Г.Е.Глазырин, Г.М.Камнянский, Ф.И.Перцигер



РЕЖИМ ЛЕДНИКА АБРАМОВА

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. В. А. БУГАЕВА

Г.Е.Глазырин, Г.М.Камнянский, Ф.И.Перцигер

РЕЖИМ ЛЕДНИКА АБРАМОВА



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1993

УДК 551.324.43

Рецензенты:

канд. геогр. наук Л. Н. Боровикова (САНИГМИ),
проф., д-р техн. наук Ю. М. Денисов (САНИГМИ),
канд. геогр. наук А. С. Щетинников (САНИГМИ)

Ответственный редактор:

д-р геогр. наук, проф. Г. Е. Глазырин
(Ташкентский государственный университет)

В монографии рассмотрены климат, условия формирования стока в бассейне ледника Абрамова, баланс массы и динамика этого горного ледника. Проанализированы некоторые черты режима морен и многолетних снежников. Выполнена реконструкция прежних размеров оледенения и дан прогноз изменения оледенения в верховьях р. Коксу, где расположен ледник.

Работа основана на данных многолетних режимных гидрометеорологических и экспериментальных гляциологических наблюдений в бассейне ледника и существенно дополняет результаты, опубликованные ранее в монографии „Ледник Абрамова" (1980). В отличие от последней, в предлагаемой книге основное внимание уделено научному и методическому обобщению полученных на леднике обширных материалов.

Рассчитана на специалистов географов, гляциологов и гидрологов.

Монография

Глазырин Глеб Евлампиевич,
Камненский Геннадий Моисеевич,
Перцигер Феликс Израилович

РЕЖИМ ЛЕДНИКА АБРАМОВА

Редактор Н. С. Смирнова. Художник Е. А. Мазур.
Художественный редактор Б. А. Бураков.
Технический редактор Л. И. Киселева.
Корректор Л. Б. Лаврова

Набрано в издательстве на компьютере. Подписано в печать 20.02.93. Формат 60×84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 13,25. Кр. отт. 13,37. Уч.-изд. л. 15,42. Тираж 500 экз. Индекс ГЛ-26. Заказ 293. Заказное.

Гидрометеоиздат, 199397, Санкт-Петербург, В. О., ул. Беринга, д. 38.
ФОП, 249020, Обнинск, ул. Королева, д. 6.

Г $\frac{1805040800-013}{069(02)-93}$ 20–92

ISBN 5-286-00952-2

© Г. Е. Глазырин, Г.М. Камнянский, Ф. И. Перцигер, 1993

ВВЕДЕНИЕ

Если что-либо должно быть сделано —
делай, совершай с твердостью.
Ибо расслабленный странник
только больше поднимает пыли.

Будда

В 1966 г. была организована действующая круглогодично полевая база на леднике Абрамова, а в 1980 г. в серии „Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов" вышла книга „Ледник Абрамова (Алайский хребет)" [88], обобщавшая результаты разносторонних наблюдений на этом леднике за восьмилетний период (до 1975 г.). В ней содержатся ценные сведения о самом леднике, бассейне р. Коксу, в верховьях которой он лежит, о климате района и многом другом.

С тех пор прошло более 10 лет. База, в отличие от ряда других, организованных по программе Международного гидрологического десятилетия, продолжает действовать до сих пор. Основные метеорологические, гидрологические, балансовые и другие виды наблюдений выполнялись и выполняются регулярно по единой методике, что позволило накопить уникальные ряды данных. Но кроме того, там в разные годы проводились работы по специальным программам для выяснения некоторых теоретических вопросов гляциологии и отработки методик наблюдений. По нашим подсчетам, на основе этих материалов написано уже около полутора сотен научных статей, разбросанных по различным периодическим изданиям. Настала пора вновь обобщить важнейшие результаты, полученные на леднике.

Мы взяли на себя смелость сделать это потому, во-первых, что наша научная и производственная деятельность в течение многих лет тесно связана с этим ледником, во-вторых, мы участвовали в анализе значительной части материалов и являемся соавторами многих публикаций. Мы решили не приводить режимные материалы, за исключением самых необходимых, так как они более или менее регулярно публикуются (см. главу 1), а кроме того, считаем, что в гляциологии, как и в других науках о Земле, период простого накопления данных давно миновал и требуются теоретические обобщения. Вместе с тем, включить в книгу все результаты, полученные на материалах базы — задача слож-

ная, и поэтому мы ограничились в основном лишь теми, в разработке которых непосредственно участвовали, однако, включили в книгу и ряд других материалов, требующихся для цельности изложения, естественно, с соответствующими ссылками на авторов.

Понятно, что и получение данных, и их обобщение не могли быть сделаны без участия многих сотрудников базы, которые поэтому отчасти являются соавторами книги. Вместе с тем, мы весьма признательны Л. Н. Боровиковой, А. С. Щетинникову и Ю. М. Денисову за тщательное рецензирование работы и доброжелательные замечания, большинство которых учтено.

ГЛАВА 1

ВВОДНЫЕ СВЕДЕНИЯ

Повесьте ухо внимания на
гвоздь терпения и
выслушайте мой рассказ.

Дж. Мориер

В этой небольшой главе мы расскажем об истории изучения ледника Абрамова, особенно в последние годы, людях, чьи имена связаны с ним, приведем необходимые сведения о леднике и ледниковом бассейне, о программе и материалах наблюдений, об организации банка данных. Часть этих сведений уже опубликована в книге [88], мы же постараемся дополнить их новыми.

1.1. История исследования ледника

Где друзья минувших лет?
Где гусары коренные?
Председатели бесед,
Собутыльники седые?

Д. Давыдов

Первым описал ледник известный ботаник, впоследствии экстраординарный академик Петербургской Академии наук С. И. Коржинский, который 1 июля 1885 г., поднявшись по долине р. Катта-Карамук на перевал Бок-Баш, оказался в фирновой зоне ледника, спустился по нему и дал современное название. Мы думаем, сегодня интересно прочитать, что писал С. И. Коржинский.

„...Абсолютную границу растительности мне удалось определить лишь на одной горе, именно Бок-Баше... Эта гора находится в верховьях рр. Катта-Карамук и Кок-Су; ее широкая вершина покрыта мощным ледником, названным ледником Абрамова. Перевал через эту гору (это есть кратчайшая дорога из Каратегина в Фергану) считается очень трудным и доступным лишь короткое время в течение года. Именно он открывается лишь в конце июня, когда снег делается более плотным и менее глубоким, но в августе, когда снег стает и обнажается лед, проход по нему делается в высшей степени опасен от многочисленных и глубоких трещин, покрывающих ледник. Как говорят, каратегинцы проходят в это время через ледник не иначе как пешком и всегда по несколько человек вместе; при этом они подвязывают себе под мышки длинные шесты, которые задерживают их, если они проваливаются в трещины.

...На вершине перевала, который мы достигли в 8 часов утра, была ясная морозная погода, температура воздуха была —2 °С... . Приблизительная высота перевала 14 200 футов.

Вся вершина перевала имеет вид плоской возвышенности и представляет сплошной ледник, среди которого возвышаются лишь кое-где невысокие голые утесы, лишенные растительности. Этот ледник спускается по широким долинам, обозначая свой путь двумя рядами нагроможденных камней, состоящих из серого гранита. Один из этих ледников имел вид широкой реки и, направляясь к северу, спускался до 11 500 футов. На его поверхности рядами была разбросаны камни и щебень, из-под которых вытекает небольшой ручей. Это и есть начало реки Кок-су" [80, с. 69—70].

К этому описанию необходимо сделать два замечания:

— странно, что С. И. Коржинский принял исток реки Кок-су за небольшой ручей. В это время года ее расход довольно велик;

— высотные отметки перевала и конца ледника определялись кипячением гипсотермометра с последующей обработкой результатов в Главной геофизической обсерватории. Выполнивший расчеты С. И. Савинов пришел к выводу, что найденные „величины могут заключать в себе ошибку... по крайней мере до сотни метров..." [80, с. 81—82]. Следовательно, по этим данным едва ли можно судить о положении языка ледника в конце прошлого века.

Насколько нам удалось выяснить, следующее посещение ледника европейцами состоялось в 1903 г. К его языку по р. Кок-су поднялся Е. Хантингтон — участник экспедиции в Туркестан, возглавляемой Р. Пампелли. В отчете экспедиции [169] приведены две прекрасные фотографии верхней части долины, на которых виден каньон р. Кок-су, но, к сожалению, нет ледника. Е. Хантингтон пишет, что последний находится „в верховьях одной из бесчисленных Кок-су или Голубых рек. Он является редким примером ледника долинного типа, обычно ассоциирующихся с Альпами. Его длина, судя по очень несовершенным картам, составляет 5 или 6 миль... Среди гор Алая ...ледник стекает приблизительно до высоты 11 500 футов". [169, с. 182—190]. Будучи геологом, Е. Хантингтон не дал более подробного описания ледника.

16 июля 1912 г. „ледник посещен студентами Горного института В. М. Козловским и С. А. Ковалевским; из дневника первого приводим выписку: „конец ледника имеет невысокий, но широкий грот, из которого мощным потоком вырывается Коксу... Судя по свежей морене, ледник отступает... Конец ледника на высоте 3515,5 м (11 534 фута)". Это цитата из работы геолога В. Вербера [14].

В дальнейшем к леднику неоднократно подходили снизу геологи [88], однако собственно гляциологические наблюдения на нем были начаты лишь гляциологической экспедицией САНИГМИ в 1966 г. Правда, в 1958 г. сделана первая инструментальная

съемка конца ледника сотрудниками Киргизского управления гидрометеослужбы.

Следует сказать несколько слов о названии ледника. Маловероятно, что ледник, по которому проходит один из традиционных путей перекочевок, не имел местного названия. В Средней Азии существует интересная топонимическая система: часто ряду географических объектов вдоль горной тропы (поселок, река, ледник, перевал и аналогичные объекты в смежной долине) давалось одно и то же название [101]. Наглядный пример — один из перевалов, ведущих из Ферганской долины в сторону л. Абрамова, называется Алауддин-Даван. Ледники, стекающие с него в обе стороны, называются одинаково — Алауддин, реки, берущие с них начало, — тоже Алауддин.

Согласно этому принципу, наш ледник, возможно, назывался когда-то Кок-су. Действительно, из цитированного выше дневника В. М. Козловского [14] можно заключить, что такое название существовало.

Мало того, именно действием этой своеобразной топонимической системы можно объяснить тот факт, что сейчас чабаны-киргизы иногда называют ледник Кор-Бокбаш (Снежный Бокбаш) или даже, как ни странно, — Алауддин. Последнее название, очевидно, объединяет в одну топонимическую цепочку весь описанный выше участок пути летней перекочевки из Ферганской долины через перевал Алауддин-Даван с дорогой по нашему леднику, через перевал Бокбаш в Алайскую долину.

Но у Е. Хантингтона есть другое любопытное свидетельство: „...на русской карте масштаба 10 верст в дюйме он именуется ледником Абрамова, но так как киргизы, живущие по соседству, называют его Ходжа-Ишкен (Khodja-Ishken), я принял это название". По нашему мнению, это очень важное замечание. Вероятно, в то время существовала постоянная тропа из Алайской долины через ледник в верховьях р. Ходжа-Ачкан — правой составляющей р. Сох. Сейчас этим путем ходят только туристы.

Наконец, чьим же именем назвал ледник С. И. Коржинский? В истории проникновения русских в Туркестан Александр Константинович Абрамов — заметная фигура. Приведем со значительными купюрами сведения о нем из 1 тома Военной энциклопедии [23]: он „родился 28 августа 1836 г., воспитывался в Дворянском полку, откуда в 1854 г. выпущен в артиллерию прапорщиком... Первым делом, в котором А. принял участие, была осада кокандской крепости Пишпек (1862 г.). Для А. лично она закончилась неудачно: ...он получил настолько тяжкую контузию головы, что до конца дней своих вынужден был прикрывать ее маленькою черною шапочкою.

За участие во взятии Пишпека А. был награжден орд. св. Анны 4 ст. с надписью „За храбрость", а за отличие при взятии кр. Аулиеата награжден орд. св. Станислава 3 ст. В 1865 г. шт.-капитан А., ...командуя маленьким отрядом, занимает кокандскую

кр. Чиназ... Вслед за этим, командуя штурмовою колонною, оказывает... деятельное содействие при взятии кр. Чимкент, за что награждается орд. св. Владимира 4 ст. и чином капитана. В том же году он участвует во взятии Ташкента: овладевая одною баррикадою за другой, заклепывая одно орудие за другим, он первым врывается в этот укрепленный и отчаянно защищающийся город. За этот штурм он награждается орд. св. Георгия 4 ст. В следующем 1866 г. А. принимает деятельное участие во взятии Ходжента... награждается орд. св. Станислава 2 ст. с мечами и чином подполковника.

В 1868 г. он деятельно помогает овладению центром мусульманского мира в Ср. Азии — Самаркандом. Ни разлившийся быстрый Заравшан, ни крутые высоты Чупан-Ата не могли остановить стремительный натиск наших войск, передовою линиею которых командовал А....

По заключении мира с Бухарою (23 июля 1868 г.), А., произведенный в том же году в генерал-майоры, назначается нач. Зеравшанского округа...

Летом 1870 г. он предпринял экспедицию в верховья Заравшана и к оз. Искандер-кулю. Экспедиция эта... оказала услугу науке исследованием малоизвестной страны...

В марте 1877 г. назначен был нач. Ферганской области. В 1879 г. он был произведен в ген.-лейтенанты... В 1886 г. в октябре А. умер в Симферополе. Покойный состоял с 1870 г. действительным членом Императорского Рус. Географич. об-ва. Записка его о Каратегинском владении напечатана в ИРГО за 1870 г.".

Нужно сказать, что русские военные власти в Туркестане уделяли значительное внимание научному изучению края. Без их активного содействия не могли бы состояться экспедиции П. П. Семенова-Тяньшанского, Н. А. Северцова, А. П. Федченко и др. Так что, по-видимому, не зря многие географические объекты были названы именами военачальников — Г. А. Колпаковского, М. Г. Черняева, А. К. Абрамова, М. Д. Скобелева, К. П. Кауфмана. Жаль, что большинство этих названий не сохранилось.

