений, а также о результатах измерений конкретными датчиками.

Данные дендрохронологических измерений и лихенометрии представлены в табличном виде в форматах txt, doc и xls. Таблицы содержат информацию о месте отбора пробы, координатах в проекции UTM WGS-84, числе образцов, времени отбора пробы и исполнителе.

Данные радиозондирования ледников представлены в формате dat в виде таблиц значений отраженного радиоимпульса и их временной и координатной привязки. Массив может сопровождаться визуализацией маршрута измерений и полученных данных в графическом виде в формате shapfile или jpg.

Массивы спутниковых данных (результаты обработки космических снимков ледниковых районов) содержат графическую информацию о снимке в формате pdf, созданные векторные слои границ ледников — в формате shapfile, а привязанную к ним атрибутивную базу данных — в формате dbf. В этой базе данных содержится информация о координатах ледника, его геометрических характеристиках, морфологии, режиме питания, а также ссылки на источники этой информации.

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира

Исследование ледниковых систем, как правило, требует синтеза знаний об отдельных ледниках и условиях их существования. С этой точки зрения уникальным источником информации о ледниковых системах разного уровня являются Атлас снежно-ледовых ресурсов

мира (1997) и его цифровая версия “Снег и лед на Земле”.

Информация в атласе представлена на трех основных уровнях: глобальном (в том числе континентальном), региональном и локальном (включающим средне- и крупномасштабные карты ледников). Эти уровни отражают переход от представления отдельных ледников к оледенению и далее — к гляциосфере. Каждый новый уровень исследования дает новую информацию и характеризуется соответствующей степенью генерализации изображения. На глобальном уровне представлены карты полушарий, материков, а также Арктики и Антарктики. Основная задача этого уровня — отразить общие закономерности распространения всех видов льдов, а также экологические и хозяйственные аспекты существования природных льдов.

В картографической базе данных имеются два подуровня: карты мира и карты материков. Проекция этих карт — конические равновеликие со стандартными параллелями для каждого материка, а для полярных областей — азимутальные. Тематическая нагрузка на картах мира и материков такова: гляциологическое районирование; запасы снега и льда по поясам, зонам и провинциям; границы распространения морских льдов и айсбергов, постоянные и сезонные; границы многолетнемерзлых пород; границы снежного покрова по месяцам; атмосферные осадки; твердые осадки.

В качестве дополнительной информации дана серия сведений по прикладным темам стихийных снежно-ледовых явлений и использованию снега и льда. В целом карты этого уровня по большей части имеют справочно-иллюстративный характер.

На региональном уровне представлены карты горных и полярных районов, отражающие состояние и условия существования снега и льда. Региональный уровень дает наилучшие возможности для изучения закономерностей и взаимосвязей в ледниковых системах. Почти все природные компоненты на этом уровне

представлены в атласе картами с непрерывным способом изображения (изолинии). Это открывает широкие возможности для их совместного анализа. Географическую основу представляют типовые основы карт атласа в масштабе 1 : 1,5—1 : 3 млн., на основе — географическая сетка, береговая линия, гидрография, рельеф, ледники. В качестве тематической нагрузки — стандартный набор средних многолетних характеристик режима ледников, климата холодного и теплого периодов года, осадков, снеготопивости и т. д. В атласе помещены также карты гляциологического районирования территории и запасов снега и льда.

Системы распределенных баз данных

Для эффективного информационного обеспечения гляциологических исследований и оценок состояния объектов криосферы важным условием представляется развитие геоинформационных структур. Примером подобной структуры может служить информационная система криосферных данных, которая создана на базе Института географии РАН. Система предоставляет доступ к распределенной базе данных, построенной по региональному и тематическому принципу на трех основных масштабных уровнях: глобальном, региональном и локальном. Информационным и системообразующим ядром этой структуры является цифровая версия Атласа снежно-ледовых ресурсов, вокруг которой организуются средне-многолетние и оперативные данные о криосфере Земли. В системе также доступны данные Мирового каталога ледников и Каталога ледников СССР, “Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии”, результаты исследований МПП и другие информационные ресурсы.

СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ КАК ИСТОЧНИК ДАННЫХ О ЛЕДНИКАХ

Космическая съемка сначала ограничивалась фотографированием в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн. Космические снимки ледников появились в начале 1970-х годов. В настоящее время наряду с черно-белой и цветной фото- и телесъемкой применяются инфракрасная, микроволновая, радарная, спектрометрическая и другие виды фотоэлектронной съемки. Съемочная аппаратура принципиально та же, что и при аэрофотосъемке.

Ниже перечислены искусственные спутники Земли (ИСЗ), которые используются для фотографирования геосистем: “IRS-1C/1D”, “Cartosat-1”, “CARTOSAT-2 Resourcesat-1” (Индия); “SPOT” (Франция); “FORMOSAT-2” (Тайвань); “EROS” (Израиль); “Landsat”, “IKONOS”, “GeoEye-1”, “QuickBird”, “WorldView-1”, “WorldView-2”, “MODIS ASTER” (США); “KOMPSAT-2” (Республика Корея); “RADARSAT-1”, “RADARSAT-2” (Канада); “ENVISAT-1” (Европейский союз); “TerraSAR-X” (Германия); “Ресурс-О1”, “Метеор-3М” (Россия); “ALOS”, “CORONA-KH-4A”, “Aqua”, “Jason”, “ADEOS-2”, “ALOS” (Япония).

Данные, получаемые с помощью съемочной аппаратуры разных искусственных спутников, а также автоматических оптико-электронных зондов, предназначенных для получения стереоскопических изображений и детального картографирования (PRISM, Panchromatic Remote Sensing Instrument for Stereomapping), доступны исследователям в разной степени.

Укажем на некоторые особенности оптического оборудования, которым оснащены упомянутые выше ИСЗ.

“ALOS” (Advanced Land Observing Satellite) оснащен панхроматической оптико-электронной системой для получения стереоскопических изображений и детального картографирования PRISM. В системе имеются три объектива. Один направлен в нади́р и два

— вперед и назад по трассе с отклонением от надира 23° . Разрешение снимков — 2,5 м. Охват снимков тремя объективами — 35 км, а при выполнении съемки только в надир — 70 км. Анализ изображения выполняется в скользящем окне 5×5 пиксел. Обеспечивается точность определения высот — 2,3 м, что соответствует требованиям топографического картографирования в масштабе 1 : 25 000.

Спутник “Cryosat” предназначен для топографического мониторинга поверхности ледниковых щитов и толщины льда. На нем имеются альтиметрические приборы NPOESS и NPP для измерений высоты поверхности и GOCE — для исследования поля гравитации.

Спутники радиолокационной съемки “RADARSAT-2” характеризуются разнообразием режимов съемки с разрешением до 2 м. Спутник “TerraSAR” имеет многополяризационный датчик, обеспечивающий разрешение до 1 м. Это дает возможность однопроходной интерферометрии.

Программа “Landsat” имеет более чем 30-летнюю историю. Долговременный план получения снимков “Landsat-7” предусматривал “автоматизированную стратегию” минимизации влияния облачного покрова и записи наиболее ценных снимков для улучшения качества архива. NASA (National Aeronautic and Space Administration) считает оптимальным ежедневное получение отобранных 250 снимков для обеспечения сезонного глобального покрытия.

Особое место принадлежит семейству спутников “SPOT” и, в особенности, их новой генерации — спутнику “SPOT-5”. Он выполняет вдольмаршрутную стереосъемку, обеспечивающую определение высот с ошибкой не более 2,5 м. Подготавливаемые спутниковые программы отражают развитие новых методов с обеспечением многочастотной многополяризационной и интерферометрической радиолокационной съемки с переменным охватом и разрешением, пассивной микроволновой

съемки повышенного разрешения и лидарного зондирования.

Сводку характеристик радиопередатчиков систем дистанционного зондирования Земли можно увидеть на сайте <http://www.scanex.ru/ru/index.html/>.

Архивы спутниковых данных

В США и России архивы космических данных создаются правительством. Один из основных архивов такого рода в США — Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center (EDC). Он находится в ведении Министерства внутренних дел. Этот архив хранит около 5 млн. аэрофотоснимков, около 2 млн. изображений, полученных со спутников “Landsat”, а также копии всех аэрофотоснимков и космических снимков поверхности Земли, имеющихся в NASA. Доступ к этой информации открытый.

Международный проект GLIMS

Одним из доступных источников информации для массовых оценок современного состояния оледенения являются космические снимки, получаемые в рамках проекта GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) по измерению наземного льда из космоса. Его содержание — использование космических данных для мониторинга ледников во время шестилетней работы аппаратуры ASTER (Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), установленной на борту орбитальной платформы “Terra”.

К настоящему времени сняты практически все ледниковые районы земного шара, в том числе — территории российской Арктики, Урал, горы Сибири, Камчатка, Алтай (включая монгольский), горы юга Казахстана и Кавказ.

Для анализа качества полученных снимков использовался весь объем информации о съемках ASTER, представленный геологической службой США по территории бывшего Советского Союза. Как правило, отбраковываются

кадры, имеющие дефекты из-за аппаратурных сбоев (их процент невысок). Неблагоприятные облачные условия существенно сокращают число снимков, пригодных для дешифрирования ледников. Сезонные ограничения также сокращают число пригодных снимков, поскольку если не рассматривать явление пульсации, оптимальные условия для определения положения границ ледников (особенно в области питания) и изучения морфологии их поверхности существуют в достаточно узком временном интервале — в конце периода абляции. Для горных ледников южных и средних широт — это конец лета, вторая половина августа — середина сентября, а для северных широт — первая половина августа. Отметим, что для районов большой снежности задача выбора оптимального времени съемки еще более сложна. Для высокогорных районов дополнительным условием является съемка при достаточно высоких углах солнца, обеспечивающих отсутствие глубоких теней.

Поскольку “Терра” имеет солнечно-синхронную орбиту, то освещенность подспутниковой точки (которая зависит от азимута и высоты солнца над горизонтом) определяется только временем года и широтой. Поэтому оптимальному сезону съемки не всегда соответствует оптимальная освещенность.

Параметры орбиты очень стабильны, и за годы работы оборудования условия съемки каждого конкретного района почти не изменились. Так, например, район Приэльбрусья каждый раз снимают в 8:20—8:30 по Гринвичу с 16-суточной кратностью. После отбора с учетом перечисленных критериев окончательное число пригодных снимков составило не более 10% общего числа полученных. В свое время из-за неблагоприятных условий погоды за период съемок с отечественных космических аппаратов не было достигнуто полного покрытия субполярных территорий России. В данном случае, как ни удивительно, эти районы обеспечены съемками ASTER лучше, чем другие. В результате получены качествен-

ные данные по Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Полярному Уралу, плато Путорана, Корякскому нагорью, Камчатке, Алтаю (включая монгольский) и Кавказу.

Снимки ASTER имеют максимальную разрешающую способность 15 м в четырех каналах диапазона VNIR (Visual Near — Infrared; канал № 1: 0,52—0,60 мкм; канал № 2: 0,63—0,69 мкм; каналы № 3N и 3B: 0,78—0,86 мкм). Этот диапазон и является основным для пространственной привязки снимков и определения геометрических характеристик ледников. Изображение в канале 3B (в совокупности с каналом 3N) специально предназначено для получения стереоэффекта.

При благоприятных условиях высокое спектральное и геометрическое разрешение съемок ASTER позволяет уверенно идентифицировать разные морфологические элементы поверхности ледников в областях питания и абляции. Геометрическое разрешение в видимом диапазоне обеспечивает приемлемую точность определения положений границ и фронтов ледников разных типов в пределах одного пикселя.

Реальные возможности дешифрирования зависят от размеров, морфологического типа и режима питания ледников, степени покрытия обломочным материалом. Наиболее эффективны изображения ASTER для изучения полярных и долинных горных ледников. Несколько сложнее дешифрируются карово-долинные, каровые, висячие и присклоновые ледники, а также верхние границы областей питания горных ледников и покрытые сплошным моренным чехлом языки в стадии деградации. В таких случаях требуется привлечение дополнительных данных наземных наблюдений или снимков более высокого разрешения.

Использование отдельных спектральных каналов или их комбинаций в изображениях ASTER позволяет исследовать состояние как области питания, так и языковых частей ледников, имеющих разные отражательные характеристики. Для свободных от обломочного

материала участков ледника в области питания более эффективен третий канал, а для заморенных поверхностей более информативен первый.

Особая задача в использовании изображений ASTER состоит в их географической привязке и трансформации в базовую картографическую проекцию WGS-84. Сейчас стандартные изображения ASTER существуют в виде продуктов с уровнями обработки 1A, 1B и Орто. Для целей географической привязки и трансформации в картографическую проекцию удобнее использовать данные 1B. Если использовать данные 1A, то необходимо проводить привязку и трансформацию по отдельным каналам и выполнять их взаимную регистрацию. Оптимальным решением является использование Орто-продукта, не имеющего искажений в изображении высотных объектов. Процесс ортотрансформирования позволяет установить единый масштаб для всего изображения.

Отметим, что геометрическая коррекция снимков 1B проводится по орбитальным параметрам без опоры на наземные контрольные точки. Это обеспечивает точность привязки на местности около 200—300 м, что явно недостаточно. Поэтому возникает необходимость дополнительной коррекции, которую можно проводить, используя опорные точки, измеренные непосредственно в поле или снятые с картографических источников. Такая процедура при достаточно большом числе опознаваемых точек позволяет привязать снимок с точностью около 40 м. Учитывая степень генерализации карты, реальные изменения положения краев ледников, которые можно установить при сравнении карты и снимка, должны быть не менее 100 м.

Как было отмечено выше, изображения ASTER можно обрабатывать в стереоскопическом режиме для создания модели рельефа. Для этого используются конвергентные снимки каналов 3N и 3B. Такая модель характеризует в обобщенном виде топографию и гипсометрию местности. На модели отсутствуют

отдельные фрагменты, которые на исходном снимке соответствуют областям, покрытым свежеснеженным снегом, или другим яркими аномалиям, например, участкам долин в глубокой тени.

Технологическая особенность изображений ASTER состоит в том, что рабочий формат данных HDF-EOS (Hierarchical Data Format — Earth Observation System), в котором они поступают к пользователям, не имеет широкого распространения, и его чтение и обработка возможны лишь в ограниченном числе программ. Эта проблема решается напрямую с помощью ENVI 3.4 и 3.5 и нового транслятора в Erdas Imagine 8.4 и 8.5, которые работают под операционной системой Windows. Они же позволяют при необходимости конвертировать изображение в более доступный формат TIFF (Tagged Image File Format) или GeoTIFF (Georeference Tagged Image File Format). Размер файла с одним изображением (в каналах VNIR, SWIR — Short Wave-length Infrared и TIR — Thermal Infrared) составляет около 120 Мб, что требует значительной мощности компьютеров и объемов рабочей и архивной памяти. Без этих процедур, как и без базовых топографических карт, невозможны дальнейшая векторизация границ ледников и получение их статистических и динамических характеристик. Для решения задач векторизации используется программный продукт ArcView версии 3.2.

Использование космической информации для исследования пульсирующих ледников

К началу 1990-х годов в Институте географии РАН уже была собрана уникальная коллекция снимков из космоса территории Памира, и появилась возможность космического мониторинга пульсирующих ледников. Его методическую основу составило дешифрирование фотографий разного времени. Оно позволило выявить изменения границ и структу-

ры поверхности ледников и измерить скорость движения льда.

Изучены особенности режима и долгосрочных изменений нескольких сложных пульсирующих ледников Памира — Бивачного, Суграна, Гандо, Октябрьского. Основным исходным материалом для исследований стали снимки формата 30 × 30 см (масштаб 1 : 200 000—1 : 270 000), полученные фотокамерой КФА-1000 в 1972—1991 гг. и имеющие высокое пространственное разрешение (5—10 м).

Чтобы определить скорость движения льда, на двух разновременных космических снимках одного и того же участка ледника с помощью стереокомпаратора измерялось смещение идентичных контурных точек — характерных участков морен, трещин и других деталей поверхности, хорошо опознаваемых на обоих снимках. По оценкам, точность таких измерений в стадии восстановления ледника — около 10 м, а во время подвижки, когда структура его поверхности сильно изменяется, — от 50 до 100 м. Это вполне приемлемо, учитывая значительные абсолютные значения самих смещений (порядка 1—3 км) в этой стадии, погрешность составляет не более 10%. В дальнейшем активно использовались данные с “Landsat ETM+” и снимки ASTER с платформы “Terra”. Эта информация позволила составить каталог пульсирующих ледников Памира. Новые возможности появились в связи с запуском в начале 2000-х годов новейших спутников Земли, таких как “Ikonos”, “QuickBird”, “OrbView”, “EROS”, “Ресурс-ДК”, которые способны получать снимки Земли сверхвысокого, субметрового, разрешения (Осипова, Хромова, 2010).

Спутниковая альтиметрия

Спутниковая альтиметрия используется для оценки изменения высоты поверхности ледников. Эту съемку осуществляют такие спутники, как “GFO” (GEOSAT Follow-On),

“TOPEX-2” (“JASON-1”) и “ENVISAT”, “ERS RA1”, “ENVISAT RA2”, “ICESat GLAS”.

Спутниковые лазерные альтиметры с высоким разрешением были использованы, чтобы показать, что динамическое истончение быстро движущихся прибрежных ледников сейчас широко распространено на всех широтах в Гренландии. Выводные ледники Гренландии перемещались быстрее чем на 100 м в год, утончаясь в среднем на 0,84 м в год в период между 2003 и 2007 гг. (Pritchard et al., 2009).

Данные лазерной альтиметрии по семи ледниковым комплексам Шпицбергена показали, что за период 1996—2002 гг. они в среднем утончались на 0,19 м в год, т. е. в 1,6 раза быстрее, чем по балансовым оценкам за более длительный 19-летний период. Наибольшие потери массы обнаруживаются на ледниках Южного Шпицбергена (0,5 м в год), а на севере ледники более устойчивы (Международный полярный год..., <http://igras.ru/index.php/r-172i-38>).

Оценка состояния ледников по данным спутниковой гравиметрии GRACE

Для исследования современных изменений состояния ледников используются также данные спутниковой гравиметрии GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Эти спутниковые измерения направлены на изучение временных вариаций гравитационного поля Земли, связанных, в частности, с процессами изменения климата.

GRACE картографирует гравитационное поле. Измеряется положение двух идентичных спутников, находящихся на полярной орбите на высоте 500 км. Они были запущены с космодрома Плесецк 17 марта 2002 г. Спутники непрерывно обмениваются радиосигналами в микроволновом диапазоне, что позволяет с микронной точностью отслеживать изменения расстояния между ними. Собственное движение и ориентация спутников регистрируются с

помощью приемников GPS, акселерометров и звездных датчиков. Кроме того, спутники оснащены уголковыми отражателями для использования в спутниковой лазерной дальнометрии.

Спутники GRACE пролетают над каждым участком земной поверхности приблизительно раз в месяц. Они имеют полярную орбиту и вращаются вокруг Земли на расстоянии около 200 км друг от друга. Эти спутники передают информацию об изменении силы тяжести. Они то сближаются, то “разбегаются” в зависимости от локальных микроизменений силы гравитации. Измеряя расстояние между спутниками, можно установить распределение массы на земной поверхности. По данным, полученным с этих спутников, были сделаны, в частности, оценки массы льда.

Оценки, сделанные на основе данных гравиметрии, показывают, что в 2003—2005 гг. ежегодно ледники Гренландии теряли примерно 101 Гт льда. Великонья (Velicogna, 2009) использовал спутниковые данные по гравитации GRACE, чтобы показать, что скорость потери массы льдов Гренландии удвоилась за период с апреля 2002 г. по февраль 2009 г. Для Антарктиды оценки по данным GRACE (Velicogna, 2009) показывают, что как и в Гренландии, скорость потери массы ледового покрова увеличивается. С 104 Гт в год в 2002—2006 гг. она увеличилась до 246 Гт в год в 2006—2009 гг. (что эквивалентно подъему уровня моря почти на 0,7 мм в год).

Система глобального определения местоположения (GPS)

В гляциологических исследованиях также активно используется система глобального определения местоположения (GPS), которая начала разрабатываться в начале 1970-х годов. GPS состоит из трех частей: 18 рабочих искусственных спутников, размещенных симметрично на круговых орбитах, системы управления и пользователей. Каждый спутник в этой системе снабжен микропроцессором для обработки дан-

ных, приемником и передатчиком для связи с наземной системой управления и для передачи сигналов пользователям. Система управления объединяет операторов и наблюдателей, расщепленных по всей планете. Несложный в использовании прибор позволяет в полевых условиях проводить съемку поверхности ледника и строить карты высоты поверхности.

Интерферометрические исследования ледников

Идея метода радарной интерферометрии основана на съемке с близких параллельных орбит. Разность фаз полученных сигналов зависит от разности расстояний до цели. Карта разности фаз называется интерферограммой. Разность фаз зависит от вариаций высоты рельефа и подстилающей поверхности. Радиолокационная информация поступает со спутников “ERS 1/2 SAR”, “ENVISAT ASAR”, “RADARSAT”, “Shuttle SRTM”, “ESAR”, “JERS-1”.

Данные радарной интерферометрии используются для обнаружения и измерения подвижек ледников, при численном моделировании пространственно-временных вариаций баланса массы ледника.

Перспективы практического применения космических изображений

Ближайшие перспективы практического применения космических изображений в гляциологических исследованиях связаны с выполнением с орбитальных научных станций-лабораторий многоканальных съемок (одновременно в нескольких спектральных диапазонах при одинаковой освещенности местности). Это увеличивает разнообразие и объем получаемой информации и обеспечивает возможность ее автоматической обработки, в частности при дешифрировании космических снимков.

Использование дистанционных данных в гляциологических исследованиях будет расширяться и совершенствоваться. Международное гляциологическое сообщество нацелено на создание единой системы космического мониторинга ледников для оценки их состояния и изменений.

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ БАЛАНСА МАССЫ И ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА НА ОСНОВЕ СМЕЩЕНИЯ ВЫСОТЫ ГРАНИЦЫ ПИТАНИЯ

Изменение климата приводит к изменению основных гляциологических характеристик — морфологических параметров и режима ледниковых систем. Это влияет на положение границы питания ледников — на ее высоту $H_{гп}$ как для индивидуальных ледников, так и в среднем по каждой ледниковой системе. Меняется также распределение площади ледниковых систем по высоте. В совокупности эти изменения сказываются на балансе массы ледниковой системы.

Положение границы питания определяется высотой хионосферы — поверхности нулевого баланса твердых осадков и таянья. Именно она сдвигается при изменении климата. Кроме изменения климата, на величину этого сдвига оказывают влияние объем снега в условиях реального рельефа и эффект выхолаживания воздуха поверхностью льда.

В данном разделе излагаются основы метода количественной оценки изменения вертикального распределения компонентов баланса массы ледниковых систем в условиях меняющегося климата. Методика частично опубликована в работе (Ананичева, Кренке, 2007).

Эта методика апробирована при изучении 17 ледниковых систем северо-востока Сибири и Камчатки. При этом использовались резуль-

таты работ (Кренке, 1982; Ананичева, Кренке, 2005, 2007).

Изменение оледенения северо-востока Сибири в будущем было рассчитано отдельно для ледниковых систем Северного (111 км²) и Южного (82 км²) массивов хребта Сунтар-Хаята, гор Черского — хребтов Эрикит (7 км²) и Буордах (63 км²) в центральной его части, массива Терентях (28 км²) на востоке, а также для северо-запада (7 км²) и юго-востока (12 км²) хребта Орулган. Суммарная площадь рассмотренных ледниковых систем северо-востока Сибири по каталогу — 310 км² (Каталог ледников СССР, 1960—1980-е).

Для Камчатки расчетные схемы эволюции оледенения построены для 10 ледниковых систем: восточного (124 км²) и западного (264 км²) склонов Срединного хребта, Ключевской сопки (124 км²), Кроноцкого хребта (91 км²), вулкана Толбачик (70 км²), вулканов на юго-востоке Камчатки (34 км²), вулкана Шивелуч (30 км²), Ичинского вулкана (29 км²), хребтов Тумрок и Гемчен (11 км²), Валагинского хребта (9 км²). Общая площадь ледниковых систем Камчатки составляла 786 км² (Каталог ледников СССР, 1969). Приведенные выше значения площадей примерно соответствуют их значениям в базовый период ВМО 1961—1990 гг.

В этих исследованиях для описания будущего климата использовались результаты моделирования с помощью климатической модели ЕНАМ4 /ОРУС3 — GGA1, разработанной в Институте Макса Планка (Гамбург, Германия). При расчетах предполагались быстрое развитие мировой экономики с ограниченным вниманием к экологическим проблемам, увеличение мирового народонаселения до середины XXI в. с последующим его уменьшением и увеличение содержания диоксида углерода в атмосфере на 1% в год до 447 млн⁻¹ к 2025 г. и 554 млн⁻¹ к 2055 г. (Vacher et al., 1998). Этот сценарий приводит к довольно значительному глобальному потеплению к 2041—2070 гг.

При оценке эволюции оледенения гор Бырранга (Таймыр) и Корякского нагорья ис-

пользовался будущий климат, полученный в рамках более умеренного сценария мирового экономического развития (годовой прирост концентрации диоксида углерода в атмосфере — примерно 0,5%). Расчет климата будущего был выполнен с помощью модели ЕНАМ5. Однако и в более мягких предположениях относительно увеличения концентрации CO_2 в гляциологических расчетах оледенение Бырранги и Путорана исчезло вовсе.

В глобальных климатических моделях как в базовых оценках — по фактическим данным за 1961—1990 гг., так и при прогнозах на последующие десятилетия (использовались прогнозы на 2041—2070 гг.) результаты расчетов выдаются для пространственных ячеек $2,8 \times 2,8^\circ$. Изменения климата внутри ячеек принимаются одинаковыми. Также принималось это допущение с учетом постоянства рельефа, а оценивались изменения поверхности ледников, размеры и форма которых менялись. Эта обратная связь вводилась в оценки для учета выхолаживающей роли ледниковой поверхности и ветровой и лавинной концентрации снега на ледниках.

Баланс массы поверхности ледника на заданной высоте определяется: соотношением интенсивностей процессов аккумуляции и абляции на данной высоте, которые зависят от климата и свойств поверхности ледника, площадью поверхности ледника в соответствующем высотном интервале.

Рассмотрим способы оценки этих величин по отдельности.

Расчет вертикальных профилей аккумуляции и абляции исходя из климатических данных

Интенсивность процессов аккумуляции и абляции рассчитывается исходя из климатических данных — фактических, если речь идет о каком-то периоде времени в настоящем или недавнем прошлом, или сценарных, если речь идет о будущем.

Интенсивность аккумуляции S (миллиметры в единицу времени) рассчитывается по данным о твердых осадках. Сумма твердых осадков умножается на коэффициент концентрации снега K_k , зависящий от морфологического типа ледника. Согласно рекомендациям А. Н. Кренке (Кренке, 1982), в случае преобладания каровых ледников K_k принят равным 1,6. Для хребтов Черского и Сунтар-Хаята, где доминируют долинные ледники средних размеров, принят коэффициент 1,4. На ледниковых куполах на вулканах этот коэффициент уменьшается до 1,0 и даже менее из-за ветрового сноса.

Зависимость доли твердых осадков в общей сумме осадков от среднемесячной температуры предполагалась постоянной во времени. Доля твердых осадков для каждого месяца, а затем и в годовом выводе определялась по методу Э. Г. Богдановой (Богданова, 1977). Интенсивность аккумуляции в конечном счете представляется в миллиметрах в год.

Интенсивность абляции (мм/год) рассчитывается исходя из средней летней температуры воздуха.

Для Северо-Восточной Сибири, где ледники чрезвычайно холодные, преобладает питание наложенным льдом. Значительная часть талой воды повторно замерзает, а потом вновь тает на поверхности. В этом случае правомерно использование регионального варианта известной формулы Кренке — Ходакова для связи абляции с летней температурой, предложенного М. М. Корейшей (1991):

$$A = (T_{\text{л}} + 7)^3, \quad (9.1)$$

где A — абляция, мм/год; $T_{\text{л}}$ — средняя температура воздуха, $^\circ\text{C}$, над поверхностью льда за июнь, июль и август.

На Камчатке, в условиях морского климата использовался несколько модифицированный А. Н. Кренке и В. Р. Барбашем вариант той же формулы (Кренке, 1982):

$$A = 1,33 (T_{\text{л}} + 9,66)^{2,83}. \quad (9.2)$$

Эта модификация соответствует большей совокупности полевых данных.

При расчетах учитывается охлаждающий эффект ледниковой поверхности (“температурный скачок”). Для этого летние температуры, определяемые по их высотным профилям по данным наземных метеорологических станций или с помощью их экстраполяции, понижались на величину температурного “скачка”. Он увеличивался с повышением температуры. На основе полевых данных Н. В. Давидович была предложена формула

$$T_{gl} = 0,85T_{nongl} - 1,2, \quad (9.3)$$

где T_{gl} и T_{nongl} — значения температуры на ледниковой и неледниковой поверхностях соответственно (Davidovich, Ananicheva, 1996).