Но вернемся к леднику Абрамова. В 1965 г. экспедицией САНИГМИ был обследован ряд ледников с целью организации на одном из них круглогодичных наблюдений по программе Международного гидрологического десятилетия. Среди нескольких претендентов был выбран ледник Абрамова, так как он удовлетворял большинству требований, таких, как наличие безопасного места для строительства станции, четко выраженное русло вытекающей из-под него реки, круглогодичная проходимость ледника и т. п. Единственным недостатком оказался большой размер, что, естественно, затрудняет его детальное изучение. Кроме того, нужно напомнить, что средняя площадь ледников в Средней Азии равна всего примерно 1 км^2 [43].

Силами гляциологической экспедиции САНИГМИ летом 1966 г. на береговой морене (3840 м) началось строительство гляциологической экспериментальной базы. С момента организации и до 1990 г. экспедицией руководил В. К. Ноздрюхин. Именно благодаря его энтузиазму и организаторским способностям база начала функционировать уже в августе 1967 г., и с тех пор почти 25 лет наблюдения на ней ведутся круглогодично.

Виталий Константинович Ноздрюхин родился в 1929 г. В годы войны закончил школу-семилетку, а в 1948 г. — Ташкентский политехникум связи. Окончив срочную службу в армии, в 1953 г. поступил на географический факультет ТашГУ. Еще будучи студентом, в 1957 г., во время Международного геофизического года возглавил самую высокогорную в СССР зимовку в верховьях л. Федченко (5000 м), просуществовавшую два с лишним года. Небольшим коллективом энтузиастов на ней был собран уникальный материал, позволивший осветить режим фирновой области этого крупнейшего ледника.

Необходимо отметить, что В. К. Ноздрюхин всегда выбирал самые тяжелые и опасные участки работы в особо экстремальных условиях. Это позволяла делать и его прекрасная спортивная подготовка: в 1954 г. он первым из альпинистов Узбекистана получил звание „Мастер спорта СССР", дважды был чемпионом Союза, неоднократно занимал вторые и третьи места в чемпионатах страны по альпинизму в классе высотных восхождений.

В 1960 г. В. К. Ноздрюхин окончил ТашГУ и в том же году был направлен в VI Советскую Антарктическую экспедицию, зимовал на станции „Восток" — пожалуй, самой суровой из всех станций Антарктиды. В 1963 г. уже в составе IX САЭ участвовал в санно-гусеничном походе от станции „Восток", через Полюс недоступности до станции „Молодежная" протяженностью около 3500 км, совмещая работу гляциолога, метеоролога и актинометриста. За эту деятельность был удостоен звания „Почетный полярник".

В САНИГМИ В. К. Ноздрюхин пришел в 1964 г., организовал гляциологическую экспедицию, которая провела новую серию исследований в верховьях ледник Федченко, а в 1966 г. приступила к созданию базы на ледник Абрамова.

В. К. Ноздрюхин награжден тремя грамотами Президиума Верховного Совета УзССР, медалями „За доблестный труд" и „Ветеран труда".

Большие заслуги в организации станции принадлежат также Ю. Н. Емельянову и В. Ф. Суслову. Трудно перечислить всех, кто внес вклад в работу базы и экспедиции. Начальником первой зимовки был С. Темников. По несколько лет зимовали В. Андреев, Б. Кислов, К. Шапо, В. Михайлов, К. Зубарев, В. Жидков, В. Морозов, В. Неупокоев, В. Бусыгин, В. Кириллов, В. Тривайло, Ю. Молев, Ю. Тарасов, В. Осипов и др. Много летних сезонов провели на леднике Н. В. Петров, А. Акбаров,



В. К. Ноздрюхин

З. Герасимова, Л. Фадеичева, С. Рудакова, А. Меркушкин, Л. Дьяконов. В течение ряда лет выполняли исследования здесь москвичи и ленинградцы: И. Я. Николишин, Д. П. Соколов, Г. Н. Воронская, П. П. Арапов и др.

Мы считаем своим долгом напомнить имена тех, кто отдал леднику жизнь: А. Огудин, А. Фунтиков, В. Андреев, Р. Досаев.

Организация станции и ее функционирование были бы невозможны без четкой и умелой работы вертолетчиков, которые сначала на МИ-4, а затем на МИ-8 обеспечивали доставку на ледник нескольких десятков тонн грузов ежегодно. Упомянем лишь некоторых командиров экипажей: Б. М. Борисов, Г. А. Шевердяев, Н. Б. Камалов, В. В. Митрохин, В. В. Карташов, А. К. Сафонов, В. О. Денисов, Р. С. Кораблев, В. Г. Забродский.

Работа всех перечисленных людей и многих других позволила организовать лучшую, можно сказать без преувеличения, высокогорную гляциологическую станцию круглогодичного действия, материалами которой пользуются исследователи не только Ташкента, но и других научных центров бывшего СССР.

1.2. Краткие сведения о леднике и ледниковом бассейне

...бросим общий взгляд на великолепное зрелище, расстилающееся пред нами; взгляните на расщепленные вершины и зазубренные хребты, на далеко простирающиеся снежные поля, на небольшие ледники, которые как будто гнездятся на вершинах, на темно-синее небо и несущиеся по нем облака... Мы пришли сюда для изучения ледников, и это высокое наслаждение является вознаграждением за наши труды...

Дж. Тиндаль „Формы воды" — СПб., 1876, с. 56—57.

Напомним, что ледн. Абрамова расположен в верхней части бассейна р. Коксу, несущей воды в Алайскую долину и впадающей в р. Кызылсу. Хотя генеральное направление течения реки — с северо-запада на юго-восток, ее верховья лежат как бы в кармане, ориентированном на северо-восток и образованном с запада основным водораздельным Алайским хребтом, а с юга и востока — его отрогом — хребтом Текелик (рис. 1.1). Наивысшая точка района — пик Айдарбек — имеет отметку 5127 м.

Здесь, судя по данным, предоставленным нам А. С. Щетинниковым, имеется 20 ледников суммарной площадью 40,7 км^2, крупнейшие из которых — ледн. Абрамова, ледн. Алауддин, ледн. Шульца и ледн. Ноздрюхина. В табл. 1.1 даны основные сведения о ледниках этого района (высоты фирновой границы рассчитаны А. С. Щетинниковым по методу Куровского). Заметим, что эти цифры несколько отличаются от приведенных в Каталоге ледников СССР (т. 14, вып. 3, часть 7) и, очевидно, являются более точными. Некоторые дополнительные характеристики оледенения со-

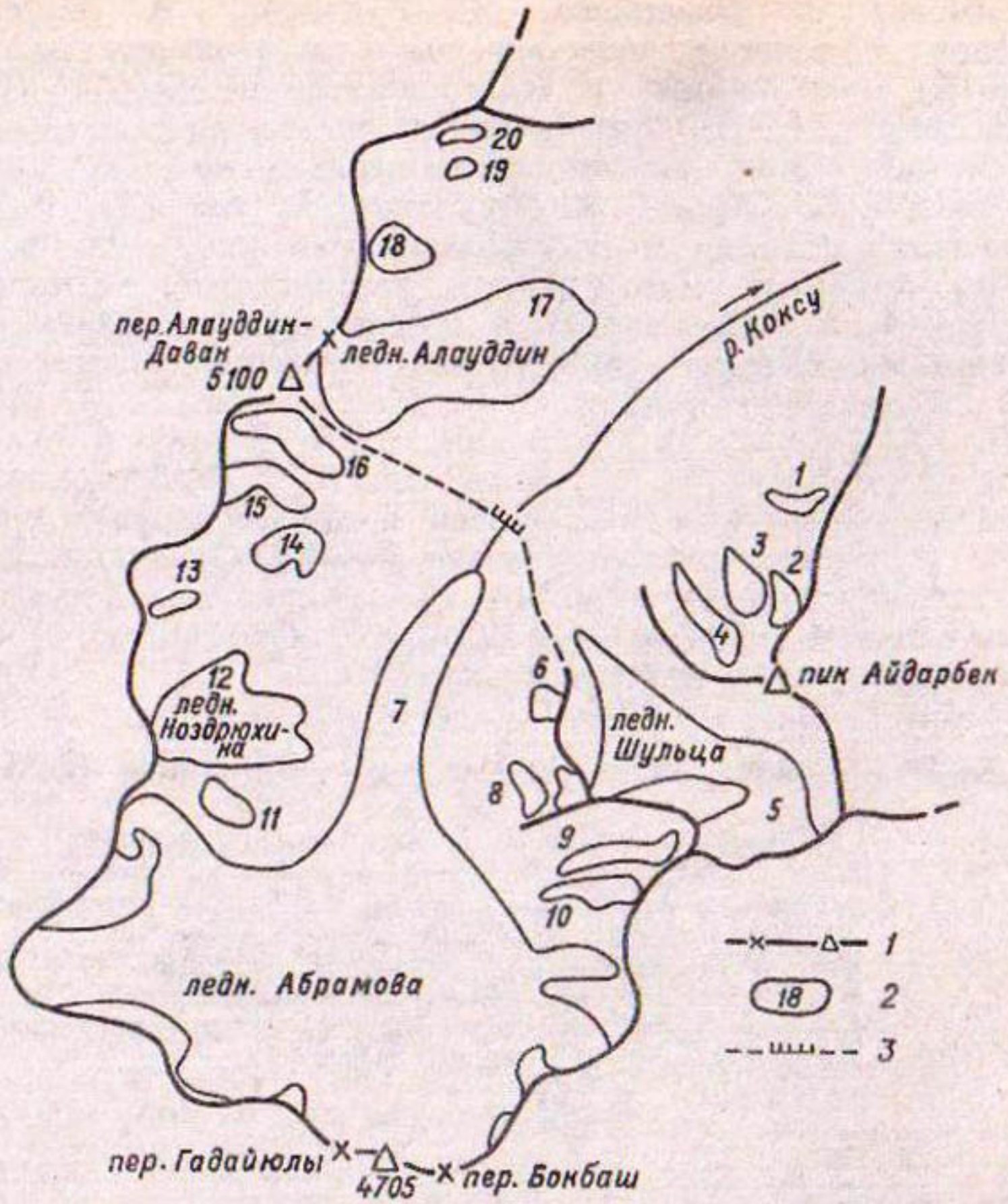


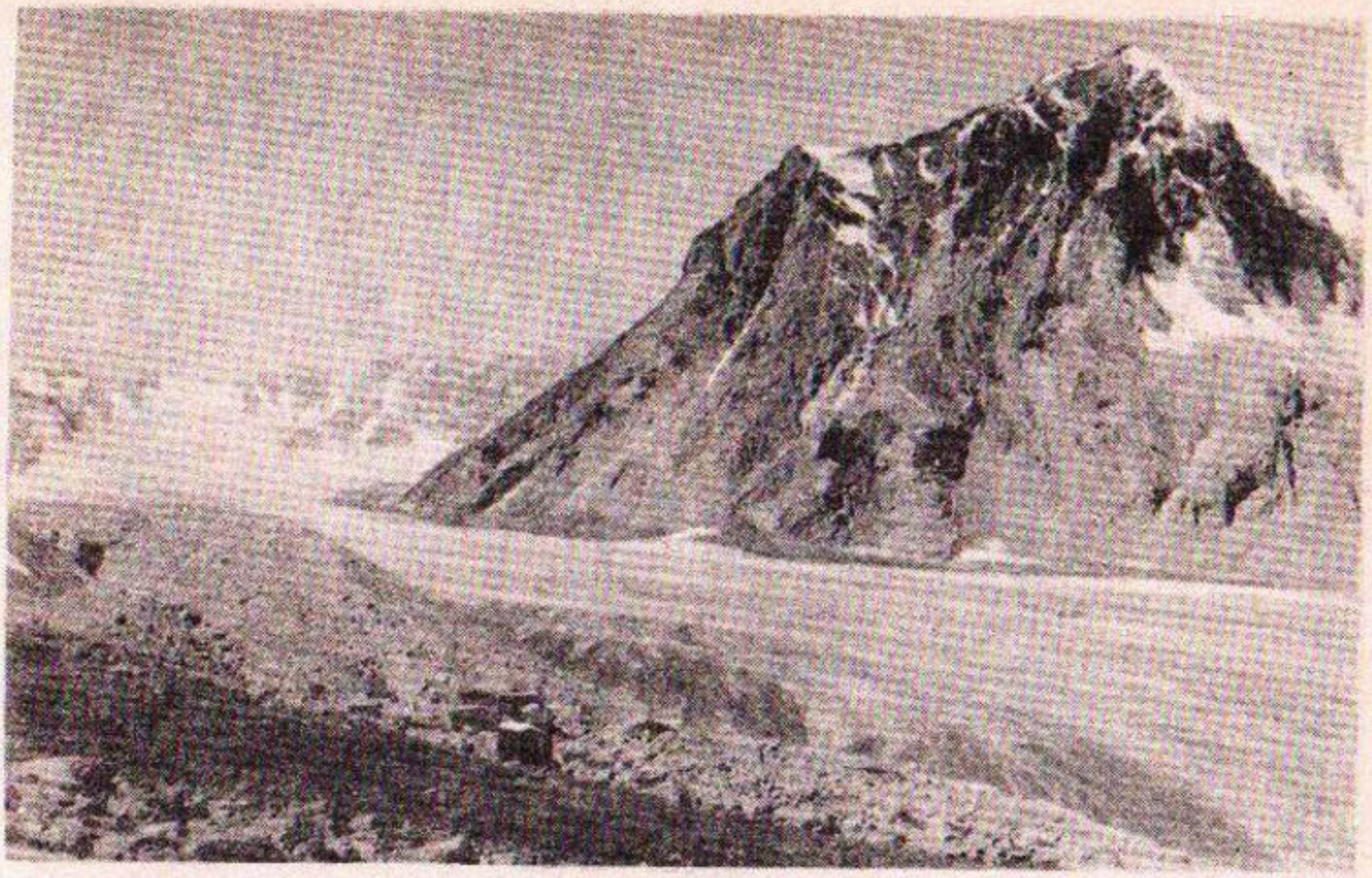
Рис. 1. 1. Схема оледенения верховьев р. Коксу.