Для гор Сунтар-Хаята профили суммы осадков и температуры, необходимые для расчета интенсивности абляции и аккумуляции для точек, расположенных выше ближайших метеостанций, экстраполировались исходя из данных

единственной в этой ледниковой системе высокогорной метеостанции Сунтар-Хаята (2040 м).

Для других территорий профили суммы осадков и температуры рассчитывались исходя из градиентов температуры и суммы осадков, представленных для северо-востока Сибири (Кренке, Чернова, 1980) и для Камчатки (Давидович, 2006).

Положение границы питания по высоте $H_{гп}$ определяется равенством расчетных годовых значений аккумуляции и абляции. При изменении климата меняются вертикальные профили гидрометеорологических величин. Соответственно меняются вертикальные профили интенсивности аккумуляции и абляции и высота, на которой наблюдается их равенство. Рисунок 9.1 иллюстрирует это для ледниковой системы Ключевской группы вулканов.

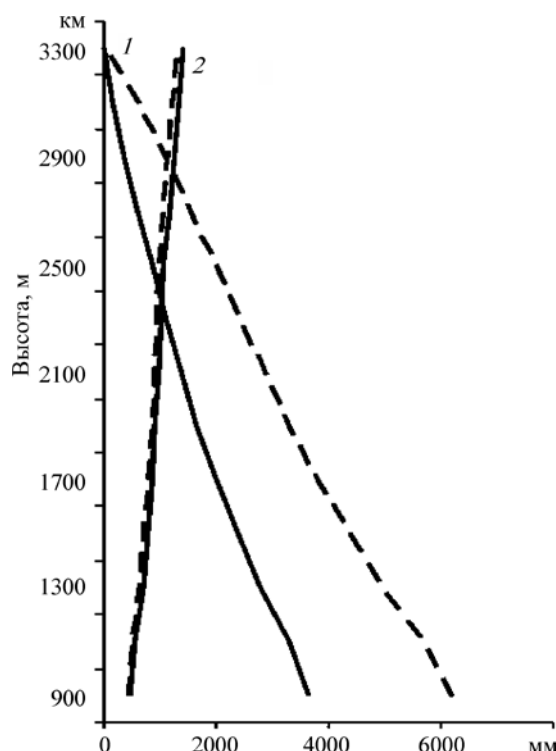


Рис. 9.1. Пример распределения с высотой годовых значений абляции (1) и аккумуляции (2) для Ключевской группы вулканов. Сплошные линии — современный климат; штриховые линии — прогноз на 2041—2070 гг. Аккумуляция с высотой увеличивается, абляция — уменьшается.

Оценка распределения площади оледенения по высоте

Для того чтобы рассчитать балансовые компоненты ледниковой системы — накопление и потерю массы — для определенных высотных интервалов, необходимо знать не только значения интенсивности аккумуляции и абляции в этих интервалах, но и площадь поверхности ледников в ледниковой системе, соответствующую этим интервалам. Таким образом, необходимо построить гипсографическую кривую — распределение площади поверхности ледника по высоте.

Гипсографические кривые для данной ледниковой системы строятся с учетом каждого ледника. Для данного ледника суммарная площадь определяется по картам или по Каталогу ледников СССР. Распределение площади ледника по высоте определялось по отдельности для областей аккумуляции и абляции (т. е. для поверхности ледника выше границы питания и ниже ее) следующим образом. В соответствии с конфигурацией областей их поверхность

была аппроксимирована геометрическими фигурами той же площади — прямоугольниками, трапециями и т. д. и в тех же высотных пределах, что имеют реальные области. После этого распределение площади по высоте определялось для этих геометрических фигур.

На рис. 9.2 приведен пример построения гипсографической диаграммы для ледниковой системы Ключевской группы вулканов.

Использование модельных климатов для оценки состояния оледенения в будущем

Для оценки базового исходного вертикального распределения балансовых компонентов ледниковых систем использовались климатические данные, в основном относящиеся к середине и концу XX в. Этот базовый период приблизительно соответствует тому, для которого состояние оледенения охарактеризовано в Каталоге ледников СССР (им отчасти охвачено время, предшествовавшее составлению каталога). Этот период примерно соответствует

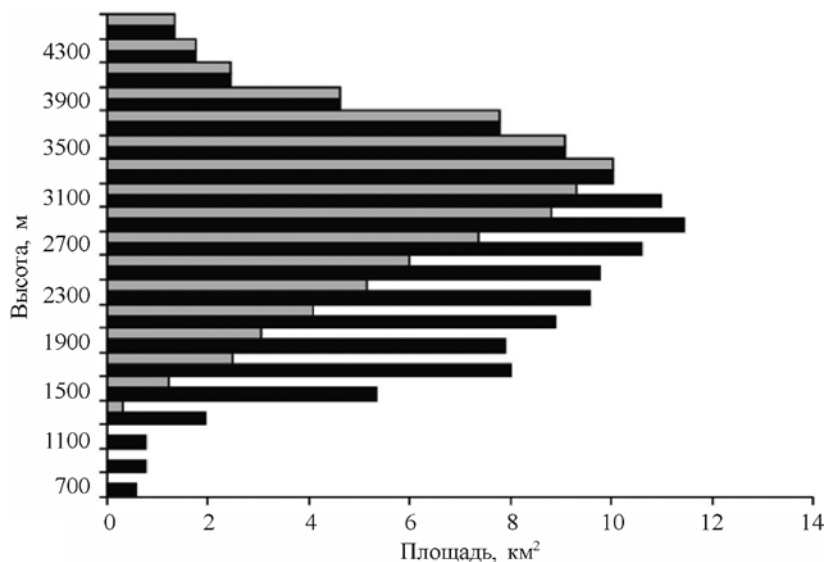


Рис. 9.2. Пример гипсографической диаграммы распределения площади льда по высоте для ледниковой системы Ключевской группы вулканов. Серый цвет соответствует расчетам для 2070 г. (существенное потепление климата, оцененное с помощью климатической модели ЕНАМ4 /ОРУС3 — GGa1); черный цвет — данные Каталога ледников СССР, т. е. характеризуют середину и конец XX в.

базовому периоду 1961—1990 гг., принятому Всемирной метеорологической организацией (ВМО) для оценки климатических аномалий.

Для последующих 80 лет расчет выполнялся с использованием результатов моделирования будущего климата с помощью модели ЕСНАМ-4. Использовался описанный ранее сценарий мирового экономического развития, в рамках которого содержание CO_2 в атмосфере увеличивается в год на 1%. Для климата будущего (2041—2070 гг.) строились соответствующие вертикальные распределения прогнозных значений абляции $A_{\text{пр}}$ и аккумуляции $C_{\text{пр}}$.

Для всех рассматриваемых ледниковых систем в рамках принятого климатического сценария ожидается потепление на 3,1—4,0°C в среднем для лета для разных ледниковых систем Сибири. Эти изменения температуры вводились как поправки в базовые вертикальные распределения температуры, учитывался температурный скачок вследствие выхолаживания льдом, а затем абляция рассчитывалась по тем же формулам, что и для современных профилей.

При расчете аккумуляции основной вопрос — вычисление суммы твердых осадков. Климатическая модель дает изменения общей суммы осадков для узлов пространственной сетки. Среднемесячные твердые осадки $P_{\text{тв}}$ для базового климата и для модельного будущего климата рассчитывались по методу Богдановой (1977) с учетом базовых и повышенных значений температуры. На северо-востоке Сибири при рассматриваемом сценарии (сильное потепление) значения $P_{\text{тв}}$ увеличиваются везде (относительное увеличение — от 1,09 до 1,46 для разных ледниковых систем), кроме южного массива Сунтар-Хаята (относительное уменьшение 0,99). При расчетах будущих значений C было принято, что эти соотношения не меняются по высоте.

В отношении высоты расположения высшей точки ледника $H_{\text{в}}$, границы питания $H_{\text{гп}}$

и низшей точки $H_{\text{к}}$ (т. е. конца) ледника была принята следующая гипотеза:

$$H_{\text{к}} = H_{\text{гп}} - (H_{\text{в}} - H_{\text{гп}}) = 2H_{\text{гп}} - H_{\text{в}}. \quad (9.4)$$

Это означает, что высота границы питания есть среднее арифметическое высот расположения высшей и низшей точек ледника. Следуя Геферу (Калесник, 1963), считаем, что соотношение (9.4) выполняется всегда, когда оледенение “приспособилось” к данному климату. Предполагается, что соотношение (9.4) верно не только для ледников, но также для ледниковых систем в целом и их крупных частей. Для относительно небольших ледников период 30 лет (традиционный для оценок климата, в частности для модельных оценок будущего климата) достаточен для такого приспособления.

При неизменной высоте высшей точки ледника $H_{\text{в}}$ и данной модельной оценке изменения положения границы питания $H_{\text{гп}}$ в условиях изменившегося климата (выше сказано, как делается эта оценка) формула (9.4) позволяет вычислить изменившуюся высоту низшей точки ледника $H_{\text{к}}$.

Далее строятся гипсографические диаграммы для сценарного временного “среза” — периода 2040—2069 гг. При этом нижняя точка диапазона высот совпадает с вычисленной новой высотой низшей точки ледниковой системы (на этой высоте площадь льда равна нулю), а высшая отметка оставлена неизменной, т. е. такой, какой была при исходном климате.

Кроме линейного распределения убывания доли площади ледниковых поясов по высоте (что является простейшим допущением), для четырех важнейших ледниковых систем использовано нелинейное распределение убывания площади льда по высоте. В этом случае при потеплении распределение убывания площади льда с высотой менялось сложным образом. Для этого расчета была использована эмпирическая диаграмма распределения изменения площади ледовых зон по высоте, полученная для совокупности четырех долинных ледников (двух скандинавских и двух альпийских) по материалам съе-

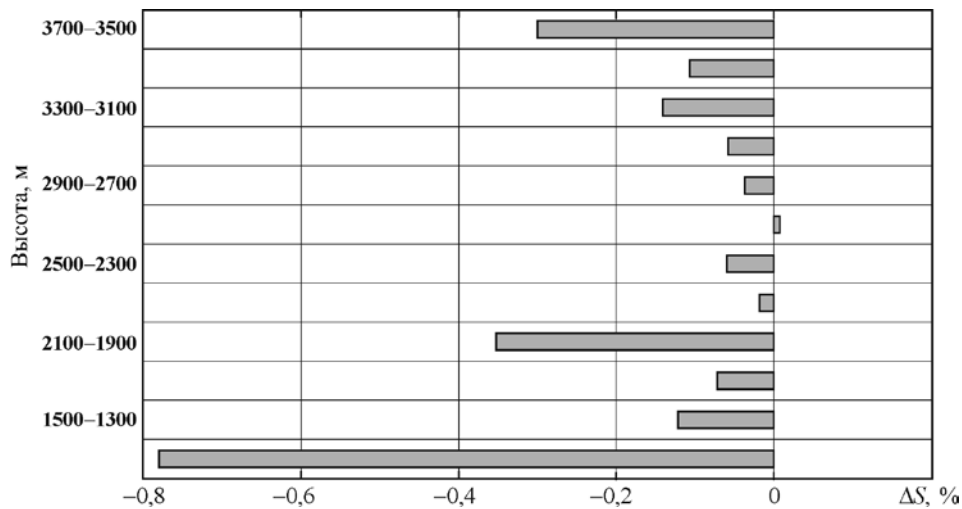


Рис. 9.3. Распределение по высоте измеренных изменений ΔS (% площади оледенения между 1965 и 1995 г.). Оценки получены для четырех скандинавских и альпийских долинных ледников и выполнены с шагом по высоте 200 м.

мок, сделанных с интервалом 30 лет (до потепления и после). Эта диаграмма приведена на рис. 9.3.

Для расчета новых значений компонентов баланса массы ледниковой системы на заданной высоте, соответствующих измененному климату, нужно использовать соответствующие расчетные измененные оценки интенсивности аккумуляции и абляции, а также измененную гипсографическую диаграмму. Умножением площадей зон, соответствующих выбранным интервалам высот, на вычисленные для них значения интенсивности абляции и аккумуляции можно получить значения компонентов поверхностного баланса массы ледниковой системы для заданного интервала высот, а также собственно баланс массы.

В тех случаях, когда при расчете конец ледника, расположенный на самой малой высоте для данной ледниковой системы, оказывается расположенным выше окружающих гор в пределах ледниковой системы, эта ледниковая система должна исчезнуть вовсе. В данном исследовании будущего состояния оледенения это произойдет с горами Бырранга, плато Пунторана, Южным Орулганом и южной частью Сунтар-Хаята, а также и некоторыми неболь-

шими оледенелыми в настоящее время хребтами на Камчатке.

Важно отметить, что эти выводы зависят от выбранной климатической модели и сценария антропогенного воздействия на глобальный климат. В данном случае выбор определялся стремлением оценить максимальные изменения в ближайшие 50 лет. Многие модели, например модель Хэдли-центра (Великобритания), дают меньшее сокращение оледенения.

Предлагаемый метод в равной степени применим при использовании любых климатических моделей и сценариев, в том числе и для исследования последствий похолодания климата, если они окажутся актуальными.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВ НА ОСНОВЕ ИХ МАССООБМЕНА И ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Анализ эволюции оледенения, проведенный в предыдущих разделах, выявил группы параметров, изменения которых могут в обобщенной форме характеризовать будущие пере-

мены в оледенении: показатели массоэнергообмена ледников с внешней средой, показатели пространственного положения ледников.

К первой группе относятся те параметры, которые измеряются преимущественно в слое снега или льда (такие как интенсивность аккумуляции и абляции, баланс массы), но обычно пересчитываются на воду с плотностью 1,0. Параметры второй группы описывают геометрические очертания ледника как трехмерного географического тела, которые определяются совместно балансом массы на поверхности ледника и физическими законами течения и деформации глетчерного льда.

Концептуально прогнозирование параметров первой группы основано на корреляциях масс-балансовых параметров с важнейшими метеорологическими величинами. Установление таких корреляций требует длительного мониторинга в полевых условиях для получения рядов гляциологических параметров (см., например, руководство (Østrem, Brugman, 1991)). При прогнозировании параметров второй группы оперируют морфометрическими (площадными и линейными) характеристиками ледников, которые определяются по топографическим материалам и аэрокосмическим снимкам. При этом в расчетных алгоритмах должны быть учтены тонкие закономерности реологии (свойств текучести) льда и кинематики ледников.

Показатели массоэнергообмена ледников с внешней средой

Методы оценки будущих значений масс-балансовых величин и их производных делятся на статистико-вероятностные и детерминированные (Котляков, 2007).

Статистико-вероятностный подход

Этот подход предполагает стационарный климат. Такой климат характеризуется постоянными долговременными средними значениями гидрометеорологических величин и случайны-

ми ненаправленными колебаниями погоды от года к году. В рамках этого подхода осуществимы прогнозы двух следующих типов.

1. Вероятностный прогноз, результат которого интерпретируется как обеспеченность для какого-либо параметра баланса массы поверхности — это вероятность превышения задаваемого наперед значения (Дюргер, 1984).

2. Гармонический прогноз, когда длинный ряд данных предшествующих наблюдений разлагается на гармоники, периоды которых соответствуют реальным ритмическим процессам, подбираются фазы, а прогноз параметра к нужному сроку достигается экстраполяцией (Берри, 1987). В этом гармонический прогноз смыкается с так называемым методом автопроекции (Kendall, 1973), при котором происходит разложение ряда на тренд, краткосрочную осцилляцию, сезонный эффект и случайный остаток.

Статистико-вероятностный подход требует информации лишь об изучаемом объекте (в гляциологии — о леднике, ледниковой системе, оледенении в целом) и, вообще говоря, не требует прогностической информации о самом климате. Достоинством статистико-вероятностного подхода является и то, что он позволяет оценить вероятность экстремальных (катастрофических) событий, что становится крайне востребованным тогда, когда предстоит количественно определить повторяемость стихийных разрушительных процессов.

Любым разновидностям прогностических моделей, основанных на описываемом статистико-вероятностном подходе, присуще требование достаточно представительного исходного ряда наблюдений. В гляциологии это обеспечивается либо путем построения палеогляциологических реконструкций, либо принятием гипотезы эргодичности исследуемых параметров. Последнее означает, что распределение во времени значений исследуемого параметра в данной точке какой-то области близко к их распределению в пространстве в

пределах этой области в общий момент времени. В таком случае вместо длинного временного ряда для одного ледника можно исследовать набор коротких рядов для разных ледников.

Из-за базового предположения о стационарности временного ряда вероятностный прогноз не в состоянии адекватно отреагировать на новые возмущения в развивающейся географической среде, что является его основным недостатком.

Адаптивные методы прогноза

Адаптивные модели относятся к итерационным схемам. Исходный временной ряд в них используется для дальнейшей корректировки параметров на основе новых данных, получаемых на каждом шаге во времени. Модель постоянно “впитывает” новую информацию, приспособливаясь к непрерывно меняющимся условиям развития явления. Вариантом адаптивного метода является метод кусочно-линейной аппроксимации (Лукашин, 1979). Он эффективно учитывает новые тенденции, быстро адаптируется к изменившимся условиям, но зато сильно реагирует на помехи и случайные искажения в связи с уменьшением веса “наследственности”. Соотношение между “изменчивостью” и “наследственностью” при использовании этого метода определяется субъективным выбором продолжительности интервала времени, в пределах которого информации придается одинаковое значение. Ценность информации внутри этого интервала считается одинаковой независимо от ее “возраста”, а вне его пределов скачкообразно падает до нуля, что представляется основным методическим недостатком этого метода.

Добиться устранения этого недостатка помогает прием, при котором ценность информации в зависимости от возраста учитывается с помощью геометрически убывающих весов: $1, \beta, \beta^2, \dots, \beta^j, \dots$, где j — “возраст” информации. Этот прием в 1957 г. предложил Ч. Хольт, а впоследствии развил Р. Браун. Здесь этот метод изложен по Брауну (Brown, 1963).

В методе Хольта — Брауна наряду с текущим фактическим значением x_t какого-либо гляциологического параметра (например, масс-балансового) в момент времени t рассматривается предиктор $D(t)$. Это — искусственно построенная переменная, значение которой в момент времени t определяется следующей формулой:

$$D(t) = (1 - \beta) \sum \beta^j x_{t-j}. \quad (9.5)$$

Здесь суммирование производится по j от 0 до $+\infty$, хотя верхний предел в действительности ограничен моментом начала наблюдений; β — параметр дисконтирования ($0 \leq \beta < 1$), имеющий смысл меры падения ценности данных во времени. Сумма коэффициентов $1, \beta, \beta^2, \beta^3, \dots, \beta^j$ равна $(1 - \beta)$. Используя предиктор $D(t)$, можно прогнозировать значение переменной x в следующий момент времени $(t + 1)$. Главная проблема модели Хольта—Брауна — субъективное задание β . Чем ближе β к 1, тем более осторожен прогноз; чем ближе β к 0, тем больше он учитывает всевозможные случайности предшествующего периода (Wheelwright, Makridakis, 1973). Основоположник рекомендует брать $0,7 \leq \beta \leq 0,9$; чем больше β , тем больше средний возраст информации, так что для долгосрочных прогнозов β должно быть велико (Brown, 1963).

На рис. 9.4 в качестве примера представлен прогноз на 2025 г. интенсивности аккумуляции, абляции, баланса массы и объема ледникового стока для кавказского ледника Джанкуат. Этот прогноз исходит из 116-летнего ряда реконструированных и инструментально измеренных значений (1872—1987 гг.). Использована модель Хольта — Брауна с $\beta = 0,9$. На рис. 9.4 точками нанесены значения 116-летнего ряда. Среди них проведены кривые экспоненциального сглаживания по 11-летним периодам, а отрезок прямой соединяет значение D_{1987} с прогнозируемым на 2025 г.

Формально модели Хольта — Брауна могут быть использованы при прогнозировании состояния гляциологических объектов на десятки

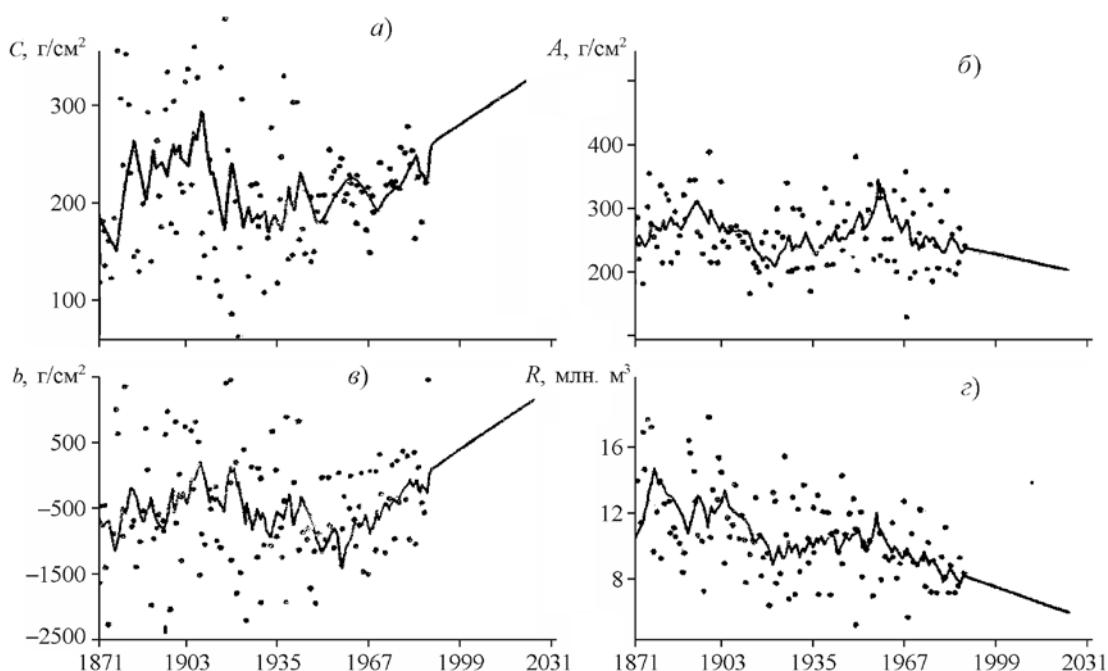


Рис. 9.4. Пример использования модели Хольта — Брауна для прогнозирования бюджетных характеристик ледника Джанкуат на 2025 г.: а) аккумуляция; б) абляция; в) чистый баланс массы; г) объем ледникового стока.

лет, но все же наиболее достоверные результаты они дают при краткосрочном прогнозировании.

Детерминированный подход

При этом подходе результат прогнозирования зависит как от выбора предикторов и соответствующих взаимосвязей, так и от субъективных концепций, положенных в основу построений. Как известно, возникновение и эволюция ледника являются производными от совместного действия двух факторов: рельефа и климата. Изменения рельефа имеют иной, больший временной масштаб по сравнению с периодом полного обращения массы горного ледника. Поэтому очевидно, что детерминированный прогноз горного оледенения должен быть основан на долгосрочном прогнозе климата.

За последние десятилетия выдвинуто множество представлений о будущем климате, которые можно объединить в три концептуальные группы.

Сторонники первой (Будыко, 1980; Rind, 1984; Schelling, 1984; Coles, 1986) и их многочисленные последователи убеждены, что эволюция климата в обозримом будущем будет определяться усилением парникового эффекта вследствие увеличения концентрации CO_2 и других парниковых газов в атмосфере. Увеличение концентрации вызвано антропогенными выбросами парниковых газов в атмосферу в ходе промышленной деятельности и интенсивного вырубания экваториальных лесов Бразилии, Заира и Индонезии, которые удерживают в связанном состоянии углерод. Главным следствием для климата здесь безоговорочно считается глобальное потепление, и различия сводятся только к количественным оценкам увеличения температуры воздуха и скорости приращения концентрации парниковых газов во времени. В последнее время ряды сторонников этой группы постоянно пополняются, а представительная Межправительственная группа экспертов по изменению климата —

МГЭИК (Climate Change 2001, 2001) — активно способствует совершенствованию сценариев изменения глобального климата.

Вторая группа (Лебедев, 1985; Sankar Rao, 1986; Idso, 1987 и др.), не отрицая антропогенного влияния на глобальный климат, полагает его все же недостаточно мощным для того, чтобы превалировать над естественным ходом развития климата. Поэтому эти ученые исходят из пролонгации ненарушенных физико-географических тенденций на Земле, ставя в иерархии приоритетов климатообразующих факторов на первое место солнечную радиацию, а уж потом содержание в атмосфере CO_2 , аэрозолей и т. д. Еще не так давно на близких позициях стояла определенная часть отечественных экспертов-климатологов (Борисенков, Полозов, 1986), которые полагали, что в XXI в. температура не будет сильно отличаться от XX в. (по крайней мере, за счет техногенеза).

Наконец, представители третьей группы (Thompson et al., 1984; Schumacher et al., 1984; Rodhe, 1984; Кондратьев и др., 1985а, 1985б) рассматривают в основном климатические последствия “сценарной” ядерной войны, сценарии ядерного конфликта варьирующей мощности. При этом на качественном уровне анализа суть возможных последствий разногласий не вызывает: вследствие ослабления прихода солнечной радиации к земной поверхности понижение глобальной температуры будет измеряться десятками градусов, что неминуемо вызовет климатический коллапс на планете.

Второй субъективный момент в детерминированных построениях связан с выбором предикторов — тех метеорологических величин, которые полагаются функционально связанными с масс-балансовыми показателями ледника. Из-за того, что не существует ни одной метеорологической величины, которая могла бы быть в природе напрямую связана сразу с результирующим параметром — балансом массы, вычисления сначала ведутся отдельно для его составляющих — аккумуляции и абляции, а потом алгебраически складываются.

При этом приходится принять важное теоретическое допущение о неизменности во времени тех базовых гляциометеорологических соотношений и корреляций, которые выявлены в ходе мониторинга на современном этапе. Именно они используются далее для расчета гляциологических параметров исходя из оценок будущего климата. В этом наиболее слабое место детерминированной прогностической схемы, поскольку доказать принимаемое допущение невозможно. В частности, базовые гляциометеорологические соотношения и корреляции могут нарушиться при изменении геометрии ледника.

Если говорить об однопараметрических соотношениях, то интенсивность аккумуляции C чаще всего связывают с суммой зимних осадков P_w ; сезон “зима”, вообще говоря, индивидуален для разных горных систем (Виноградов, Ходаков, 1973; Кренке, Попова, 1974). Иногда вместо суммы осадков используются ее аномалии — отклонения от многолетней средней (Коновалов, 1975), а вместо формул — номограммы (Ходос, 1965; Богданова, 1977). Вследствие того, что основная часть массы снега накапливается в гляциальном поясе при циклональном типе погоды, возможен и косвенный расчет интенсивности аккумуляции (Троицкий и др., 1966) исходя из ее отрицательной зависимости от средnezимних значений температуры воздуха T_w или обратной от атмосферного давления. Двухпараметрические соотношения обычно оперируют теми же величинами P_w и T_w (Геткер и др., 1972; Глазырин, 1985). В силу того, что косвенный расчет аккумуляции редко приводит к высокой сходимости экспериментальных и регрессионных значений из-за заметной роли случайных процессов (в первую очередь, лавинного и метелевого перераспределения вещества), иногда довольствуются линеаризацией аппроксимации. А. Н. Кренке предложил пользоваться зависимостью концентрации снега на леднике от его морфологического типа (Кренке, 1982).

Однопараметрические соотношения для абляции A чаще всего связывают ее со среднелетней температурой воздуха T_n или с ее аномалией — отклонением от средней (Коновалов, 1975), либо с суммой положительных температур за календарный год (Ходос, 1965). Наибольшее признание получила формула Кренке — Ходакова:

$$A = (kT_n + c)^n + \varphi \quad (9.6)$$

с эмпирическими параметрами k , c , n и φ ; в оригинале (Кренке, Ходаков, 1966) $k = 1$, $c = 9,5 \pm 1,5$, $n = 3$, $\varphi = 0$. Приближенное равенство $n \approx 3$ справедливо, как показывает проверка, для самых разных ледников Земли и является следствием кубического соотношения между среднегодовой температурой и суммой положительных температур за год. Существует модификация этого соотношения, предложенная В. Р. Барбашем с соавторами (1982):

$$A = 1,33(T_n + 9,66)^{2,85}. \quad (9.7)$$

Однако для большинства ледников Земли солнечная радиация играет самостоятельную и весьма важную роль в формировании теплового баланса. Поэтому физически более обоснован косвенный расчет интенсивности абляции A не по одной переменной — температуре, а по двум переменным — температуре и балансу коротковолновой радиации B_k . Именно такой принцип был ранее реализован для косвенного вычисления интенсивности абляции камчатского ледника Кориго (Виноградов, Ходаков, 1973). Показательно, что и в этом случае функция $A(T_n, B_k)$ сохраняла кубический характер, а именно абляция за год в миллиметрах приближенно равнялась:

$$A = 0,1(T_n + 1,3\sqrt{B_k} + 4)^3. \quad (9.8)$$

Подавляющее большинство работ схожей направленности так или иначе основаны на региональных модификациях базовой формулы Кренке — Ходакова.