1 — гребень с перевалом и вершиной, *2* — ледник и его порядковый номер по табл. 1.1, *3* — замыкающий гидрометрический створ.

держатся в главе 8, где они использованы для расчета его изменений при изменениях климата.

Сток с ледн. Абрамова и окружающих его склонов учитывается гидрометрическим створом, положение которого также показано на рис. 1.1. Контролируемая им часть бассейна имеет площадь 55,5 км^2, из которых около 30 км^2 занимают ледники, т. е. степень оледенения равна 0,54. Данные измерений стока на этом посту служат основой всех гидрологических исследований, речь о которых пойдет в главе 4.

Перейдем теперь непосредственно к нашему леднику. На рис. 1.2 показана общая его схема и положение главных исследова-



Ледник Абрамова

тельских объектов: станции и ее филиалов, реечных профилей, метеоплощадок и т. п.

Существует несколько оценок площади и других морфометрических параметров ледник Абрамова. По нашему мнению, различия между ними вызваны не только действительными их изменениями во времени, но и трудностями чисто технического характера, главная из которых — дешифрирование границ ледника. Даже в работе [88] даны два значения общей площади ледника: 24,43 км^2 (с. 21, табл. 9) и 26,1 км^2 (с. 91, табл. 29). В табл. 1.2 приведено распределение площади ледника по высотным зонам согласно разным оценкам. Они существенно различаются. Например, в пределах высот 4,0—4,2 км площадь льда меняется от 6,6 до 9,1 км^2. Едва ли это можно объяснить только изменением размеров ледника и его динамикой — колебаниями высоты поверхности за счет прохождения волн (см. главу 4).

Наиболее свежие данные о площади ледника получены под руководством В. А. Кузьмиченка в Киргизском аэрогеодезическом предприятии. Они также приведены в табл. 1.2.

Подробное радиолокационное зондирование, выполненное совместно сотрудниками Института географии АН СССР, Марийского политехнического института и Киргизского аэрогеодезического предприятия, позволило получить карту толищны ледника (рис. 1.3). Средняя толщина равна 110 м. Наиболее глубокой оказалась

Таблица 1.1

Современное оледенение верховьев бассейна р. Коксу

№ пп.	Номер по каталогу ледников СССР	Название ледника	$F_л$ км^2	l км	$z_ф$ км
1	32		0,2	0,9	4,41
2	33		0,3	0,9	4,45
3	34		0,4	1,1	4,28
4	35		0,5	1,7	4,39
5	36	Шульца	3,9	5,0	4,30
6	37		0,1	0,5	4,29
7	40	Абрамова	25,3	10,0	4,17
8	39		0,2	0,7	4,27
9	41		0,4	1,6	4,27
10	41	Огудина	0,4	1,5	4,41
11	43		0,3	0,8	4,35
12	44	Ноздрюхина	1,9	2,2	4,31
13	—		0,1	0,7	4,45
14	45		0,4	1,0	4,36
15	46		0,5	1,5	4,52
16	47		0,6	1,8	4,56
17	48		4,6	4,2	4,16
18	49	Алауддин	0,4	0,8	4,39
19	—		0,1	0,6	4,54
20	—		0,1	0,4	4,29

Таблица 1.2.

Распределение площади ледника Абрамова по высотным зонам, км^2

Высотный интервал, км	*1*	*2*	*3*
3,6—3,8	0,78	1,09	0,98
3,8—4,0	3,24	3,36	2,60
4,0—4,2	9,14	7,07	6,60
4,2—4,4	9,61	9,24	9,53
4,4—4,6	2,46	2,63	2,78
4,6—4,8	0,84	0,34	0,34
> 4,8		0,09	0,09
Сумма	26,07	23,82	22,92

Примечания. *1* — по данным работы [88]; *2* — по картам, полученным в 1975 г.; *3* — по картам, полученным в 1986 г.

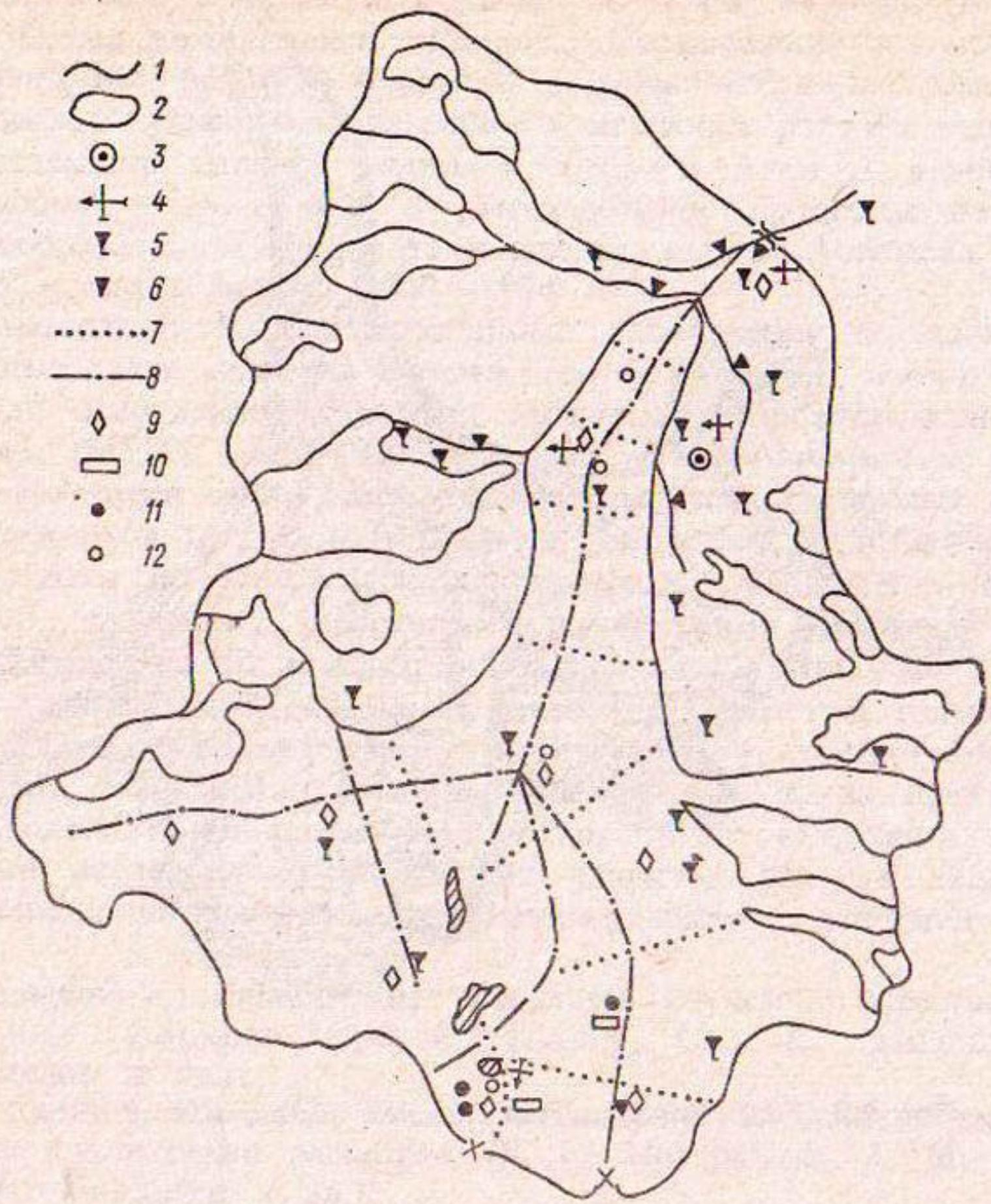


Рис. 1.2. Схема бассейна ледника Абрамова.

1 — граница бассейна, *2* — ледник, *3* — гляциологический стационар, *4* — пункт метеорологических наблюдений, *5* — суммарный осадкомер, *6* — гидрометрический створ, *7* — поперечный профиль (вехи используются для измерения аккумуляции-абляции и поверхностной скорости движения льда), *8* — продольный профиль (вехи используются только для измерения аккумуляции-абляции), *9* — снегомерный пункт, *10* — глубокий шурф в фирновой толще, *11* и *12* — скважины для слежения за уровнем внутриледниковых вод и для измерения мощности ледника соответственно.

правая составляющая. Суммарный объем льда в леднике — 2,57 км^3. Карты поверхности ледника и его толщины дали возможность получить и довольно надежную карту ложа.

Более подробные сведения о леднике и научных объектах на нем приведены в работе [88], и мы не приводим их здесь.

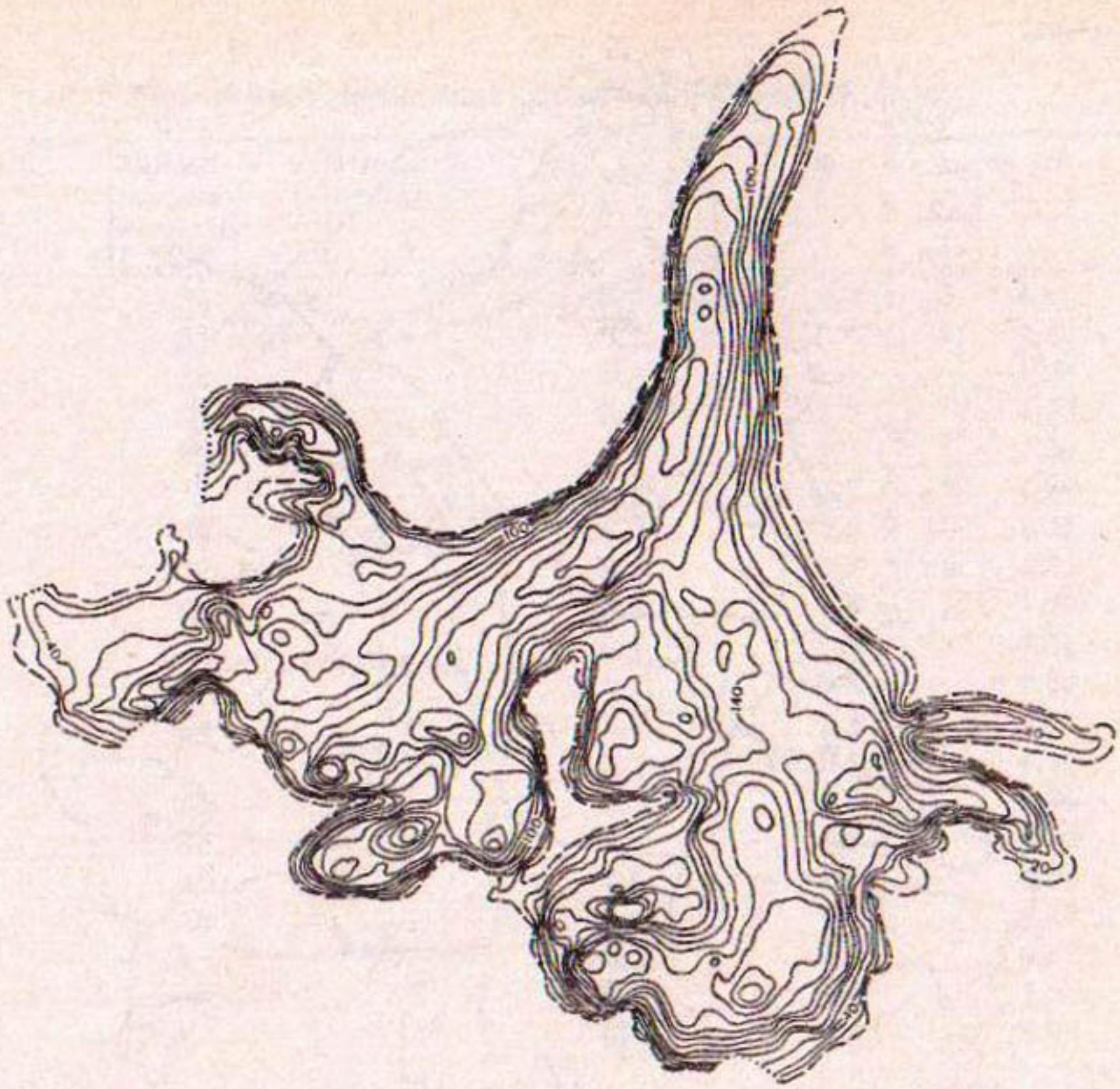


Рис. 1.3. Карта толщины (м) ледника Абрамова.

1.3. Программа и материалы наблюдений

Станция была создана Среднеазиатским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом для организации круглогодичных наблюдений на горном леднике по программе Международного гидрологического десятилетия (МГД) с целью решения важнейшей проблемы „Изучение гидрометеорологического режима ледников и их роли в питании рек". Естественно, тематика определяла и перечень видов наблюдений: в первую очередь, это те, которые позволяли оценить условия аккумуляции и абляции на леднике, баланс его массы, сток с ледникового бассейна.

Для этого был создан целый научный комплекс, который, помимо основной базы на боковой морене, включает в себя два филиала на теле ледника (3850 и 4440 м) и один у гидрометрического створа, ниже конца языка (3600 м).

Одновременно с названной выше основной научной темой в тот же период выполнялись еще две: „Исследование закономерностей колебания режима ледников в зависимости от изменений климатических условий и разработка методики расчета теплового и вещественного баланса ледников Средней Азии и ледниковой составляющей в стоке рек" и „Исследование процессов накопления, преобразования и расхода вещества ледник Абрамова и баланс его массы в период 1967—1974 гг.".