Суть детерминированного подхода достаточно полно и подробно освещена в сводках (Ходаков, 1978; Коновалов, 1979; Кренке,

1982; Глазырин, 1985). Примеров же составления на его основе конкретных прогнозов для индивидуальных ледников, к сожалению, немного, поскольку такая работа требует детальной изученности исследуемого объекта.

Одной из первых такая оценка в предельно упрощенном варианте была сделана для киргизского ледника Карабаткак на Тянь-Шане (Мягков, 1984). За ней последовали прогнозы по ряду ледников Кавказа (Поповнин, 1993; Панов, 1993), хребта Терской-Алатау (Диких, 1997), Алтая (Нарожный и др., 2005), северо-востока Сибири и Камчатки (Ананичева, Кренке, 2007).

Однако субъективизм при прогностических построениях приводит подчас к тому, что для одного и того же ледника результаты исследователей, использующих разные модели изменения климата, не совпадают и отличаются не только количественно, но и демонстрируют качественно разные тенденции. Именно так произошло с прогнозом эволюции самого изученного ледника России — Джанкуата в Приэльбрусье (Панов, 1993; Поповнин, 1993). Все это указывает на то, что в методологии оценки будущих перемен водно-ледовых ресурсов горных ледников остается еще много нерешенных задач. Одним из альтернативных подходов является предложенный А. Н. Кренке (1982 г.) метод оценки аккумуляции и абляции с помощью осреднения и интерполяции расчетов по отдельным ледникам для ледниковых систем разного масштаба. Однако и эти результаты также зависят от выбранной климатической модели или их ансамбля, а также принятых в них сценариях антропогенных воздействий на климат.

Изменения пространственного положения ледников

К показателям пространственного положения ледника относятся его длина, площадь, объем, толщина, наклон, характерные высотные отметки над уровнем моря и прочие морфометрические величины. Именно различия

во всей совокупности морфометрических показателей предопределяют разную реакцию геометрических параметров ледника на изменение масс-балансовых условий, вызываемых изменениями климата. Индивидуальный отклик каждого отдельно взятого ледника на внешние возмущения можно рассматривать как в категориях пространства (колебания размеров, мощности, отступление или наступание фронта и т. д.), так и времени (время запаздывания реакции).

Если последствия возмущения конкретных метеорологических величин, определяющих баланс массы ледника и его компонентов, наступают практически мгновенно, т. е. в пределах балансового года, то соответствующие изменения пространственного положения ледника наступают существенно позднее. Это связано с тем, что изменения геометрических параметров ледника определяются достаточно медленными внутренними процессами течения льда под действием гравитационных сил в условиях измененного массоэнергообмена.

Серьезное исследование проблемы изменения облика ледника вследствие изменения баланса его массы в условиях меняющегося климата было начато трудами Дж. Веертмана и Дж. Ная (Weertman, 1958; Nye, 1958). Именно тогда было обнаружено и объяснено с позиций физики, что любая возникающая аномалия баланса массы генерирует так называемую кинематическую волну. Это результат передачи ориентированного давления во льду со скоростями s , превышающими естественные темпы вязко-пластичного движения льда u в 3–6 раз. Распространяясь вниз по течению ледника, чередующиеся участки сжатия и напряжения приводят к образованию в рельефе ледниковой поверхности чередования бугров и депрессий, вследствие чего вдоль линии тока распространяются зоны изменения толщины ледника h и расхода льда q . Здесь расход есть объем льда, проходящий в единицу времени через сечение, перпендикулярное направлению течения (далее — ось x).

Уравнение, отражающее закон сохранения массы, имеет следующий вид (van de Wal, Oerlemans, 1995):

$$\partial q(t, x)/\partial x + \partial h(t, x)/\partial t = b(t, x). \quad (9.9)$$

Здесь x — направление вдоль оси ледника (направление течения); t — время; b — баланс массы в расчете на единицу расстояния по оси x .

Дж. Най показал (Nye, 1960), что q и h функционально связаны, причем зависимость близка к четырехстепенной: $q \approx h^4$. Уравнение (9.9) можно использовать для количественного описания кинематической волны. Знание законов распространения кинематических волн позволяет оценить время, за которое возмущение баланса массы из области питания ледника достигнет фронта языка, а также амплитуду вынужденной реакции фронтальной отметки.

Кинематические волны (Патерсон, 1984) — следствие закона сохранения массы и соотношения между потоком массы через сечение, объемом льда, приходящимся на единицу расстояния вдоль направления течения, и пространственным положением этого сечения. Кроме того, в общем случае поток q зависит от угла наклона ложа, что приводит к диффузии кинематических волн. Из-за этого рассеяния распространение волн вниз по леднику замедляется, а их амплитуда уменьшается. Диффузия приводит к увеличению времени реакции фронта ледника. Кинематические волны малого периода (например, сезонные или межгодовые) быстро гасятся рассеянием и могут потерять свою выраженность при подходе к концу ледника, если ледник достаточно длинный. Волны же большого периода (продолжительностью в десятки лет) способны достичь конца даже очень крупного ледника.

Физическая модель Дж. Ная (Nye, 1957) — одна из первых в теоретической гляциологии. Ею описывается в наиболее упрощенном виде влияние растягивающего и сжимающего течений на скорость движения ледника, распространение кинематической волны вниз по

течению и результирующее видоизменение продольного профиля поверхности ледника. Дж. Най исходил из того, что в общем случае поверхностная скорость движения льда u увеличивается от верховьев ледника к границе питания, где и достигает своего максимума; далее, к концу ледника, скорость уменьшается.

Представим, что стационарный ледник (на котором годовые аккумуляция и абляция постоянны в течение длительного времени и каждому сечению соответствуют строго определенные толщина и расход льда) подвергся одинаковому однократному возмущению масс-балансовых условий во всех точках своей поверхности. Тогда он выйдет из исходного состояния равновесия. Там, где кинематическая волна распространяется вниз по леднику с увеличивающейся скоростью ($\partial c/\partial x > 0$), дневная поверхность возвращается к своему первоначальному уровню экспоненциально (возмущение “гаснет” экспоненциально). Однако там, где скорость волны уменьшается в направлении вниз по леднику ($\partial c/\partial x < 0$), т. е. в области деформаций сжатия, ледниковая поверхность экспоненциально удаляется от первоначального уровня. Таким образом, обычно области растекания ледника являются устойчивыми, а областям сжатия, напротив, присуща неустойчивость.

Сказанное соответствует представлению Дж. Ная (Nye, 1961) о том, что в случае кратковременного эпизода изменения баланса массы — однократного возмущения, равномерного по всей площади ледника (допустим, утолщения всего ледника на одинаковую величину), — в верхней части, где господствуют деформации растяжения, поверхность будет возвращаться к своему начальному, невозмущенному состоянию. При этом возмущение будет экспоненциально уменьшаться во времени. В нижней же части после возмущения поверхность начнет экспоненциально отклоняться от начального состояния, в случае если возмущение имело характер утолщения ледника — воздыматься. При этом гребень возды-

мания будет перемещаться от границы между двумя этими частями ледника (т. е. от линии равновесия, или кинематической границы питания) вниз по течению, формируя тем самым кинематическую волну, распространяющуюся отсюда в область абляции. В любой точке языка поверхность будет продолжать повышаться, пока сюда не придет гребень волны, после чего она станет экспоненциально понижаться. Таким образом, поверхность ледника в конечном итоге возвращается к своему изначальному профилю, и в этом смысле ледник как единое целое выглядит устойчивым к внешнему возмущению.

Однако примечательно, что после возмущения конец языка может очень долго пребывать в неустойчивом состоянии, все время испытывая гипсометрическое повышение, пока его не достигнет гребень кинематической волны. Так, если скорость течения льда u близ фронта составляет 0,1 максимальной скорости u_{\max} в среднем течении, то толщина в конце ледника может увеличиться в 40 раз, прежде чем поверхность начнет вновь опускаться (Nye, 1960). Следовательно, нижняя часть ледника находится в состоянии очень чувствительного равновесия. Будучи в принципе неустойчивой, она приобретает устойчивость лишь благодаря верхней части ледника, откуда постоянно генерируются и направляются вниз кинематические волны, восстанавливающие равновесие. Учитывая это, не следует удивляться, наблюдая активные изменения на многих ледниковых языках.

В случае же не эпизодического, а хронического изменения масс-балансовых условий одинакового по всей площади ледника, допустим, приводящего к его утолщению на величину a_1 , приспособление ледникового профиля к новой климатической обстановке происходит иначе. Весь ледник начинает утолщаться, но если верхняя его часть устойчиво стремится к мощности, отвечающей новым стационарным условиям, то нижняя часть увеличивает свою высоту неравномерно. Подобное неустойчи-

вое состояние сохраняется до тех пор, пока до всех точек языка не докатится кинематическая волна сверху. Поверхность продолжит повышаться и после этого, но уже с изрядным замедлением. В итоге будет достигнут новый продольный профиль поверхности, соответствующий новому стационарному состоянию. Характерно, что гипсометрический подъем поверхности на языке становится все значительнее в направлении к его фронту. Развивая пример, приведенный выше для случая однократного возмущения, можно показать, что если скорость течения льда в низшей точке языка составляет 0,1 максимальной скорости, то поднятие поверхности относительно изначального уровня здесь будет в 79 раз больше, чем в области питания (Nye, 1960). Предельное увеличение толщины верхней части ледника составит приблизительно $a_1/4r_0$, где r_0 — скорость продольной деформации глетчерного льда. Если приход вещества окажется эквивалентным приросту 1 м льда в год, то при $r_0 = 10\%$ в год поверхность области питания станет выше на 2,5 м, а при $r_0 = 1\%$ — на 25 м. Увеличение длины ледника по отношению к его общей длине вследствие наступания фронта составит a_1/A_0 , где A_0 — абляция у конца языка. При $a_1 = 1$ м и $A_0 = 5$ м общая длина ледника увеличится в конечном счете на 20%.

Теорию Дж. Ная можно адаптировать к случаю долинного ледника произвольного сечения и переменной ширины B . При этом скорость распространения кинематических волн c и коэффициент их рассеяния (диффузии) D определяются следующим образом:

$$c = \frac{1}{B} \frac{\partial q}{\partial h}, \quad D = \frac{1}{B} \frac{\partial q}{\partial \alpha}, \quad (9.10)$$

где α — уклон поверхности участка ледника.

Само предположение о том, что поток льда представляет собой функцию расстояния вдоль линии тока, мощности льда и угла наклона поверхности, фактически оправдано лишь для субизотермальных ледников умеренного типа. Но гораздо более существенным априор-

ным допущением является предположение о постоянстве баланса массы по всему леднику. Это предположение практически никогда не выдерживается в действительности.

Таким образом, если говорить о реальных ледниках, то теория Дж. Ная, конечно, предельно упрощает постановку задачи. Тем не менее многочисленные последователи Дж. Ная используют ключевые моменты его теории в своих модификациях модели.

В модели У. Бадда – Д. Йенссена (Budd, Jenssen, 1975), в отличие от модели Дж. Ная, принимаются во внимание продольные градиенты напряжений. Модель рассматривает не весь ледник, а лишь его единичное продольное сечение вдоль линии тока, для учета сопротивления бортов долины вводится коэффициент формы. Если высота подледного ложа и скорость аккумуляции (абляции) вдоль оси известны, модель позволяет рассчитать горизонтальные составляющие скорости и толщину льда (а значит и профиль дневной поверхности) в зависимости от времени.

Главное допущение модели Бадда – Йенссена — положение о том, что деформация льда подчиняется степенному реологическому закону Глена, выведенному на основании данных экспериментов со льдом с постоянной по толще температурой:

$$\dot{\epsilon}_{xy} = A \tau_{xy}^n. \quad (9.11)$$

Здесь $\dot{\epsilon}_{xy}$ — касательная скорость деформации; τ_{xy} — тангенциальное напряжение; A — параметр, зависящий от температуры и структурно-петрографических свойств льда, а n — константа, подбираемая в диапазоне 1,5—4 и обычно равная 3. Другое предположение — отсутствие скольжения по ложу, что плохо согласуется с реальностью.

Впоследствии У. Бадд усовершенствовал эту модель (Budd, 1975): были введены новые граничные условия на ложе, которые учитывали скольжение. При этом обнаружилось, что в некотором диапазоне значений интенсивности

аккумуляции (абляции) при соответствующим образом подобранных величинах двух введенных автором характеристик — так называемых коэффициенте трения при смазке ψ и параметре вязкости η — модельный ледник оказывается в режиме постоянных колебаний. В этом режиме продолжительные периоды отступления перемежаются с короткими периодами быстрых наступаний через некоторые промежутки времени. Здесь теоретически возможна положительная обратная связь: увеличение скорости скольжения увеличивает скорость рассеяния энергии и как следствие — количество талой воды на ложе, а последнее приводит к дальнейшему усилению скольжения. Положительная обратная связь между скоростью скольжения и водной смазкой на субстрате может приводить к неустойчивому состоянию, напоминающему пульсацию. Поэтому У. Бадд использовал эту модель для объяснения механизма сёрджей, что, впрочем, вызвало немало критических замечаний (Патерсон, 1984). Критика касалась теоретико-экспериментальной необоснованности и произвольности подбора параметров ψ и η . По У. Патерсону, подвижка начинается, когда продольный профиль ледника достигнет некоего критического состояния, причем быстрому скольжению должно предшествовать накопление изрядного количества воды у основания. Пульсации происходят на каком-либо леднике через более или менее одинаковые интервалы времени. Они в свою очередь определяются временем, необходимым для приобретения продольным профилем критической формы, что зависит от площади ледника и интенсивности аккумуляции и абляции. Скорость скольжения определяется преимущественно конфигурацией продольного профиля, тогда как талая вода оказывает важное, хотя и меньшее по своему значению влияние.

Среди других детерминированных моделей эволюции ледников следует упомянуть трехмерные модели Л. Расмуссена — У. Кэмпбелла и Н. Махаффи.

Первая (Rasmussen, Campbell, 1973) рассматривает глетчерный лед как ньютоновскую вязкую жидкость, для которой $n = 1$ в реологическом законе, а компоненты скорости, перпендикулярные ложу, везде равны нулю.

Выбор значения параметра n является очень важным. Дело в том, что закон Глена (9.11) с показателем $n = 3$ не учитывает того, что в реальности деформации льда могут зависеть от целого ряда факторов, в результате чего лед может вести себя как ньютоновская жидкость ($n = 1$), а может характеризоваться большей степенью нелинейной зависимости скорости деформации от температуры ($n = 4$) (MacAyeal et al., 1996). Если принять повсеместно в толще ледника значение $n = 3$, то не будет учитываться изменение кристаллической структуры льда с глубиной. Между тем доказано (Thorsteinsson et al., 2003; Faria et al., 2003), что структура льда с глубиной меняется, происходит рост кристаллов льда, рекристаллизация, и изначально изотропная кристаллическая структура льда с увеличением глубины становится анизотропной. Это означает, что в одном направлении лед становится “мягче”, и его деформации в этом направлении происходят легче, чем в других. В модели Расмуссена — Кэмпбелла предполагается, что имеется определенное соотношение между расходом льда и касательным напряжением на ложе, основанное на законе скольжения. Это соотношение позволяет исключить тангенциальные напряжения (9.11), а на основе двухмерного уравнения неразрывности выводится соотношение, увязывающее толщину льда с балансом массы. Допущения этой модели в определенной мере выполняются для горных ледников, но не соответствуют реальности в случае ледниковых покровов.

Модель Н. Махаффи (Mahaffy, 1976), напротив, пригодна для описания в первую очередь покровного оледенения или куполовидных ледяных шапок, если ложе под ними относительно ровное, а не является горной вершиной. В этой модели деформация льда происходит

только под действием тангенциальных напряжений. Уравнения модели решаются численно в прямоугольной области, что позволяет рассчитать топографические характеристики поверхности произвольного ледникового покрова. По сути, модель Махаффи — прообраз современных трехмерных нестационарных моделей. Она является также основой для поколения термодинамических моделей, созданных для описания эволюции покровного оледенения. Ведь в действительности динамика льда в значительной степени обусловлена полем температуры и, наоборот, распределение температуры зависит от скорости растекания. Учитывать зависимость между полем температуры и полем скоростей (термодинамическое сопряжение) в моделях начали после работ С. С. Григоряна, М. С. Красса и П. А. Шумского (Grigoryan et al., 1976), в которых в общем виде сформулированы теоретические основы математического моделирования ледниковых объектов разного пространственного масштаба.

В работе (Григорян, Шумский, 1975) для описания динамики трехмерного нестационарного ледника предложен метод тонкого пограничного слоя, позволяющий упростить описание растекания льда в тех случаях, когда кривизной его поверхности и ложа можно пренебречь. Этот подход был впоследствии использован К. Хуттером (Hutter, 1981) в его концепции аппроксимации мелкого льда — Shallow Ice Approximation (SIA). Применение SIA позволило существенно уменьшить объем вычислений при сохранении точности. Оно породило целую плеяду эффективных трехмерных комплексных термодинамических моделей, появившихся в конце 1980-х — начале 1990-х годов. Это был существенный прогресс в моделировании, поскольку в предшествующих моделях Д. Йенссена для Гренландии (Jenssen, 1977) и К. Хертериха для Антарктиды (Herterich, 1988) разрешение в виде пространственных ячеек 100×200 км было еще слишком грубым для того, чтобы обеспечить высокую точность.

Под комплексными (англ. comprehensive) моделями ледниковых покровов понимаются такие, которые описывают механические и термодинамические процессы в самих щитах и связанных с ними средах — атмосфере, океане, литосфере. Их последние модификации (Huybrechts, 1992; Verbitsky, Saltsman, 1997; Calov et al., 1998; Рыбак, 2008) отличаются неплохим пространственным разрешением (20—40 км), так что стало возможно применять их для решения задач пространственно-временной эволюции ледниковых покровов в условиях меняющейся окружающей среды.

Таким образом, детерминированные математические модели позволяют вычислять новые геометрические параметры ледника и распределение в нем напряжений и скоростей при заданном изменении баланса массы во времени, если в качестве входных параметров заданы конфигурация подстилающей поверхности, начальное распределение массы ледника и начальная эпюра температуры внутри ледникового тела. Термический режим ледника предопределяет господствующий тип льдообразования и наличие воды на ложе, что в свою очередь влияет на механизм движения масс льда и на закономерности переноса возмущений внешнего массоэнергообмена из области питания в область абляции.

В тех ледниках, где превращение снега в лед (иногда напрямую, но чаще всего через стадию фирнизации) происходит в условиях холодного режима, т. е. в рекристаллизационной, режеляционно-рекристаллизационной, холодной инфильтрационно-рекристаллизационной и инфильтрационно-конжеляционной зонах льдообразования по классификации П. А. Шумского (1955), температура ниже деятельного слоя вплоть до основания остается отрицательной. Из-за этого их базальные слои оказываются примороженными к ложу, и движение осуществляется с помощью вязко-пластических деформаций. В отличие от них, основание ледников теплого режима, т. е. относящихся к теплой инфильтрационно-ре-

кристаллизационной зоне льдообразования, находится на точке плавления. Вследствие таких условий образующаяся на контакте с субстратом пленка воды облегчает проскальзывание ледника по ложу, создавая предпосылки к глыбовому движению и как следствие — к повышенной скорости массообмена и меньшему запаздыванию отклика геометрических параметров ледника на внешние возмущения.

Если напряжение сдвига у основания ниже предела вязко-пластических деформаций (который равен 0,16 МПа при температуре льда $-1,2^{\circ}\text{C}$, 0,20 МПа при $-1,8^{\circ}\text{C}$ и 0,30 МПа при -4°C), то смещение поверхности ледника связано в основном с вязким течением льда, а при равенстве этих величин будет преобладать глыбовое скольжение (Войтковский, 1997; Aleynikov et al., 2002). Поэтому смена господствующего механизма льдообразования при изменении климата может приводить к кардинальному изменению характера движения льда, что чревато нарушением динамического равновесия и образованием сёрджей. Наиболее вероятен переход от вязко-пластического движения к глыбовому именно при замене холодного режима на теплый. Этим отчасти объясняются гораздо более редкие факты ледниковых пульсаций в горных системах с преобладанием теплых ледников (Альпы, Кавказ, Скандинавия), нежели там, где доминируют ледники умеренно холодного типа (Каракорум, Памиро-Алай, Аляска).

Определенное влияние на изменение геометрических свойств ледника может оказывать и текстурная неоднородность внутри ледникового тела. Ее происхождение — естественное напластование годовых слоев, к границам между которыми должна быть приурочена основная зона релаксации напряжений. Наползание льда вдоль неоднородностей на нижележащую толщу ведет к деформациям сдвига и дизъюнктивным микродислокациям. Надвигание части толщи на расположенную ниже часть ледника В. Н. Голубев (1997) называет эстафетным механизмом движения. Этот

механизм предполагает локальное увеличение толщины ледника в зоне надвига и последовательное (в виде волны) смещение этой зоны в направлении фронта. В случае сдвигов вдоль серии неоднородностей (подобно сдвигу колоды карт) интегральная скорость смещения поверхности ледника будет превышать скорость смещения вдоль отдельной плоскости скальвания.

Очевидно, что основное увеличение скорости должно происходить в нижней части поперечного сечения — в зоне высоких напряжений — и вследствие этого высокой концентрации потенциальных поверхностей деформации. По мере приближения к фронту и уменьшения толщины ледника уменьшаются и возмущения, обусловленные наползанием вышележащей толщи, что предполагает быстрое уменьшение скорости течения в этом направлении. Поэтому независимо от преимущественного механизма движения установленные при натурных наблюдениях на разных ледниках Земли закономерности этого процесса сводятся к следующим положениям (Бадд, 1975; Голубев, 1997):

— скорости течения достигают наибольших значений на дневной поверхности ледника, уменьшаясь у ложа на 10—90%;

— наибольшие скорости течения отмечаются в верхних частях ледника, к фронту они уменьшаются в несколько раз или даже на порядки;

— движение осложняется кинематическими волнами, перемещающимися с большей скоростью, чем скорость течения льда.

Теория ледниковых волн позволяет оценить в общем виде как изменение размеров ледника, так и характерное время его отклика на возмущения баланса массы вследствие изменения климата. Так, для ледников Альп В. Хэберли и М. Хельцле (1997) рассчитывали приращение δL начальной длины ледника L_0 в ответ на заданное изменение баланса массы ледника δb , используя пропорцию:

$$\frac{\delta L}{L_0} = \frac{\delta b}{b_k} \quad (9.12)$$

Здесь b_k — осредненный за предшествующие годы баланс массы в низшей точке ледника.

Характерное время реакции ледника (response time, t_{resp}), т. е. период, за который полностью осуществится соответствующее удлинение (сокращение) δL , вычисляется с использованием параметра максимальной толщины ледника h_{max} (Johannesson et al., 1989):

$$t_{\text{resp}} = h_{\text{max}} / b_k \quad (9.13)$$

Время отклика — время t_{resp} , за которое пространственное положение ледника приспособляется к новым масс-балансовым условиям, — разумеется, больше того времени, спустя которое на поведении фронтальной отметки языка отразится изменение аккумуляции (абляции) в вышележащих поясах ледника. Время задержки реакции ледника t_{react} — время между климатическим событием, вызвавшим изменение баланса массы δb , и первым откликом в поведении фронта на это изменение баланса массы — вычисляется исходя из скорости распространения кинематических волн c :

$$t_{\text{react}} = L_a / c \quad (9.14)$$

Здесь L_a — длина осевой линии тока в области абляции. Типичное время реакции t_{react} для горных ледников, которым свойственны продольные скорости деформации от 10^{-1} до 10^{-2} год $^{-1}$, находится в диапазоне от 2,5 до 25 лет (Патерсон, 1984), хотя диффузия кинематических волн способна существенно увеличить его. При этом чем толще ледник, тем быстрее его геометрические параметры адаптируются к изменившимся условиям.

Однако согласно тем же оценкам (Патерсон, 1984), для большого ледникового покрова типа гренландского или антарктического, у которого продольная скорость деформации порядка 10^{-5} год $^{-1}$, время реакции увеличивается до 25 000 лет. Показательно, что изменения баланса массы ледниковых покровов прежде всего приводят к изменению плановых координат ледникового покрова, толщина же льда

оказывается менее чувствительной. Так, для центральной части Антарктиды масс-балансовый форсинг 2,5 мм водного эквивалента в год (что составляет там почти 10% чистой годовой аккумуляции) вызовет в конечном итоге изменение мощности ледника на 62,5 м (не более 2% базовой толщины льда) (Патерсон, 1984).

Запаздывание реакции горного ледника на некоторое климатическое событие, отдаленное на десятилетия — первые столетия, может накладываться на отклик фронта на текущие возмущения. Итоговое поведение фронта — это реакция на суперпозицию (Голубев, 1997) климатических сигналов современных и прошлых, отстоящих на время релаксации, т. е. отрезок времени между первой реакцией на конце языка и окончательным откликом фронта на возмущение баланса массы (Johannesson et al., 1989; Хэберли, Хельцле, 1997):

$$t_{\text{relax}} = t_{\text{resp}} - t_{\text{react}} \quad (9.15)$$

Поэтому не удивительно встречать колебания конца какого-либо ледника, рассогласованные с соседними ледниками. Отклонение протяженности ледника и положения его фронта от равновесных значений определяет тенденции в развитии ледника, связанные с современным климатом, а время запаздывания и период релаксации позволяют косвенно установить его эволюционные тенденции, связанные с воздействием событий прошлого.

Завершая изложение возможностей прогнозирования эволюции ледников, базирующихся на классических моделях течения и распространения ледниковых волн, следует все же отметить, что в большинстве своем вследствие многочисленных допущений, плохой обоснованности граничных условий, зависимости численных значений от пространственного разрешения и в целом неудовлетворительной воспроизводимости результатов подобные методы не самым лучшим образом подходят для исследования реакции конкретного ледника на конкретные ожидаемые изменения климата.

Поэтому закономерен тот интерес, который в последнее время проявляется исследователями ледников к упрощенным расчетным схемам Й. Эрлеманса, сведенным воедино в его недавно вышедшей монографии (Oerlemans, 2008). Концептуальной основой его моделей, не случайно названных автором минимальными, служит отсечение второстепенного. Он сознательно отказывается от излишнего насыщения алгоритмов такими величинами, как скорость скольжения, мощность, давление воды на ложе и т. д. У Й. Эрлеманса входными параметрами служат обобщенные или градиентные переменные, а эволюция ледников прогнозируется исходя из интегрированного уравнения неразрывности:

$$\frac{dV}{dt} = \int b dx dy + C. \quad (9.16)$$

Здесь V означает объем ледника; x и y — горизонтальные координаты; b — баланс массы в точке (в расчете на единичную горизонтальную площадку), а C — изменения массы, связанные с процессами на конце языка или (в случае шельфовых ледников) на линии налегания. Применение моделей Эрлеманса неоднократно демонстрировало сходство с результатами прямого или независимого косвенного контроля по многим ледникам Земли (Oerlemans, 1988; Кунахович и др., 1996; MacGregor et al., 2000; Paul et al., 2009 и др.). Эти модели в применении к горным ледникам будут более подробно рассмотрены в следующем разделе.

“МИНИМАЛЬНЫЕ” ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЕ И СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛЕДНИКОВ

В последние годы происходит развитие простых интегральных (т. е. не имеющих пространственного разрешения) моделей ледников, которые, несмотря на простоту, оказываются способны воспроизвести многие важные ас-

пекты изменения состояния ледников. В этих моделях (которые из-за их упрощенности иногда называют “минимальными моделями” (Oerlemans, 2008)) основной величиной является длина ледника (L) (или радиус, если речь идет о ледниковом щите). Такой подход возможен только в том случае, если предполагается, что рассматриваются достаточно протяженные интервалы времени, в течение которых вариации баланса массы уравниваются движением льда, вследствие чего достигается определенный равновесный профиль.

Такой подход, несмотря на декларируемую упрощенность, весьма эффективен, потому что позволяет вычислять значения параметров ледника, соответствующие тем, которые наблюдаются при стандартных гляциологических исследованиях. Среди них наиболее простой и массово измеряемой является длина ледника, определяемая положением его нижней границы.

В работе (Oerlemans, 2008) развита упрощенная модель ледника, базирующаяся на следующих предположениях.

1. Ледник расположен на склоне постоянной крутизны ν , т. е. высота h точки на склоне над уровнем моря есть $h(x) = h_0 - \nu x$, где x — горизонтальная координата этой точки, а h_0 — высота верхней точки ледника, которой соответствует $x = 0$.