По окончании МГД стационарные наблюдения за основными элементами водно-ледового и теплового баланса на ледник Абрамова были продолжены в рамках Международной гидрологической программы (МГП), наследовавшей цикл работ, начатых во время МГД. Сверх этого выполнялся ряд научных тем, связанных с изучением ледников и снежного покрова. Тогда же станция включилась в работы по Международной программе наблюдений за колебаниями ледников. С некоторыми изменениями и дополнениями первоначальный состав наблюдений выполняется уже более 20 лет. Более подробно о них сказано в книге [88]. Заметим только, что с 1980 г. на базе начала круглогодичную работу станция фонового мониторинга загрязнения атмосферы. Очевидно, такая прекрасная база позволяла кроме основных плановых работ выполнять дополнительные исследования различных аспектов режима ледников. Перечислим лишь некоторые, по нашему мнению, наиболее интересные:

— большой цикл работ был посвящен изучению естественного загрязнения фирново-ледяной толщи (В. К. Ноздрюхин, Б. В. Кислов и др.);

— традиционный набор видов наблюдений за движением ледника был значительно расширен (В. К. Ноздрюхин, А. М. Кидяев, Ф. И. Перцигер и др.);

— еще в самом начале семидесятых годов вдоль продольного профиля с помощью радиовысотомера была определена толщина ледника (А. К. Рюмин). Позднее детальная съемка толщины выполнена автором более совершенного прибора — С. А. Никитиным;

— впервые в СССР на горном леднике пробурены глубокие скважины с отбором кернов. Это удалось сделать с помощью оригинального термобура системы В. А. Морева, принимавшего непосредственное участие в работах. Обработка кернов дала интереснейшие данные о структуре фирновой толщи ледника;

— исключительно кропотливые и трудоемкие наблюдения за трансформацией фирновой толщи выполнены Б. В. Кисловым;

— прекрасные крупномасштабные карты ледника и изменений высоты его поверхности за ряд лет по данным аэрофотосъемок созданы под руководством В. А. Кузьмиченка;

Таблица 1.3

Структура и полнота банка данных измерений в бассейне ледника Абрамова по состоянию на 1 января 1991 г.

Элемент	Годы	Шаг по времени	Вид технического носителя
1. Расход воды р. Коксу	1968—1988	Сутки	МЛ, ГМД
2. Температура воздуха	1967—1988	"	"
3. Сумма осадков	1967—1988	"	"
4. Облачность нижняя	1967—1988	"	"
5. Облачность общая	1967—1988	"	"
6. Продолжительность сияния солнца	1967—1988	"	"
7. Температура поверхности	1967—1988	"	"
8. Относительная влажность воздуха	1967—1988	"	"
9. Скорость ветра	1967—1988	"	"
10. Таяние в точке на леднике	1967—1988	"	"
11. Атмосферное давление	1967—1988	"	"
12. Дефицит влажности	1967—1988	"	"
13. Прямая солнечная радиация	1968—1985	"	"
14. Рассеянная солнечная радиация	1968—1985	"	"
15. Радиационный баланс	1968—1985	Месяц	ПК
16. Баланс массы ледника	1983—1990		

Примечания: 1. Данные по таянию для периода июнь—сентябрь. 2. МЛ, ГМД и ПК — магнитная лента, гибкий магнитный диск, перфокарты.

— наконец, в течение более 15 лет изучались баланс массы и структура многолетнего снежника, расположенного недалеко от базы на той же боковой морене (Ю. Н. Емельянов, Ф. И. Перцигер), что позволило выявить механизмы, обеспечивающие необыкновенную устойчивость подобных зачаточных форм оледенения.

И это не полный перечень оригинальных исследований на леднике.

Излишне говорить, что обработка всех богатейших материалов потребовала серьезных теоретических обобщений: библиография работ, связанных с ледником Абрамова, насчитывает уже около 150 наименований.

Большой объем накопленной первичной информации невозможно хранить и обрабатывать без применения современной вычислительной техники. Иначе возникает опасность того, что повторится судьба многих ценнейших материалов, полученных различными экспедициями в трудных высокогорных условиях, но похороненных затем в недоступных отчетах в ведомственных фондах. К чести гляциологов САНИГМИ нужно сказать, что они постарались сделать все, чтобы их материалы не погибли.

Данные, полученные в рамках международных программ, опубликованы в „Материалах наблюдений в горноледниковых бассейнах на территории СССР" [97]; оперативные данные о балансе массы и положении языка ледника — в изданиях международной службы по слежению за колебаниями ледников (см., например, [163]).

Однако основной массив материалов сосредоточен в специально созданном банке данных. Его структура описана в табл. 1.3. Все метеоданные, собранные в нем, относятся к пункту измерений на морене ледника, имеющему наиболее полный и высококачественный ряд наблюдений.

Первая версия банка была разработана в расчете на ЭВМ серии ЕС, и основным носителем информации была магнитная лента (МЛ) и перфокарты (ПК). В настоящее же время созданы фонды данных и программное обеспечение на IBM — совместимом персональном компьютере. Основной носитель информации — гибкие магнитные диски (ГМД).

Набор программ позволяет выдавать данные за требуемые периоды в виде таблиц и (или) графиков, рассчитывать средние значения, делать различные выборки. Это относится к метеорологической и гидрологической информации.

Сложнее обстоит дело с частью банка по балансу массы ледника. В состав исходных данных здесь входят: а) планово-высотные координаты стационарной сети реек и снегопунктов; б) распределение площади ледника по высотным зонам; в) ежемесячные данные о высоте снежного покрова и плотности снега на снегопунктах; г) измеренная по рейкам толщина слоя снега или стаявшего слоя льда (фирна) на конец каждого месяца относительно начала гидрологического года. Алгоритм определения баланса массы по этим исходным данным подробно изложен в работе [2].

Автоматизированная обработка данных по балансу массы ледника позволяет оперативно получать материалы, которые ранее оставались вне рамок исследований. Речь о них пойдет в главе 3.

Этими краткими сведениями мы здесь и ограничимся.

ГЛАВА 2

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В БАССЕЙНЕ

...Склонись на четыре
Стороны света, простерши ладонь...
Солнце... Вода... Облака... Огонь... —
Все, что есть прекрасного в мире...

М. Волошин

Подробная метеорологическая характеристика бассейна дана в работе [88]. Однако ряды измерений к настоящему времени существенно удлинились. Это позволяет оценить их статистические параметры, информативность различных показателей, выявить интересные взаимосвязи, пространственную и временную изменчивость.

Данные табл. 2.1 и 2.2. позволяют судить о межгодовой изменчивости и внутригодовых колебаниях важнейших метеопоказателей — температуры воздуха и осадков. Более наглядное представление о внутригодовом режиме осадков, температуры, а также стока с бассейна дает рис. 2.1. Он достаточно нагляден, поэтому не будем останавливаться на его анализе.

2.1. Теплый сезон

В теплый период гляциологические процессы в бассейне протекают наиболее интенсивно. Кроме того, в дальнейшем нам часто придется ссылаться на метеоусловия того или другого лета, поэтому здесь рассмотрим их более детально.

В табл. 2.3 приводится список метеорологических характеристик, которые дает возможность получить банк данных. Как видно, мы располагаем весьма обширной информацией. Какие показатели предпочесть для использования в моделях стока и динамики ледника?

Наиболее часто для моделирования гляциологических процессов используются два параметра: температура воздуха для расчета абляции и осадки для расчета аккумуляции. В более сложных моделях для расчета таяния используется солнечная радиация или облачность как индекс радиации [49, 75]. При учете испарения наверняка понадобятся данные о влажности воздуха, учет скорости ветра позволит улучшить качество расчета аккумуляции и т. п. (На наш взгляд, кстати, в качестве индекса радиации гораздо более пригодны данные о числе часов солнечного сияния, точнее их отношение к возможной величине при отсутствии облачности, — показатель, измеряемый инструментально в отличие от количества облачности.) Однако каждая новая переменная нагружает модели параметрами, поэтому необходимо ограничиться минимумом самых информативных аргументов.

Таблица 2.1

Средняя месячная температура воздуха на станции Ледник Абрамова, пункт "морена", °С

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средняя за год
1968	—14,5	—14,5	—8,6	—4,0	—1,6	2,6	6,0	6,3	2,9	—4,6	—9,1	—13,2	—4,4
1969	—15,4	—15,0	—6,0	—4,8	—0,6	2,5	4,8	6,1	0,7	—2,5	—10,5	—10,4	—4,2
1970	—14,4	—12,9	—11,2	—4,5	—0,8	3,7	5,2	7,4	2,8	—2,8	—8,6	—11,5	—4,0
1971	—16,3	—13,4	—8,2	—2,9	—0,8	5,4	6,6	6,1	—0,5	—2,6	—7,2	—8,9	—3,6
1972	—14,3	—17,3	—9,3	—5,4	—1,2	1,7	2,9	4,5	1,7	—3,8	—7,8	—12,8	—5,1
1973	—16,4	—11,9	—10,8	—3,9	—0,9	4,5	7,9	7,5	2,8	—3,1	—6,4	—12,8	—3,6
1974	—15,9	—15,3	—8,9	—2,9	—0,9	2,3	5,3	4,1	1,2	—4,3	—9,3	—15,1	—5,0
1975	—15,0	—14,8	—10,4	—4,2	—2,4	2,0	5,7	7,0	1,8	—3,8	—10,4	—12,4	—4,7
1976	—12,6	—14,3	—11,2	—4,5	—0,3	2,0	7,2	7,2	1,8	—4,0	—9,9	—13,2	—4,3
1977	—15,5	—13,9	—7,8	—2,9	—1,0	4,4	7,3	7,0	3,1	—3,0	—7,2	—12,2	—3,5
1978	—15,9	—13,6	—11,7	—3,3	0,3	4,2	8,6	7,5	3,0	—3,4	—10,6	—9,3	—3,7
1979	—12,5	—11,8	—10,4	—2,7	—2,6	2,3	7,1	5,1	2,0	—1,0	—8,6	—11,0	—3,7
1980	—14,3	—13,5	—10,4	—2,9	0,2	3,3	7,2	6,1	2,6	—2,6	—6,2	—9,9	—3,4
1981	—13,7	—12,1	—8,2	—3,7	1,0	1,5	5,3	4,1	1,7	—5,3	—8,7	—12,0	—4,2
1982	—12,9	—15,2	—10,3	—3,6	0,2	2,6	5,4	5,5	—0,2	—4,0	—9,9	—12,5	—4,6
1983	—13,2	—13,9	—12,3	—4,4	—0,1	1,1	5,2	8,3	2,3	—3,4	—6,9	—12,4	—4,1
1984	—16,0	—17,5	—8,3	—5,2	—1,0	4,5	7,7	10,1	1,2	—4,0	—8,4	—15,2	—4,3
1985	—13,8	—11,6	—10,2	—2,8	—1,1	3,2	7,7	6,0	2,7	—3,7	—9,4	—11,2	—3,7
1986	—13,7	—12,2	—12,0	—5,1	—1,4	2,2	6,9	5,9	2,7	—3,0	—8,8	—12,3	—4,2
1987	—12,7	—11,7	—8,0	—5,8	—2,5	0,5	3,7	6,4	2,6	—5,2	—7,2	—9,0	—4,1
1988	—12,4	—12,7	—10,3	—3,4	—1,8	3,2	7,3	5,5	2,9	—4,9	—5,8	—10,1	—3,5
Среднее	—14,4	—13,8	—9,7	—3,9	—0,9	2,8	6,2	6,4	2,0	—3,6	—8,4	—11,8	—4,1
СКО	1,3	1,7	1,6	0,9	0,9	1,2	1,4	1,4	1,0	1,0	1,4	1,7	0,5

Таблица 2.2

Месячные суммы осадков на станции Ледник Абрамова, пункт „морена"

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средняя за год
1968	35	18	83	85	35	111	48	8	1	34	44	156	665
1969	85	58	186	83	102	50	87	5	42	117	31	33	883
1970	51	14	49	101	119	60	112	21	4	79	35	122	772
1971	16	61	43	97	121	23	30	9	85	10	36	62	598
1972	103	30	182	47	103	101	76	29	27	63	40	74	879
1973	35	59	176	116	85	22	27	0	1	9	30	22	589
1974	60	28	40	74	34	57	54	54	26	35	18	37	522
1975	30	52	87	72	97	61	73	6	57	20	43	19	621
1976	31	57	57	24	62	62	47	7	16	149	18	7	543
1977	63	17	69	42	117	39	17	6	3	176	34	104	692
1978	44	46	71	107	88	59	0	2	14	71	88	109	705
1979	81	27	58	161	100	29	4	44	30	20	37	56	651
1980	54	86	95	155	130	91	21	17	17	65	81	19	837
1981	43	104	56	146	90	84	79	50	26	79	58	60	881
1982	30	35	103	40	54	54	31	38	31	117	70	31	639
1983	72	21	68	39	93	89	63	27	90	7	37	37	648
1984	25	50	169	99	126	41	15	0	21	41	127	79	799
1985	59	73	121	48	66	59	56	19	23	92	45	50	716
1986	26	15	74	69	87	74	24	28	12	48	77	112	653
1987	33	47	114	192	108	103	76	17	29	125	57	120	1028
1988	92	46	114	78	250	52	58	27	4	82	11	131	950
Среднее	50	44	95	89	98	62	47	19	26	68	48	68	727
СКО	25	25	47	44	44	27	29	16	24	47	27	43	136