2. Длина L и средняя по профилю толщина H ледника связаны между собой параболической зависимостью (Патерсон, 1984) следующего вида: $H = \alpha \sqrt{L} / (1 + \mu \nu)$, где α и μ — константы, параметры конкретного данного ледника.

3. Баланс массы на данной высоте описывается линейной зависимостью от высоты $\dot{b} = \beta (h - E)$, где E — высота границы питания ледника, на которой аккумуляция и абляция уравниваются, а β — константа, параметр данного ледника.

Зависимость \dot{b} от высоты в принципиальном плане понятна — при уменьшении высоты положительные значения в зоне аккумуляции

сменяются отрицательными в зоне абляции. У некоторых ледников эта зависимость действительно близка к линейной (рис. 9.5).

Высота E обозначает высоту границы питания, близкую к фирновой линии, которая определяется для изучаемых ледников в каждый отдельно взятый год. Результатом ее многолетнего осреднения служит представление о климатической снеговой линии, обрисовывающей тот нижний гипсометрический уровень, выше которого часть зимнего снега не исчезает летом.

При сделанных предположениях (1—3) уравнение сохранения массы ледника трансформируется в уравнение, описывающее изменение длины ледника L во времени (Oerlemans, 2008):

$$\frac{dL}{dt} = \frac{2(1 + \mu\nu)}{3\alpha} \times \left(-0,5\beta\nu L^{3/2} + \frac{\alpha\beta}{1+\mu\nu} L + \beta(h_0 - E)L^{1/2} \right). \quad (9.17)$$

Разделим обе части уравнения (9.17) на \sqrt{L} и запишем его в более удобной форме относительно новой переменной $y = \sqrt{L}$:

$$\frac{dy}{dt} = -\frac{(1 + \mu\nu)\beta\nu}{6\alpha} y^2 + \frac{\beta}{3} y + \frac{(1 + \mu\nu)\beta(h_0 - E)}{3\alpha}. \quad (9.18)$$

Это уравнение (уравнение Риккати) описывает изменение во времени длины ледника в зависимости от высоты границы питания E . Постоянной высоте E соответствует равновесная длина ледника. При изменении высоты границы питания, в частности вследствие изменения теплового и водного баланса ледника при изменении климата, меняется и длина ледника.

Уравнение (9.18) может быть упрощено, если учесть, что вариации длины ледников весьма малы по сравнению с его средними размерами. Действительно, если характеризовать отклонения от среднего величиной стандартного отклонения, нормированного на среднее значение, то по данным непосредственных измерений в XX в., эта величина составляет 8% для ледника Нигардсбреен (Nigardsbreen), 4% для ледника Боссон (Glacier de Bosson), 5% для ледника Брикдальсбреен (Brikdalsbreen, Норвегия), 19% для Южного Каскадного ледника (South Cascade Glacier, США) и т. д. При этом подчеркнем, что использовались данные и последних десятилетий, когда наблюдался отчетливый отрицательный тренд в размерах ледников (кроме скандинавских), связанный с глобальным потеплением (Climate Change 2007, 2007). В этом случае уравнение (9.18)

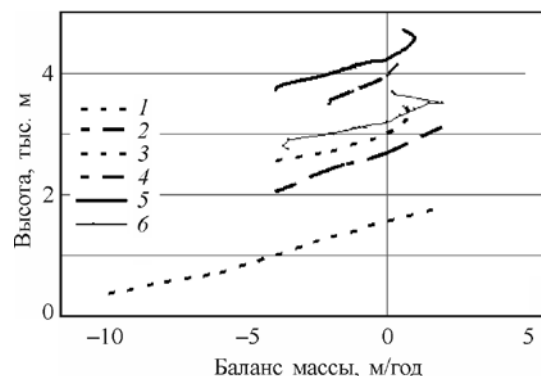


Рис. 9.5. Зависимость баланса массы от высоты для некоторых ледников. 1 — Нигардсбреен (Nigardsbreen), Норвегия; 2 — Пейто (Peuto Glacier), Скалистые горы, Канада; 3 — Хинтерайсфернер (Hintereisferner), Австрия; 4 — Туюксу (Казахстан); 5 — ледник Абрамова (Таджикистан); 6 — Джанкуат (Кавказ) (Oerlemans, 2008; Кунахович и др., 1996).

может быть линеаризовано относительно исходного равновесного значения y_0 :

$$\frac{d\Delta y}{dt} = -\lambda\Delta y - cE_0\Delta E. \quad (9.19)$$

Здесь введен масштаб изменений высоты границы питания (E_0); ΔE представляет собой безразмерную величину, выраженную в единицах E_0 . Остальные коэффициенты задаются следующим образом:

$$\lambda = \frac{(1+\mu\nu)\beta\nu y_0 - \alpha\beta}{3\alpha}, \quad c = \frac{(1+\mu\nu)\beta}{3\alpha}. \quad (9.20)$$

Отметим, что линеаризация представляется естественным, физически обоснованным допущением, поскольку “малость изменений” подразумевает, что несмотря на изменения — это один и тот же объект.

Коэффициенты в (9.19) и (9.20) — характеристики конкретного ледника. Например, для большого Алецкого ледника (Aletschgletscher) в Альпах это: $b_0 = 3900$ м, $\mu = 10$, $\nu = 0,1$, $\alpha = 3$ м^{1/2}, $\beta = 0,007$ 1/год, $L_0 = 22\ 000$ м (Oerlemans, 2008). Соответственно, $c = 0,002$ год⁻¹ · м^{-1/2}. Значение λ^{-1} (характерное время собственных изменений длины ледника) равно примерно 50 годам.

Для норвежского ледника Норденшельда (Nordenskiöldbreen) $b_0 = 1050$ м, $\mu = 10$, $\nu = 0,04$, $\alpha = 2,5$ м^{1/2}, $\beta = 0,006$ 1/год, $L_0 = 23\ 800$ м, $c = 0,001$ год⁻¹ · м^{-1/2}. Характерное время λ^{-1} равно примерно 200 годам.

В уравнении (9.19) нестабильность высоты границы питания порождает короткопериодные вариации длины ледника. Для случайных возмущений E их корреляция в разные моменты времени описывается убывающей экспоненциальной функцией интервала τ между этими моментами времени: $\exp(-\tau/\tau_r)$, где τ_r — радиус корреляции. Известно, что годовые приращения длины практически не коррелируют между собой на временах, превышающих год. Поэтому примем, что $\tau_r = 1$ год. Таким образом, на масштабах времени порядка λ^{-1} воздействие возмущений E можно рассматривать приближенно как белый шум.

Этот результат подтверждают эмпирические данные анализа годовых приращений объема ледников (Добровольский, 2002). “Быстрые” изменения высоты границы питания суммируются инерционной системой горного оледенения, проявляясь в медленных изменениях его длины. Уравнение (9.19) в этом случае трактуется как стохастическое дифференциальное уравнение Ланжевена (Hasselmann, 1976).

Определение масштаба вариаций высоты фирновой границы представляет собой непростую задачу, поскольку амплитуда этих колебаний зависит от варибельности условий погоды данного места и расчлененности рельефа. Оставляя невыясненным последний вопрос, выполним примерную оценку E_0 имея в виду, что колебаниям температуры на 1°C соответствуют изменения высоты примерно на 100 м. Разумеется, изменение температуры вдоль склона не обязано совпадать со значением адиабатического градиента температуры (0,98°C/100 м), и в реальных условиях градиент может отличаться от этого значения. Однако в качестве разумной оценки использование такой величины не должно привести к принципиальным ошибкам. Поскольку речь идет о межгодовых колебаниях, то естественно оценить возможные колебания высоты E , используя представления о величине стандартного отклонения межгодовых колебаний температуры. Во внетропических областях на уровне моря оно составляет, по данным метеорологических станций, примерно 1°C. На высоте, соответствующей расположению ледников, это уже может составить 2—4°C. Учитывая, что во многих случаях вклад колебаний осадков в изменчивость длины ледника имеет тот же порядок, что и вклад изменений температуры, примем оценку межгодовой изменчивости величины E_0 , равной 600 м. Подчеркнем, что идет речь о колебаниях высоты снеговой линии, а не о вариациях мощности самого ледника.

Используя информацию о значении E_0 и среднеквадратическом отклонении значений ΔE , можно решить уравнение (9.19) как сто-

хастическое дифференциальное уравнение и, в частности, определить значение дисперсии $\sigma_{\sqrt{\Delta L},st}^2$ переменной $\sqrt{\Delta L}$, соответствующее установившемуся режиму флуктуаций (Рытов, 1976; Демченко, Кислов, 2010).

Вычисления, проведенные для Большого Алясского ледника и ледника Норденшельда, привели к близким оценкам: в обоих случаях $\sigma_{\sqrt{\Delta L},st}^2 \approx 70$ м. Однако выход на стационарный режим происходил в этих двух случаях с существенно разной скоростью и потребовал разного времени, а именно ~ 50 и ~ 200 лет соответственно.

Рассмотрим теперь ситуацию, когда нижняя граница ледника расположена на берегу моря или озера. В этом случае бюджет массы определяется не только процессами аккумуляции и абляции, но и образованием айсбергов. Скорость последнего процесса параметризуется следующим выражением (Oerlemans, 2008):

$$F = e (h_0 - vL) kH. \quad (9.21)$$

Здесь e — константа, равная по порядку величины 1 м/год для ледников, выступающих в море с хорошо развитой приливной деятельностью. Для ледников, фронт которых погружен в озеро, эта величина существенно меньше.

При данных предположениях вместо уравнения (9.17) получим (Oerlemans, 2008):

$$\frac{dL}{dt} = \frac{2(1+\mu\nu)}{3\alpha} \left(-0,5\beta\nu L^{3/2} + \frac{\alpha\beta + \alpha evk}{1+\mu\nu} L + \beta(h_0 - E)L^{1/2} - \frac{\alpha eh_0 k}{1+\mu\nu} \right). \quad (9.22)$$

Используя те же обоснования, что были приведены выше, линеаризуем уравнение (9.22) относительно равновесного значения и получим:

$$\frac{d\Delta L}{dt} = \left(-\frac{(1+\mu\nu)\beta\nu\sqrt{L_0}}{3\alpha} + \frac{2(\beta+evk)}{3} + \frac{2(1+\mu\nu)\beta h_0}{3\alpha\sqrt{L_0}} - \frac{2(1+\mu\nu)\beta}{3\alpha\sqrt{L_0}} \Delta E \right) \Delta L. \quad (9.23)$$

В скобках правой части первые три слагаемых (обозначим их сумму через Q) есть набор констант для конкретного ледника, а последнее слагаемое представляет собой источник короткопериодных случайных возмущений. Если ввести, как и ранее, масштаб флуктуаций E_0 и обозначение q для множителя перед ΔE , то уравнение (9.23) примет следующий вид:

$$\frac{d \ln \Delta L}{dt} = -qE_0 \Delta E + Q. \quad (9.24)$$

И наконец, если ввести переменную $z = \ln \Delta L - Qt$, получим для нее линейное уравнение со случайным воздействием, не зависящим от состояния системы:

$$\frac{dz}{dt} = -qE_0 \Delta E. \quad (9.25)$$

Если $\Delta E(t)$ — случайный процесс с дисперсией σ_E^2 и радиусом корреляции τ_r , то дисперсия σ_z^2 увеличивается прямо пропорционально времени (Рытов, 1976; Демченко, Кислов, 2010):

$$\sigma_z^2 = 2\tau_r \sigma_E^2 t. \quad (9.26)$$

Соответственно увеличивается со временем и стандартное отклонение логарифма аномалии длины ледника:

$$\sigma_{\ln \Delta L} = Qt + \sqrt{2\tau_r} \sigma_E \sqrt{t}. \quad (9.27)$$

С практической точки зрения это означает, в частности, возможность существования в изменениях ледников такого типа долгоживущих аномалий, которые могут быть ложно приняты за тренды, развивающиеся под влиянием внешних воздействий.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2005.** Эволюция высот климатической снеговой линии и границы питания ледников на северо-востоке Сибири в XX веке, Материалы гляциологических исследований, вып. 98, с. 225—233.
- Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2007.** Горное оледенение (на примере северо-востока Сибири и Камчатки), в кн.: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 277—293.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997.** Под ред. В. М. Котлякова, М., РАН, т. 1, 392 с.