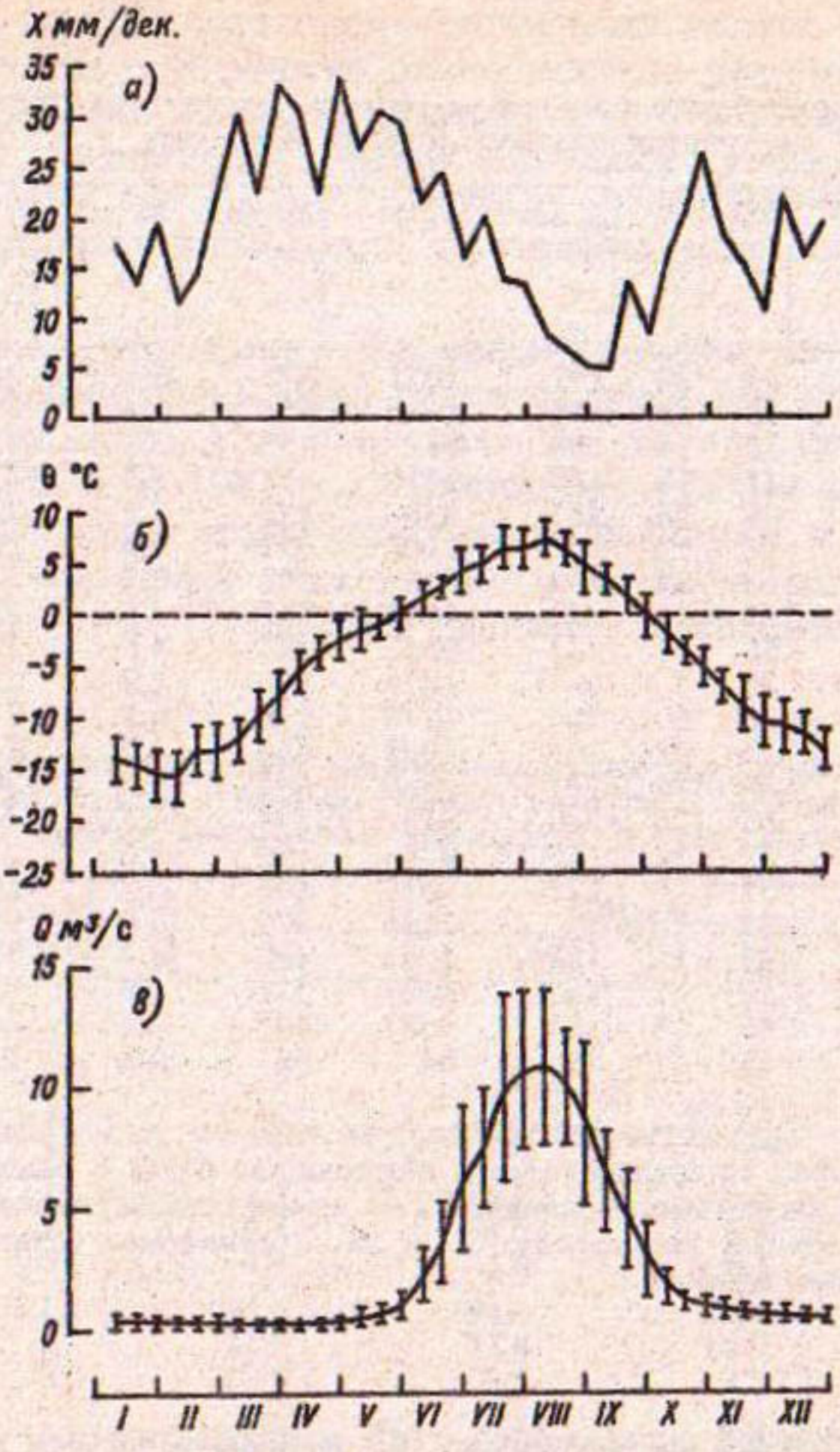


Рис. 2.1. Среднемноголетний внутригодовой ход: *а*) выпадения осадков X, *б*) среднесуточной температуры воздуха θ на ст. Ледник Абрамова, морена, *в*) расхода воды р. Коксу Q.

Длина вертикальной линии соответствует стандарту отклонений.

С этой точки зрения рассмотрим табл. 2.4 — матрицу коэффициентов корреляции переменных из табл. 2.3. Обращает на себя внимание значимая связь этих показателей друг с другом. Очевидно, задаваясь значениями одного, можно, сильно не ошибившись, охарактеризовать все другие, а также абляцию и сток с бассейна. Исключение составляет суммарная радиация, которая незначительно меняется от года к году и не связана ни с одним из других параметров.

Таблица 2.3

Некоторые метеорологические показатели теплого сезона года (июнь—сентябрь) и годовая абляция ледника Абрамова

№ пп.	Год	θ °С	N_x сут	N_8 сут	X мм	$n_\odot$ ч	N_o баллы	Δe мм	$S' + D$ МДж / (м^2·сут)	$ab_г$ г/см^2
1	1968	4,4	45	20	171	1071	415	5,1	26,9	177
2	1969	3,5	57	33	185	1038	534	4,4	28,2	152
3	1970	4,8	33	19	198	982	450	2,9	25,1	192
4	1971	4,4	35	10	148	1058	417	3,3	22,5	248
5	1972	2,7	69	36	235	938	553	3,3	22,4	126
6	1973	5,7	33	12	53	1108	352	5,4	21,3	294
7	1974	3,2	63	25	193	978	522	3,9	22,2	206
8	1975	4,1	49	11	198	1067	403	4,6	23,1	215
9	1976	4,6	56	17	134	985	421	4,9	22,9	237
10	1977	5,5	35	7	66	1078	320	4,9	24,3	320
11	1978	5,8	25	5	76	1170	236	6,5	24,0	305
12	1979	4,1	52	22	108	1038	466	4,7	24,7	241
13	1980	4,8	49	17	147	1060	431	4,7	26,6	292
14	1981	3,2	65	26	240	912	598	3,5	24,7	148
15	1982	3,3	57	14	155	978	499	3,6	25,4	219
16	1983	4,2	57	19	272	1014	446	4,1	25,9	219
17	1984	5,8	35	13	79	1144	379	5,0	25,5	339
18	1985	4,9	34	12	158	1062	430	4,4	27,4	256
19	1986	4,4	58	21	138	1027	521	4,0	24,6	258
Ср.		4,4	48	18	156	1037	442	4,4	24,6	234
СКО		0,9	13	8	59	64	84	0,8	5,7	57

Примечание. θ — среднесуточная температура воздуха, N_x — число дней с осадками, N_8 — число дней со среднесуточной облачностью более 8 баллов, X — сумма осадков, $n_\odot$ — число часов сияния солнца, N_o — сумма среднесуточных баллов общей облачности, Δe — дефицит насыщения, $S' + D$ — суммарная солнечная радиация, $ab_г$ — годовая абляция ледника.

Таблица 2.4

Коэффициенты парной корреляции ($\times 10^2$) метеорологических показателей теплого сезона года и абляции ледника Абрамова (обозначения те же, что и в табл. 2.3)

№ пп.	Элемент	θ	N_x	N_8	X	$n_\odot$	N_o	Δe	$S' + D$	$ab_г$
1	θ	100	—88	—77	—76	83	—87	66	1	86
2	N_x		100	79	65	—79	85	—46	4	—68
3	N_8			100	62	—68	84	—48	—14	—80
4	X				100	—73	69	—67	18	—81
5	$n_\odot$					100	—85	79	11	76
6	N_o						100	—74	14	—75
7	Δe							100	2	60
8	$S' + D$								100	9
9	$ab_г$									100

Видимо, из-за дефицита информации пока нельзя считать досконально изученными особенности радиационного режима высокогорья. Например, в работах ведущих специалистов по этому вопросу мы не обнаружили сравнения сезонных значений суммарной радиации за различные годы (не следует путать с поглощенной долей радиации $B_к$) с метеоэлементами или с таянием при том же периоде осреднения.

Чем объяснить тот факт, что среднесуточная за теплый сезон суммарная радиация очень мало разнится даже для любых двух наиболее контрастных по условиям абляции сезонов (например, 1972 и 1973 гг. или 1971 и 1981 гг.)? Очевидных причин две. Первая — весомый вклад в высокогорье рассеянной радиации в суммарную и асинхронность колебаний рассеянной и прямой радиации. Очень красноречивы в этом отношении данные, сведенные в табл. 2.5.

Таблица 2.5

Суточные значения некоторых метеорологических характеристик, таяния и стока с бассейна в ясные (первая строка), пасмурные (третья строка) сутки и в сутки с умеренной облачностью (вторая строка)

Характеристика	Номер строки	Месяц			
		VI	VII	VIII	IX
Число дней с облачностью:					
0—2 балла	1	9	13	16	17
3—7 баллов	2	14	14	12	10
8—10 баллов	3	7	4	3	3
Число часов сияния солнца	1	11,7	11,3	10,6	8,9
	2	8,4	8,5	8,4	6,2
	3	4,4	4,6	4,4	3,4
Прямая радиация	1	36,6	34,4	28,2	22,4
	2	22,0	22,4	18,4	11,9
	3	10,9	8,3	7,9	2,4
Рассеянная радиация	1	7,2	6,9	5,4	4,2
	2	13,1	13,2	10,0	8,6
	3	18,3	14,5	11,1	8,8
Температура воздуха	1	4,3	7,9	7,5	2,6
	2	2,9	5,7	5,6	1,5
	3	1,3	3,5	4,1	—0,7
Сумма осадков	1	0,2	0,3	0,2	0,2
	2	1,3	1,6	0,8	0,9
	3	6,2	5,9	3,9	6,4
Таяние в точке на леднике	1	2,99	5,57	5,20	2,17
	2	2,37	4,61	4,40	1,81
	3	1,49	3,05	3,61	0,48
Расход воды	1	4,9	11,1	11,5	4,9
	2	4,3	9,8	9,6	4,7
	3	3,1	7,7	8,6	3,1

Примечание. Единицы измерения те же, что и в табл. 2.3.

В ней показано, как летом в зависимости от общей облачности меняются другие характеристики погоды. В пасмурные дни по сравнению с ясными резко, почти в 3 раза, уменьшается число часов сияния солнца. Этому сопутствуют осадки, значительное похолодание, уменьшение интенсивности таяния и стока. Не менее резко — в 3—4 раза, а в сентябре — почти в 10 раз уменьшается и количество прямой радиации. Чутко реагирует и рассеянная радиация: она возрастает в 2—3 раза. В итоге, суммарная радиация в пасмурные дни, естественно, меньше, чем в ясные, но не столь заметно, как ожидалось. Общеизвестно, например, что в пасмурную погоду в горах шансов обгореть или получить „снежную слепоту" ничуть не меньше, чем в ясную.

Вторая причина парадоксальной стабильности суммарной радиации от года к году — погрешности измерений. Перечислим некоторые трудности, неточности и вопросы, возникающие при выполнении актинометрических наблюдений и их обработке:

— частый выход приборов из строя, необходимость неоднократных поверок в ясные дни;

— помехи, связанные с атмосферным электричеством и генераторами электроэнергии;

— необходимость иметь ежесуточный календарь, в котором с учетом географических координат, закрытости горизонта горами должны быть рассчитаны время восхода и захода солнца, синусы высот солнца в сроки наблюдений и поправки при опозданиях на срок. (Для станции Ледник Абрамова такой календарь был составлен одним из авторов данной работы только в 1982 г.);

— сомнительная оправданность применяемой для вычислений аппроксимации суточного хода скачкообразно меняющихся параметров трапециями. Даже в срок наблюдений интенсивность, например, прямой радиации может меняться в несколько раз.

Этот далеко не полный список характерен для хорошо оборудованной станции, какой является пункт „морена" на базе станции Ледник Абрамова. Стоит ли говорить о качестве актинометрических наблюдений, кстати довольно трудоемких для пунктов, расположенных на теле ледника, да еще при кратковременных экспедиционных выездах.

Таким образом, применять результаты актинометрических измерений следует крайне осторожно, после критического контроля исходных данных. Это одна из многочисленных причин отказа от расчетов таяния с учетом радиации (см. также раздел 4.3). Везде далее для расчетов абляции будем использовать только температуру воздуха. Что же касается расчетов аккумуляции, то в этой области нет столь сильных разногласий и основными исходными данными для нас будут сведения об атмосферных осадках.

2.2. Пространственная экстраполяция данных

Необходимость экстраполяции измеренных на станции значений метеорологических факторов возникает регулярно. В частности, ниже, при моделировании процесса стока с бассейна нам понадобятся аналитические выражения для описания пространственных изменений температуры воздуха и осадков.

Известно, что картина распределения осадков в горах Средней Азии в целом и по площади нашего бассейна, в частности, пестра и мозаична [27, 103] и определяется рядом трудноучитываемых факторов: расположением гребней относительно движения влагонесущих воздушных масс; размещением перевалов и вершин относительно друг друга и т. п. В нашем бассейне сезонные и годовые суммы осадков в среднем растут с высотой до уровня перевалов, но за более короткие промежутки времени картина может быть совершенно другой.

А. Н. Кренке счел возможным по данным измерений на сети осадкомеров провести изогиеты в бассейне. Построенная им карта распределения осадков отражает и рост осадков с высотой и их увеличение от восточного борта к западному [84]. Последний факт подтверждают результаты А. А. Акбарова и О. Алиева [4]. Однако, принимая во внимание густоту сети суммарных осадкомеров, погрешности измерения осадков [25], следует признать, что в деталях оценить распределение осадков по площади бассейна пока не представляется возможным. Поэтому мы были вынуждены вслед за другими исследователями использовать связь осадков только с абсолютной высотой (рис. 2.2).

Характер расположения эмпирических точек на рис. 2.2 определил выбор интеграла вероятностей в качестве аппроксимирующей функции. Подбор коэффициентов осуществлен с помощью программы оптимизации параметров, заимствованной из работы [118].

Аналитическое ее выражение получено таким:

$$\frac{X}{X_{ст}} = \begin{cases} 1{,}60 - 0{,}74\,\mathrm{erf}\left(\dfrac{z-4{,}37}{0{,}44}\right) & \text{при } z < 4{,}37 \text{ км}, \\ 1{,}60 + 0{,}74\,\mathrm{erf}\left(\dfrac{z-4{,}37}{0{,}44}\right) & \text{при } z \geq 4{,}37 \text{ км}, \end{cases} \qquad (2.1)$$

где X — осадки, измеренные на высоте z; $X_{ст}$ — осадки на базовой станции Ледник Абрамова, пункт „морена", расположенной на высоте 3,84 км.