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997.** Под ред. В. М. Котлякова, М., РАН, т. 2, кн. 1, 263 с.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997.** Под ред. В. М. Котлякова, М., РАН, т. 2, кн. 2, 270 с.
- Бадд У. Ф., 1975.** Динамика масс льда, Л., Гидрометеиздат, 235 с.
- Барбаш В. Р., Бочарова Р. Г., Давидович Н. В., Кренке А. Н., 1982.** Расчеты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ, Материалы гляциологических исследований, вып. 43, с. 114—119.
- Берри Б. Л., 1987.** Закономерности природных ритмов и прогноз климатических изменений, в кн.: Оценка и долгосрочный прогноз изменений природы гор, М., Изд-во МГУ, с. 80—104.
- Богданова Э. Г., 1977.** Методика расчета доли осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных) в горных условиях, Материалы гляциологических исследований, вып. 30, с. 126—129.
- Борисенков Е. П., Полозов В. В., 1986.** Экспертная оценка изменений климата до конца XX — начала XXI вв., Труды ГГО, вып. 503, с. 40—50.
- Будыко М. И., 1980.** Климат в прошлом и будущем, Л., Гидрометеиздат, 352 с.
- Виноградов В. Н., Ходаков В. Г., 1973.** Снежный покров Кроноцкого массива и баланс массы ледника Корыто, Материалы гляциологических исследований, вып. 22, с. 143—152.
- Виноградов О. Н., Кренке А. Н., Огановский П. Н., 1966.** Руководство по составлению Каталога ледников СССР, Л., Гидрометеиздат, 154 с.
- Войтковский К. Ф., 1997.** Взаимосвязь толщины ледника с углом наклона его поверхности, Материалы гляциологических исследований, вып. 83, с. 155—158.
- Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н., 1972.** Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам осадков и средним месячным значениям температуры воздуха, Труды САРНИГМИ, вып. 62 (77), с. 39—45.
- Глазырин Г. Е., 1985.** Распределение и режим горных ледников, Л., Гидрометеиздат, 184 с.
- Голубев В. Н., 1997.** Соотношение колебаний горных ледников с климатическими событиями, Материалы гляциологических исследований, вып. 82, с. 3—12.
- Григорян С. С., Шумский П. А., 1975.** Простейшая математическая модель трехмерного нестационарного ледника, Научные труды Института механики МГУ, № 42, с. 43—53.
- Давидович Н. В., 2006.** Оледенения Камчатки в оптимуме голоцена, Материалы гляциологических исследований, вып. 101, с. 83—90.
- Демченко П. Ф., Кислов А. В., 2010.** Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические приложения, М., Геос, 190 с.
- Диких А. Н., 1997.** Глобальное потепление климата, его проявление на Тянь-Шане и реакция ледников, Материалы гляциологических исследований, вып. 83, с. 135—139.
- Добровольский С. Г., 2002.** Климатические изменения в системе гидросфера — атмосфера, М., Геос, 232 с.
- Дюргеров М. Б., 1984.** Задача вероятностного прогноза баланса массы ледника и ледниковой системы, Материалы гляциологических исследований, вып. 50, с. 133—145.
- Калесник С. В., 1963.** Очерки гляциологии, М., Учпедгиз, 182 с.
- Каталог ледников СССР, 1969.** Т. 20. Камчатка. Ч. 2. Бассейны рек западного берега Камчатки. Ч. 3. Бассейн р. Камчатки. Ч. 4. Бассейн восточного берега Камчатки, Л., Гидрометеиздат, 68 с.
- Каталог ледников СССР, 1972.** Т. 17. Лено-Индигирский район. Вып. 5. Ч. 2. Хребет Орулган, Л., Гидрометеиздат, 44 с.
- Каталог ледников СССР, 1981.** Т. 17. Лено-Индигирский район. Вып. 3. Ч. 1. Бассейн р. Юдома (хребет Сунтар-Хаята). Вып. 7. Яна — Индигирка. Ч. 2. Бассейн притоков Средней Индигирки (хребет Черского). Т. 19. Северо-Восток. Ч. 3. Бассейн р. Делькю (хребет Сунтар-Хаята). Ч. 4. Бассейн р. Адычи и бассейн р. Колымы (хребет Черского), Л., Гидрометеиздат, 88 с.
- Каталог ледников СССР, 1981.** Т. 20. Камчатка. Ч. 1. Корякское нагорье, Л., Гидрометеиздат, 76 с.
- Кондратьев К. Я., Байбаков С. Н., Никольский Г. А., 1985а.** Ядерная война, атмосфера и климат, Наука в СССР, № 2, с. 2—13.
- Кондратьев К. Я., Байбаков С. Н., Никольский Г. А., 1985б.** Ядерная война, атмосфера и климат, Наука в СССР, № 3, с. 2—11, 97—101.
- Коновалов В. Г., 1975.** Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на поверхности ледников, Труды САРНИГМИ, вып. 26 (107), с. 118—126.
- Коновалов В. Г., 1979.** Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии, Л., Гидрометеиздат, 232 с.

- Корейша М. М., 1991.** Оледенение Верхоянско-Колымской области, М., 143 с.
- Котляков В. М., 2000.** Сочинения. Книга 1. Гляциология Антарктиды, М., Наука, 432 с.
- Котляков В. М., 2004.** Сочинения. Книга 2. Снежный покров и ледники Земли, М., Наука, 447 с.
- Котляков В. М., 2007.** Гляциологический прогноз, в кн.: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 263—266.
- Кренке А. Н., 1982.** Массообмен в ледниковых системах на территории СССР, Л., Гидрометеоиздат, 288 с.
- Кренке А. Н., Попова В. С., 1974.** Реконструкция изменений баланса массы ледников Казбека по метеорологическим данным, Материалы гляциологических исследований, вып. 24, с. 264—273.
- Кренке А. Н., Ходаков В. Г., 1966.** О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха, Материалы гляциологических исследований, вып. 12, с. 153—163.
- Кренке А. Н., Чернова Л. П., 1980.** Ледниковые системы северо-востока СССР, Известия РАН, сер. геогр., № 1, с. 17—33.
- Кунахович М. Г., Макаров А. В., Поповнин В. В., 1996.** Отклик ледника Джанкуат на ожидаемые изменения климата, Вестник МГУ, сер. 5, география, № 1, с. 31—37.
- Лебедев В. И., 1985.** О накоплении антропогенной двуокиси углерода в атмосфере и несостоятельности прогнозов катастрофического потепления климата Земли в ближайшие столетия, Труды Ленинградского общества естествоиспытателей, т. 78, № 2, с. 6—18.
- Лукашин Ю. П., 1979.** Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования, М., Статистика, 254 с.
- Материалы наблюдений на горноледниковых бассейнах Международного гидрологического десятилетия в Советском Союзе, 1980.** Вып. 1. 1965—1969, Л., Гидрометеоиздат, 269 с.
- Материалы наблюдений на горноледниковых бассейнах Международного гидрологического десятилетия в Советском Союзе, 1983.** Вып. 2. 1970—1974, Л., Гидрометеоиздат, 315 с.
- Международный полярный год.** Основные результаты научно-исследовательских работ в 2006 г.: Наземное оледенение и вечная мерзлота полярных регионов, <http://igras.ru/index.php/t-172i-38>.
- Мягков С. М., 1984.** Опыт долгосрочного прогноза изменения природы гор к 2025 г. (на примере одного из участков зоны Иссыккульско-Чуйского ТПК), в сб.: Инженерная география горных стран, М., с. 190—226.
- Нарожный Ю. К., Паромов В. В., Шантыкова Л. Н., 2005.** Возможные тенденции изменения режима ледников и климата высокогорья Алтая до 2010 г., Материалы гляциологических исследований, вып. 98, с. 221—224.
- Осипова Г. Б., Хромова Т. Е., 2010.** Электронный каталог пульсирующих ледников Памира, Лед и снег, вып. 4 (112), с. 15—24.
- Панов В. Д., 1993.** Эволюция современного оледенения Кавказа, СПб, Гидрометеоиздат, 432 с.
- Патерсон У. С. Б., 1984.** Физика ледников. Изд. 2. Пер. с англ., М., Мир, 472 с.
- Поповнин В. В., 1993.** О прогнозе эволюции ледника Джанкуат, Материалы гляциологических исследований, вып. 76, с. 25—36.
- Рыбак О. О., 2008.** Математические модели континентальных ледниковых щитов. 1. Архитектура моделей, Криосфера Земли, т. XII, № 1, с. 12—23.
- Рытов С. М., 1976.** Введение в статистическую радиофизику. Часть 1. Случайные процессы, М., Наука, 496 с.
- Троицкий Л. С., Ходаков В. Г., Михалев В. И. и др., 1966.** Оледенение Урала, М., Наука, 307 с.
- Ходаков В. Г., 1978.** Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР, М., Наука, 194 с.
- Ходос Э. Н., 1965.** Расчет бюджета массы долинных ледников Кавказа, Материалы гляциологических исследований, вып. 11, с. 159—166.
- Хэберли В., Хельцле М., 1997.** Опыт использования кадастровых данных для оценки основных гляциологических характеристик и воздействий региональных изменений климата на горные ледники (на примере Альп), Материалы гляциологических исследований, вып. 82, с. 116—124.
- Шумский П. А., 1955.** Основы структурного ледоведения, М., Изд-во АН СССР, 492 с.
- Шумский П. А., 1975.** Ледники, М., Советская энциклопедия, БСЭ, т. 14, с. 781—789.
- Aleynikov A. A., Popovnin V. V., Voytkovskiy K. F., and Zolotaryov Ye. A., 2002.** Indirect estimation of the Djankuat Glacier volume based on surface topography, Nordic Hydrology, vol. 33, No. 1, pp. 95—110.
- Bacher A., Oberhuber J. M., and Roeckner E., 1998.** ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model, Climate Dynamics, vol. 14, pp. 431—450.

- Brown R. G., 1963.** Smoothing Forecasting and Prediction of Discrete Time Series, New York, 468 p.
- Budd W. F., 1975.** A first simple model for periodically self-surging glaciers, *J. Glaciol.*, vol. 14, pp. 3–21.
- Budd W. F. and Janssen D., 1975.** Numerical modeling of glacier systems, *IAHS Publ.*, vol. 104, pp. 267–291.
- Calov R., Savvin A., Greve R., et al., 1998.** Simulation of the Antarctic ice sheet with a three-dimensional polythermal ice-sheet model, in support of the EPICA project, *Ann. Glaciol.*, vol. 27, pp. 201–206.
- Climate Change 2001, 2001.** The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J. T. Houghton, Y. Ding, D. G. Griggs, M. Noguer, P. J. Vander Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (eds.), Cambridge, UK, Cambridge University Press, 944 p.
- Climate Change 2007, 2007.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Coles R. L., 1986.** International assessment of the role of carbon dioxide and of other greenhouse gases in climate variations, and associated impacts. — *Chron. UGGI*, No. 178, pp. 100–103.
- Davidovich N. V. and Ananicheva M. D., 1996.** Prediction of possible changes in glacio-hydrological characteristics under global warming: Southeastern Alaska, USA, *J. Glaciol.*, vol. 42(142), pp. 407–412.
- Durgerov M. and Meier M., 2005.** *Glaciers and the Changing Earth System. A Snapshot into 2004*, Boulder, USA, Occasional Papers of Institute of Arctic and Alpine Researchs, University of Colorado, No. 58.
- Faria S. H., Kremer J. M., and Hutter K., 2003.** On the inclusion of recrystallization processes in the modeling of induced anisotropy in ice sheets: A thermodynamist's point of view, *Ann. Glaciol.*, vol. 37, pp. 29–34.
- Grigoryan S. S., Krass M. S., and Shumskiy P. A., 1976.** Mathematical model of a three-dimensional non-isothermal glacier, *J. Glaciol.*, vol. 17, pp. 401–417.
- Hasselmann K., 1976.** Stochastic climate models. Part I. Theory, *Tellus*, vol. 28, No. 6, pp. 473–485.
- Herterich K., 1988.** A three-dimensional model of the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, vol. 11, pp. 32–35.
- Hutter K., 1981.** The effect of longitudinal strain on the shear stress of an ice sheet. In defence of using stretched coordinates, *J. Glaciol.*, vol. 29, pp. 39–56.
- Huybrechts P., 1992.** The Antarctic ice sheet and environmental change, *Berichte zur Polarforschung*, Bd. 99, pp. 1–241.
- Idso S. B., 1987.** A clarification of my position on the CO₂/climate connection, *Climate Change*, vol. 10, No. 1, pp. 81–86.
- Janssen D., 1977.** A three-dimensional polar ice sheet model, *J. Glaciol.*, vol. 18, No. 80, pp. 373–389.
- Johannesson T., Raymond C. F., and Waddington E. D., 1989.** Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance, *J. Glaciol.*, vol. 35, No. 121, pp. 355–369.
- Kendall M. D., 1973.** *Time Series*, London, Griffin, 197 p.
- MacAyeal D. R., Rommelaere V., Huybrechts P., et al., 1996.** An ice shelf model test based on the Ross ice shelf, *Ann. Glaciol.*, vol. 23, pp. 46–51.
- MacGregor K. R., Anderson R. S., Anderson S. P., and Waddington E. D., 2000.** Numerical simulation of glacial-valley longitudinal profile evolution, *Geology*, vol. 28, No. 11, pp. 1031–1034.
- Mahaffy N. W., 1976.** A three-dimensional numerical model of ice sheets: Tests on the Barnes Ice Cap, Northwest Territories, *J. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 1059–1066.
- Nye J. F., 1957.** The distribution of stress and velocity in glaciers and ice sheets, *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, vol. 239, No. 1216, pp. 113–133.
- Nye J. F., 1958.** A theory of wave formation on glaciers, *IAHS Publ.* 47, pp. 139–154.
- Nye J. F., 1960.** The response of glacier and ice-sheets to seasonal and climatic changes, *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, vol. 256, No. 1287, pp. 559–584.
- Nye J. F., 1961.** The influence of climatic variations on glaciers, *IASH Publ.* 54, pp. 397–404.
- Oerlemans J., 1988.** Simulation of historic glacier variation with a simple climate-glacier model, *J. Glaciol.*, vol. 34, No. 118, pp. 333–341.
- Oerlemans J., 2008.** *Minimal Glacier Models*, Utrecht, Igitur, 91 p.
- Østrem G. and Brugman M., 1991.** *Glacier Mass-balance Measurements*, Saskatoon, Canada, Nat. Hydrology Res. Inst. (NHRI) Publ. NHRI Sci. Rep., No. 4, 224 p.
- Paul F., Escher-Vetter H., and Machguth H., 2009.** Comparison of mass balances for Vernagtferner,

Oetzel Alps, as obtained from direct measurements and distributed modeling, *Ann. Glaciol.*, vol. 50, No. 50, pp. 169–177.

Pritchard H. D., Arthern R. J., Vaughan D. G., and Edwards L. A., 2009. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, vol. 461, pp. 971–975.

Rasmussen L. A. and Campbell W. J., 1973. Comparison of three contemporary flow laws in a three-dimensional time-dependent glacier model, *J. Glaciol.*, vol. 12, pp. 361–373.

Rind D., 1984. Global climate in the 21st century, *Ambio*, vol. 13, No. 3, pp. 148–151.

Rodhe H., 1984. A nuclear winter, *Ambio*, vol. 13, No. 1, 84 p.

Sankar Rao M., 1986. An overview of climate models, *Proc. Indian Acad. Sci. Earth and Planet. Sci.*, vol. 95, No. 3, pp. 447–484.

Schelling T. C., 1984. Anticipating climate change, *Environment*, vol. 26, No. 8, pp. 28–35.

Schumacher J. A., Balling R. C., and Cerveny R. S., 1984. Impacts of nuclear war: Results from an energy balance global climatic model, *Phys. Geogr.*, vol. 5, No. 3, pp. 199–205.

Thompson S. L., Aleksandrov V. V., Stenchikov G. L., et al., 1984. Global climatic consequences

of nuclear war: Simulation with 3-dimensional models, *Ambio*, vol. 13, No. 4, pp. 236–243.

Thorsteinsson T., Waddington E. D. and Fletcher R. C., 2003. Spatial and temporal scales of anisotropic effects in ice sheet flow, *Ann. Glaciol.*, vol. 37, pp. 40–48.

Velicogna I., 2009. Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36, L19503.

Verbitsky M. and Saltsman B., 1997. Modeling the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.*, vol. 25, pp. 259–267.

Wal van de R. S. and Oerlemans J., 1995. Response of valley glaciers to climate change and kinematic waves: A study with a numerical ice-flow model, *J. Glaciol.*, vol. 41, No. 137, pp. 142–152.

Weertman J., 1958. Travelling waves on glaciers, *IAHS Publ.* 47, pp. 162–168.

Wheelwright S. C. and Makridakis S., 1973. *Forecasting Methods for Management*, New York, 241 p.