При моделировании гидрографа нам понадобится зависимость для сезона абляции, поэтому для построения связи использовались данные о средних многолетних суммах осадков за теплый сезон года (июнь—сентябрь) из работы [88, табл. 26]. Для годового интервала и для сезона накопления отдельно зависимости существенно разли-

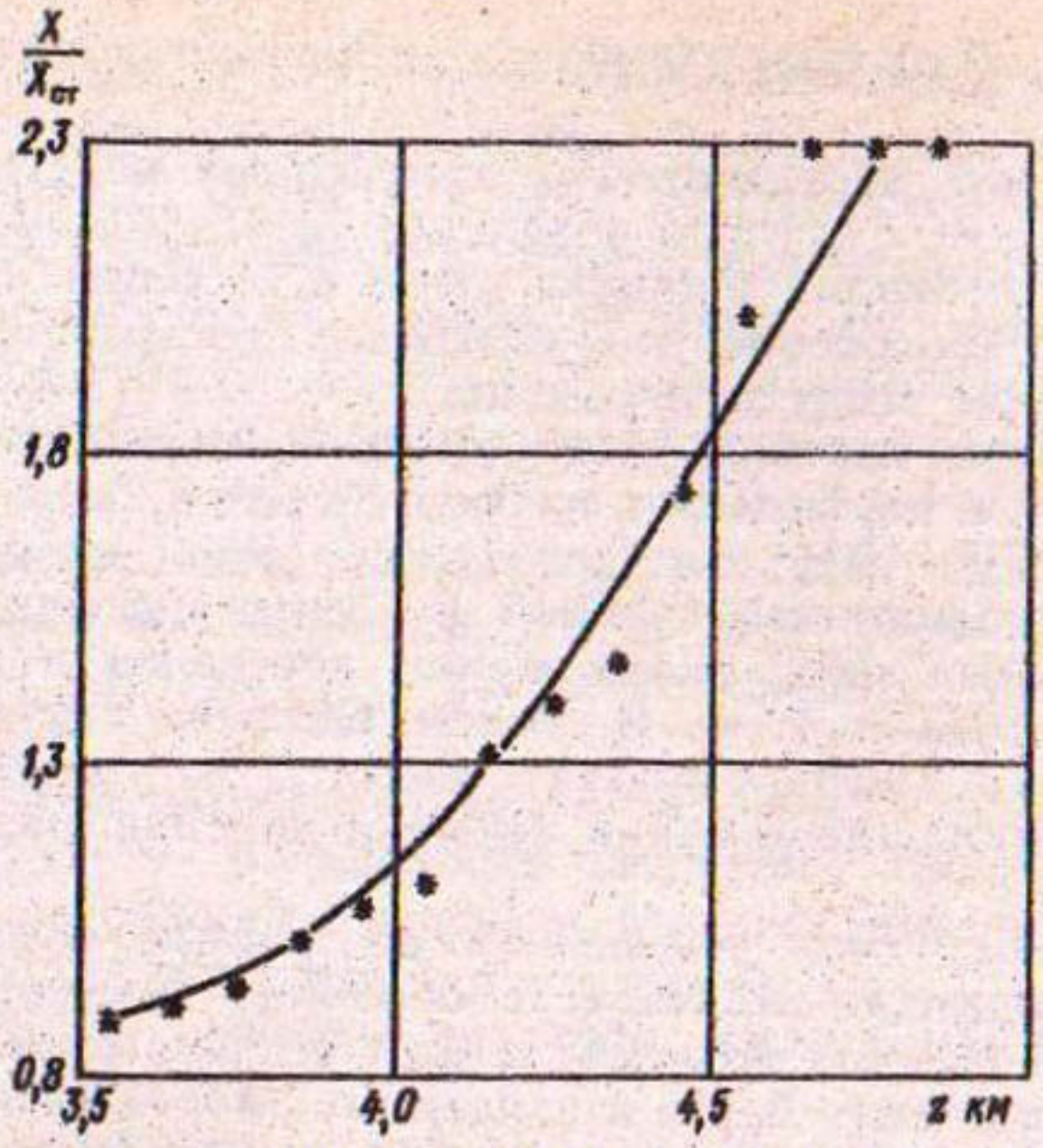


Рис. 2.2. Изменение с высотой z средней многолетней суммы осадков X за теплый период (VI—IX), нормированной по сумме осадков $X_{ст}$ за тот же период на ст. Ледник Абрамова, морена.

чаются [88, рис. 15]. Нормировка X по $X_{ст}$ продиктована удобством пользования зависимостью для различных временных интервалов при таком задании функции, о чем подробно сказано в работе [49]. Атрибутом erf обозначен интеграл Лапласа (интеграл вероятности):

$$\operatorname{erf}(a) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^a \exp(-t^2)\, dt .$$

Поскольку $\operatorname{erf}(-a) = -\operatorname{erf}(a)$, выражение

$$\frac{X}{X_{ст}} = 1{,}60 + 0{,}74 \operatorname{erf}\left(\frac{z - 4{,}37}{0{,}44}\right)$$

равноценно формуле (2.1).

Теперь перейдем к температуре воздуха. Основная проблема здесь связана с переходом на ледниковую поверхность. О влиянии ледника на температуру воздуха θ известно следующее: чем больше ледник, тем сильнее на его границе со склоном происходит почти

„скачком" уменьшение температуры воздуха. Существуют рекомендации для оценки величины скачка [83], однако в нашем случае для ледника Абрамова мы пользовались таким эмпирическим уравнением (рис. 2.3)

$$\theta_л = -0{,}009\theta_{ст}^2 + 0{,}838\theta_{ст} - 1{,}69, \qquad (2.2)$$

где $\theta_{ст}$ — среднесуточная температура воздуха на станции Ледник Абрамова, пункт „морена", расположенной на высоте 3,84 км; $\theta_л$ — то же для пункта „ледник", расположенного в средней части ледника Абрамова на той же высоте. Для вывода формулы (2.2) использовали данные параллельных измерений в этих пунктах.

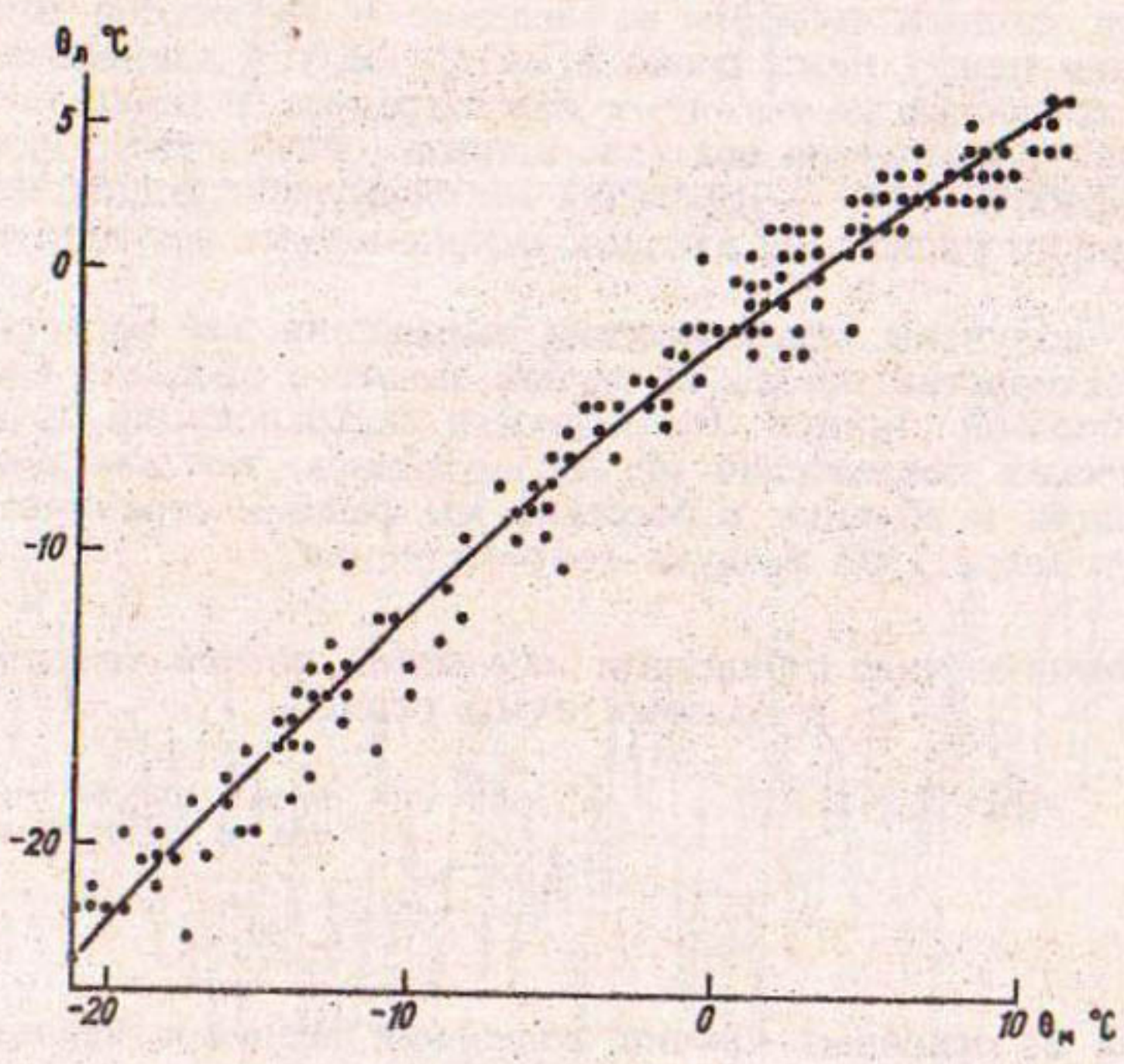


Рис. 2.3. Связь среднесуточных температур воздуха на леднике ($\theta_л$) и на морене ($\theta_м$)

Из уравнения (2.2) следует: величина скачка не есть константа даже для одного ледника, что отмечалось и ранее, например, в работах [46, 84]. В работе [24] доказано, что скачок зависит еще и от таких гляциоморфологических параметров, как толщина морены

у пункта на леднике, площадь ледника ниже пункта, удаленность от конца языка и т. п. Поэтому перерасчет температуры на высоту 3,84 км проводился по уравнению (2.2), а затем на другие высоты — по измеренному вертикальному градиенту температуры, равному для ледниковой поверхности -5 °С км$^{-1}$ [88].

Непригодна для наших расчетов и методика В. Г. Коновалова и Л. М. Карандаевой, в которой строится общий для всего бассейна, в верхней части которого расположены ледники, вертикальный профиль температуры воздуха [77]. Реализовав эту идею, авторы работы [77] получили и рекомендуют единую „простую формулу для определения средней летней температуры воздуха на ледниках и во внеледниковых зонах бассейнов рек Средней Азии", показав, что точность оценок по ней ничуть не меньше точности оценок по методике А. Н. Кренке [83, 84]. Аргументами в формуле В. Г. Коновалова и Л. М. Карандаевой являются абсолютные координаты. Что мы получили бы, выполнив расчеты по ней? Так как разница широты и долготы пунктов на леднике и на морене минимальна (расстояние между ними равно 1 км), а высота одинакова, то одинаков, с точностью до тысячных долей градуса, и результат — средняя летняя температура воздуха. Видимо, обсуждаемые идея и формула из работы [77] — примеры методов, работающих для систем регионального уровня, но дающих неприемлемые результаты для локальных.

Итак, получены аналитические выражения для расчета важнейших характеристик погоды на любой высоте в пределах бассейна по данным базовой станции. Возможности экстраполяции других метеорологических показателей не исследовались, так как для расчета аккумуляции и абляции в бассейне мы решили ограничиться осадками и температурой воздуха соответственно.

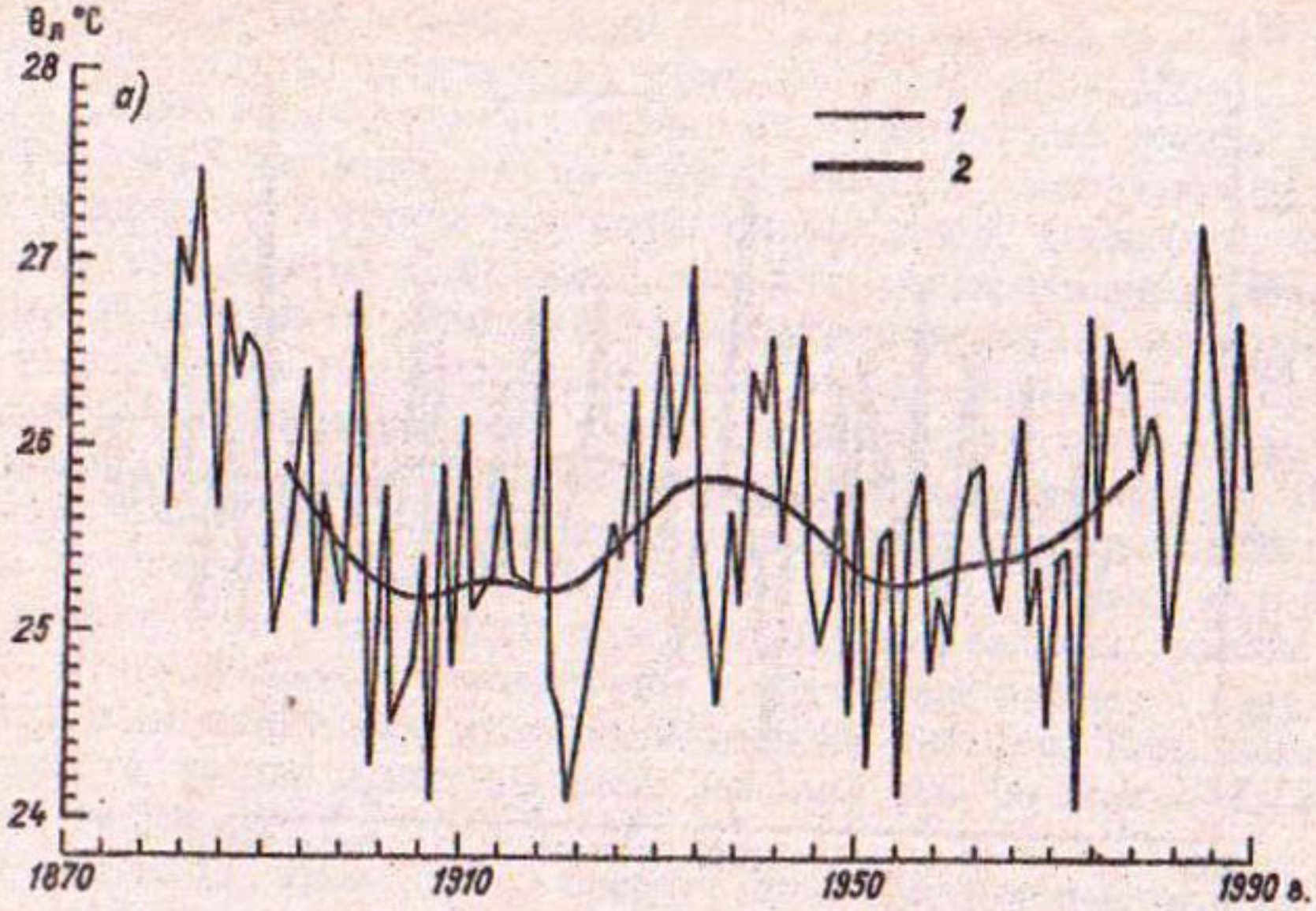
2.3. Многолетние тенденции изменения летней температуры и годовых сумм осадков

Время капит чередом,
Час за часом, день за днем

П. Ершов

Одной из основных причин колебания ледников являются вариации климатических факторов. Как будет показано в главе 3, наш объект не является исключением. Поэтому было бы интересно проследить тенденции основных климатических факторов в регионе за максимально возможный период времени.

Используем для этого данные измерений осадков и температуры воздуха на метеостанциях в городах Фергана и Ташкент. Как показано ниже, они значимо связаны с аналогичными параметрами на леднике Абрамова. На рис. 2.4 показан хронологический ход средней



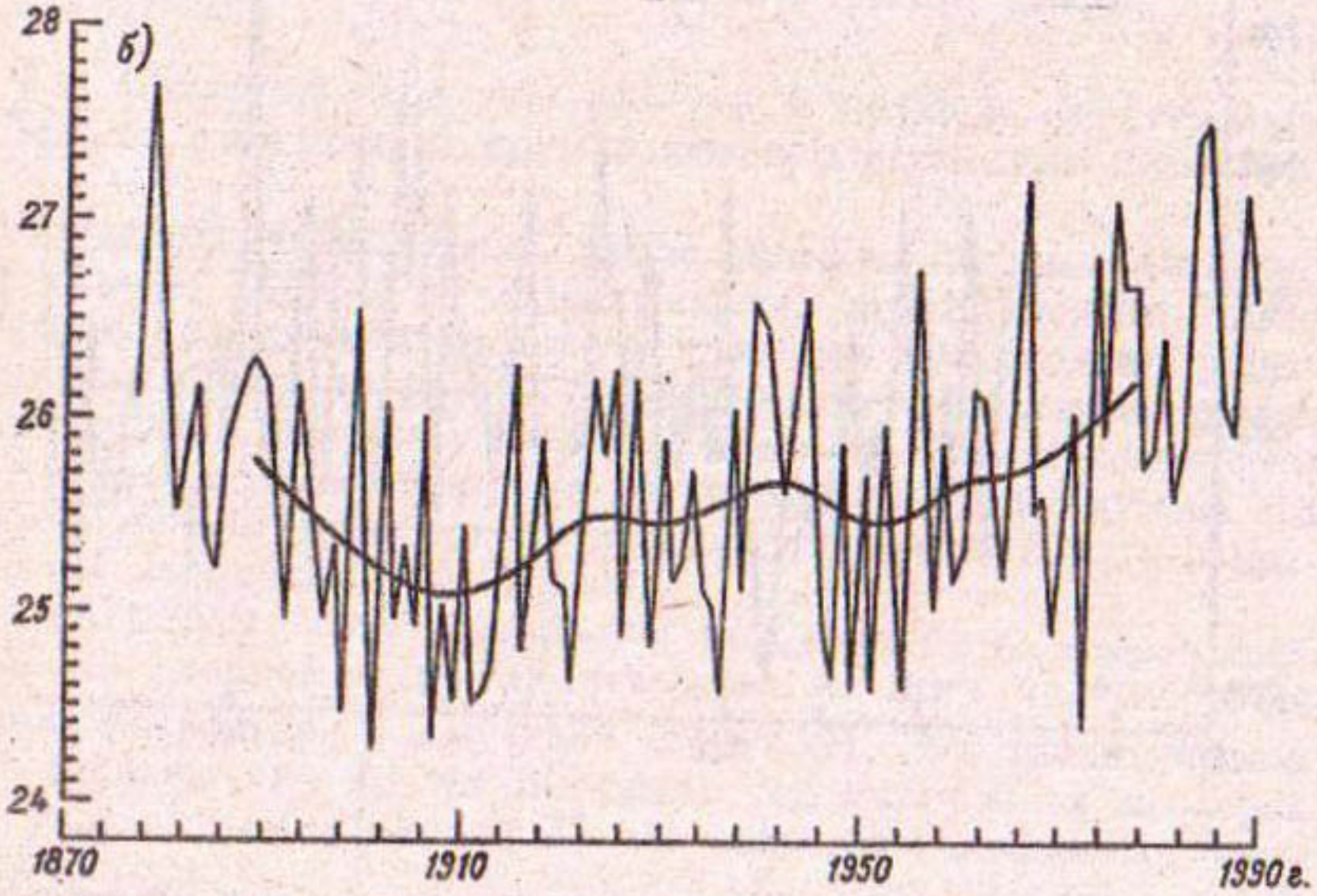


Рис. 2.4. Хронологический ход средней летней температуры воздуха $\theta_л$ в Фергане (*а*) и Ташкенте (*б*).
1 — измеренные значения, *2* — сглаженные.

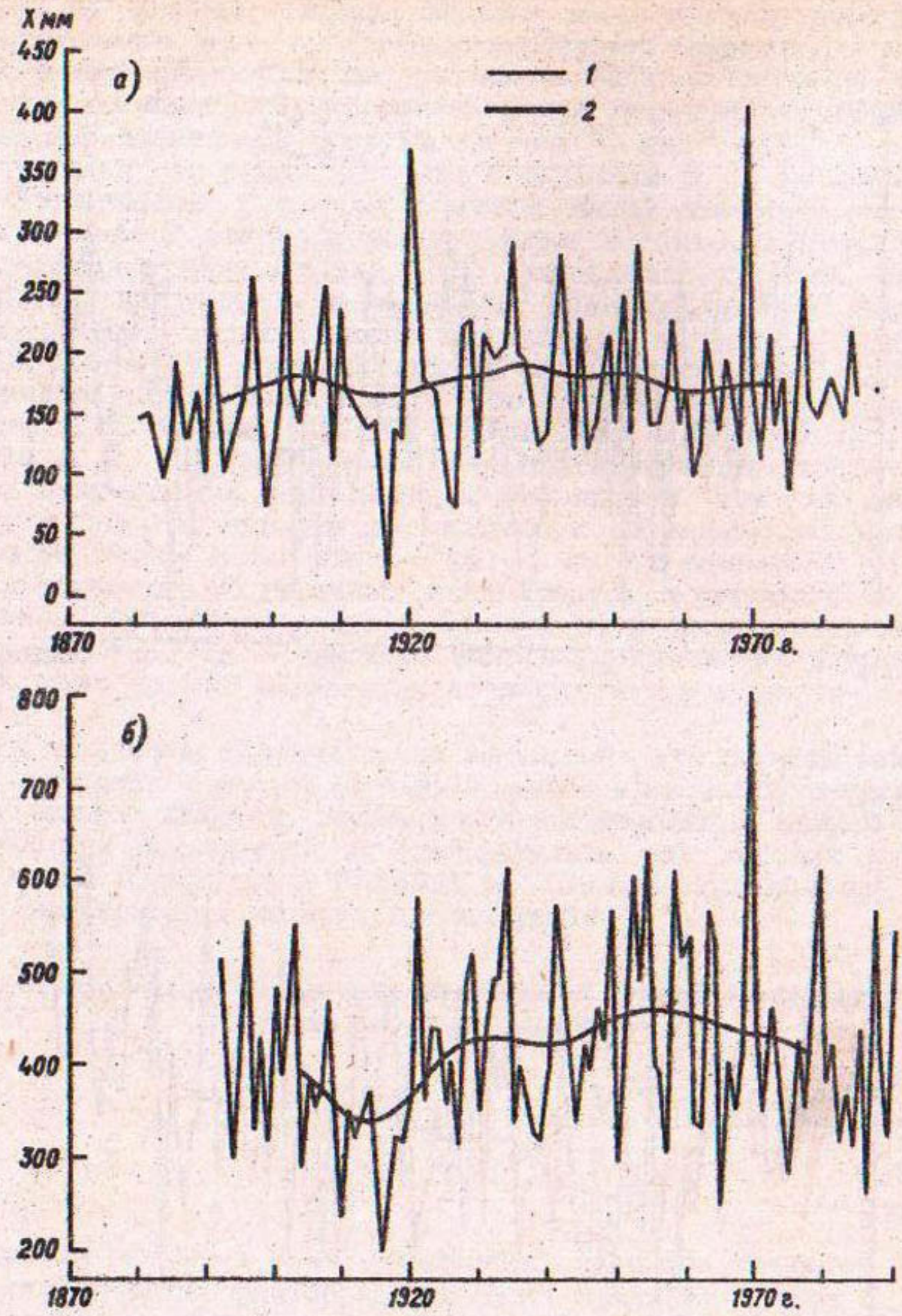


Рис. 2.5. Хронологический ход годовых сумм осадков *X* в Фергане (*а*) и Ташкенте (*б*).
1 — измеренные значения, *2* — сглаженные.

летней температуры воздуха, а на рис. 2.5 — годовой суммы осадков на этих пунктах с начала измерений по настоящее время.

Как видно из сглаженных графиков, многолетние тенденции соответствующих показателей на обеих станциях совпадают, правда, тренд осадков в Фергане выражен очень слабо. Очевидно, можно выделить следующие благоприятные для существования ледников (максимум осадков и минимум температуры воздуха) периоды: начало нашего века и пятидесятые годы. Неблагоприятными, судя по температуре, были сороковые годы, а с шестидесятых и по настоящее время происходит монотонное ухудшение условий для жизни ледников. Последнее подтверждается результатами наземных измерений на леднике Абрамова (см. главы 3 и 5). Однако останемся оптимистами и не будем делать далеко идущие выводы. Вполне возможно, что повышение температуры в настоящее время — результат обычных климатических колебаний низкой частоты. Как видно из графиков, в конце прошлого века условия для ледников были не лучше современных, а то и хуже.

Из рисунков, кроме того, следует один бесспорный вывод: продолжительность прямых наблюдений на ледниках Средней Азии крайне мала. Так, измерениями на леднике Абрамова охвачена только одна ветвь многолетнего климатического цикла.

2.4. Связь температуры воздуха и осадков на станции Ледник Абрамова и других метеорологических станциях

Как уже отмечалось выше, наблюдения на леднике Абрамова начались осенью 1967 г. и продолжаются, таким образом, почти 25 лет. Однако заманчиво удлинить этот ряд как можно дальше во времени назад, что позволило бы рассчитать многолетние изменения баланса массы и динамику ледника. Прямой путь решения этой задачи — поиск станций-аналогов, на которых годовые суммы осадков и средняя летняя температура воздуха меняются синхронно с аналогичными элементами на леднике.

С этой целью были рассчитаны коэффициенты корреляции для X_i и θ_i на леднике и на 25 станциях — всех в этом районе и расположенных выше 1 км (табл. 2.6) [39]. Эта таблица была построена по коротким 13-летним рядам, но выборочная проверка показала, что их удлинение до 20 лет сохраняет описанные ниже закономерности.

Попытка построить зависимость коэффициентов корреляции для осадков от высоты станций не увенчалась успехом. Действительно, как известно, большое значение имеет не только высота станции, но и ее положение на местности [141]. Для температуры воздуха такая связь, хоть и несколько размытая, имеется. Естественно, должно сказаться и расстояние между станциями. Однако построить

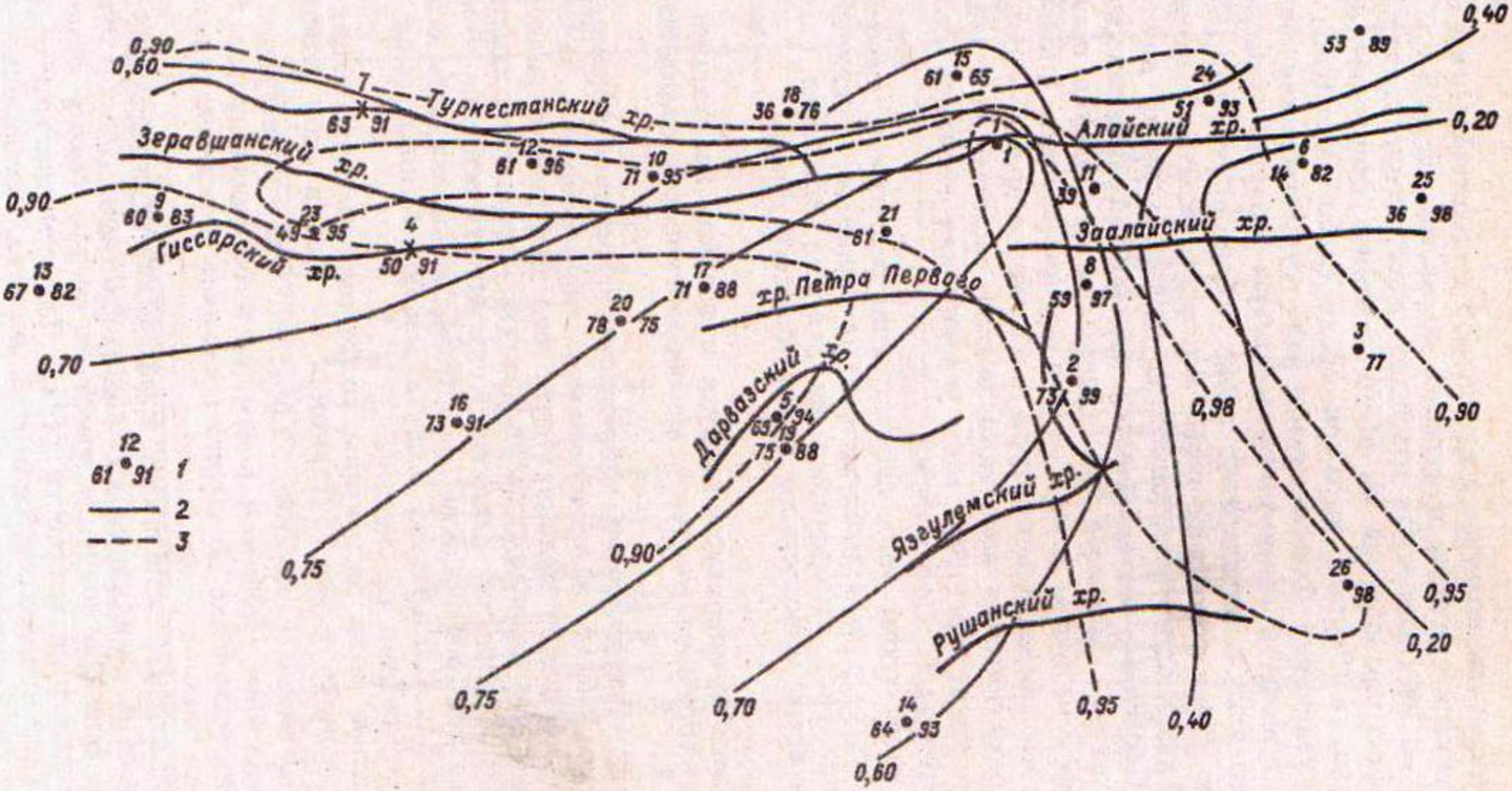


Рис. 2.6. Изокорреляты связи годовых сумм осадков и средней летней температуры воздуха на леднике Абрамова и других метеостанциях Памиро-Алая.

1 — станция: цифра сверху обозначает номер станции по табл. 2.6, цифра слева — значение $r_x \cdot 10^2$, цифра справа — значение $r_\theta \cdot 10^2$; *2* — изолинии r_x, *3* — изолинии r_θ.

Таблица 2.6

Коэффициенты корреляции годовых сумм осадков r_x и средней летней температуры воздуха r_θ

Номер станции	Станция	Высота, км	r_x	r_θ
1	Ледник Абрамова	3,84	1,00	1,00
2	Ледник Федченко	4,17	0,71	0,95
3	Каракуль	3,93	0,06	0,77
4	Мургаб	3,58	—0,04	0,92
5	Анзобский перевал	3,38	0,50	0,91
6	Хабурабад	3,35	0,65	0,94
7	Сарыташ	3,16	—0,14	0,82
8	Шахристанский пер.	3,14	0,63	0,91
9	Иркештам	2,82	0,36	0,98
10	Алтынмазар	2,78	0,59	0,97
11	Ледник Северцова	2,78	0,60	0,83
12	Дехауз	2,56	0,71	0,95
13	Дараут-Курган	2,47	0,39	0,80
14	Кичикалай	2,37	0,51	0,93
15	Мадрушкент	2,25	0,61	0,96
16	Искандеркуль	2,20	0,49	0,95
17	Минчукур	2,12	0,67	0,82
18	Хорог	2,08	0,52	0,96
19	Хайдаркан	1,97	0,61	0,65
20	Бустонабад	1,97	0,73	0,91
21	Джергиталь	1,80	0,61	—
22	Гульча	1,54	0,53	0,89
23	Гарм	1,32	0,71	0,88
24	Тангиворух	1,31	0,36	0,76
25	Калайхумб	1,28	0,75	0,88
26	Комсомолабад	1,26	0,78	0,75

Таблица 2.7

Коэффициенты корреляции годовых сумм осадков и средней летней температуры воздуха для станций, имеющих длинные ряды наблюдений

Станция	Высота, км	Год начала наблюдений за		r_x	r_θ
		осадками	температурой воздуха		
Джизак	0,39	1882	1881	0,63	0,57
Ташкент	0,48	1872	1878	0,54	0,52
Андижан	0,48	1901	1901	0,67	0,68
Фергана	0,58	1881	1882	0,68	0,71
Самарканд	0,73	1881	1880	0,41	0,65
Нарын*	2,04	1891	1897	0,60	0,93
Хорог*	2,08	1899	1899	0,52	0,96
Мургаб*	3,58	1894	1894	—0,04	0,92

* Имеются длительные пропуски в наблюдениях.

пространственную корреляционную функцию также не удалось: слишком неизотропны исследуемые поля температуры и осадков.

На рис. 2.6 приведена карта изокоррелят, построенная по данным табл. 2.6. Заметим, что аналогичный подход был использован ранее в работе [22], но ее авторы, во-первых, не указали, какие величины они коррелировали, а во-вторых, в их распоряжении имелись данные по леднику Абрамова лишь за 7—8 лет. Несмотря на весьма приближенный характер приведенной на рис. 2.6 карты можно отметить следующие особенности:

— система хребтов Петра Первого и Академии Наук служит границей между западной и восточной частями Памира;

— система изолиний r_x вытянута на юго-запад — навстречу влагонесущим потокам;

— корреляция по осадкам существенно ниже, чем по температуре воздуха;

— наилучшую связь со станцией Ледник Абрамова дают высокогорные станции, расположенные к западу от него, и ст. Ледник Федченко.

Исходя из этого и данных табл. 2.6, в качестве лучшей реперной станции для периода с 1934 г. может быть взят Ледник Федченко (по 23-летнему ряду $r_x = 0{,}71$; $r_\theta = 0{,}95$).

Но весьма заманчиво было бы „уйти глубже" во времени. Однако все немногочисленные длиннорядные станции Средней Азии [113] расположены очень низко и далеко от ледника. В табл. 2.7 приведены значения r_x и r_θ, рассчитанные по 23-летним рядам (1968—1990 гг.), для ближайших станций. Как видно, по осадкам на роль реперов могут претендовать почти на равных станции Нарын, Джизак, Фергана, Андижан, а высокие значения r_θ показывают лишь высокогорные станции Мургаб, Нарын, Хорог. Однако беда в том, что все они имеют значительные перерывы наблюдений в бурные послереволюционные годы. Поэтому в качестве единственной реперной длиннорядной станции в дальнейшем будем брать Фергану, наблюдения на которой ведутся уже более 100 лет.

2.5. Многолетний ход запыленности атмосферы

Выше мы ограничились рассмотрением лишь двух важнейших для режима ледников элементов климата. Здесь же речь пойдет еще об одной попытке оценить многолетний ход запыленности атмосферы в окрестностях ледника. Ряд причин делает эту задачу актуальной: во-первых, в последние годы с самых высоких трибун звучат утверждения, что обмеление Аральского моря приводит чуть ли не к глобальному увеличению количества пыли в атмосфере; во-вторых, действительный глобальный рост запыленности, видимо, можно выявить в Средней Азии только в высокогорье, так как внизу, на равнинах и в пустынях, много местных источников пыли; в-третьих, фирновые области горных ледников являются, пожалуй, единственными природными объектами, где консервируется пыль, выпадающая в течение многих лет, о чем речь пойдет в главе 6.

Естественным стандартным метеорологическим показателем запыленности атмосферы является годовое число дней с пыльной мглой, так как в глубь горных районов пыльные бури не проникают [58]. Необходимо отметить, что этот показатель существенно зависит от квалификации наблюдателей, так как в отличие от таких, например, элементов, как температура воздуха и осадки, субъективен. А отсюда вытекает, в частности, и его недостаточная надежность при малом числе дней со мглой.

Можно использовать и другой показатель: не число дней, а число случаев пыльной мглы, так как при вторжениях сильно запыленных воздушных масс пыльная мгла может держаться несколько дней. Такая ситуация наблюдалась, например, в 1971 г., когда всего 3 случая мглы обеспечили ее на 23 суток. Какой из этих показателей лучше, сказать трудно, но число случаев оценить существенно сложнее, так как приходится анализировать таблицы ТМ-1 или синоптические карты, тогда как число дней с пыльной мглой приводится в гораздо более доступных метеорологических ежемесячниках.

Известно, что адвективная (приносимая извне) пыльная мгла на Памир попадает либо с запада, из пустынь Средней Азии, либо с востока, из пустыни Такла-Макан. В первом случае она поднимается главным образом в периоды западных и северо-западных холодных вторжений. Иногда пыль поднимается вверх до 5—6 км и юго-западными и западными ветрами, обычными на этих высотах при холодных вторжениях, может быть вынесена в центральные районы Тянь-Шаня и Памиро-Алая [66]. Во втором случае пыль поднимается во время северных и ультраполярных холодных вторжений в пустыню Такла-Макан, известную своими жестокими пыльными бурями, описанными еще Н. М. Пржевальским и М. В. Певцовым [13, 119]. По мнению В. А. Бугаева [13], интенсивная мгла на Восточном Памире всегда связана с пустыней Такла-Макан. Наглядный

Таблица 2.8

Среднее многолетнее годовое число дней *n* с пыльной мглой на некоторых метеостанциях

Станция	Высота, км	*n* сут
Сарыташ	3,16	7,0
Дараут-Курган	2,47	8,8
Пяндж	0,36	55,2
Анзобский пер.	3,37	2,1
Хабурабад	3,35	4,5
Мургаб	3,58	1,7
Гарм	1,32	20,1
Куляб	0,60	22,5
Калайхумб	1,28	6,0
Ховалинг	1,44	14,7
Хорог	2,08	2,2
Кызыл-Джар	2,22	9,9
Чатыркуль	3,54	8,5
Аксай	3,14	14,8
Ледник Абрамова	3,84	3,3

пример такого случая проанализирован в работе [40]. Было бы интересно выполнить аналогичный анализ и для какого-нибудь случая вторжения сильно запыленных воздушных масс в высокогорные районы Средней Азии с запада.

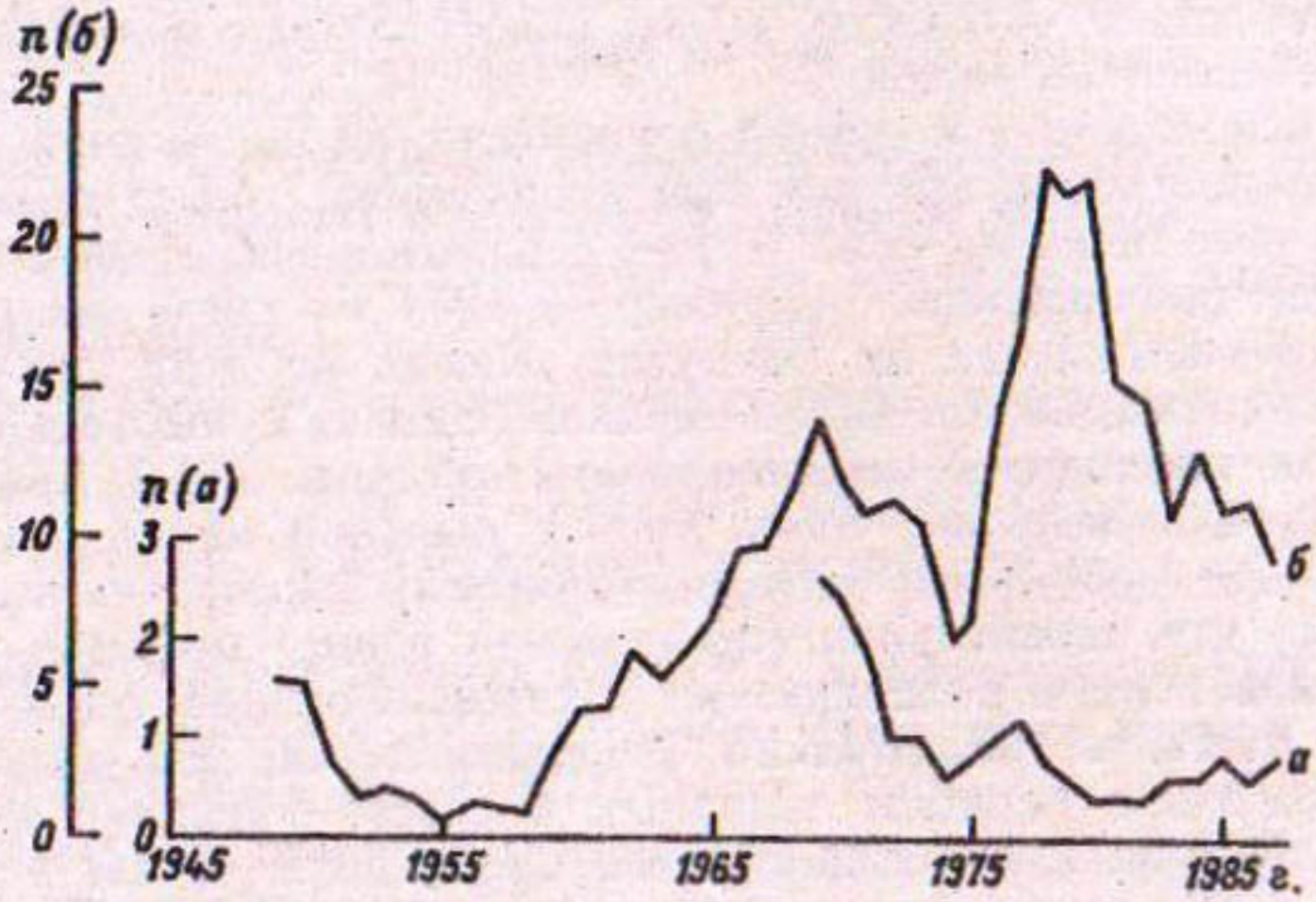


Рис. 2.7. Хронологические графики сглаженных по скользящим пятилетиям чисел дней с пыльной мглой *n* на станциях Ледник Абрамова (*а*) и Дараут-Курган (*б*).

Табл. 2.8 дает представление о среднем многолетнем числе дней с пыльной мглой (*n*) на некоторых метеостанциях Памиро-Алая. Интересно сопоставить многолетний ход числа дней с пыльной мглой *n* на леднике и на какой-нибудь близлежащей метеостанции. На рис. 2.7 показан хронологический ход сглаженных по скользящим пятилеткам чисел дней с мглой на леднике и станции Дараут-Курган — ближайшей в Алайской долине. Что же мы видим? Во-первых, и это очень важно, в последние годы на обеих станциях наблюдается не рост, а уменьшение запыленности атмосферы, что противоречит широковещательным заявлениям. Во-вторых, если рассматривать период наблюдений на леднике, то отсутствует корреляция данных указанных станций. Причины этому могут быть таковы: а) упомянутая ненадежность выбранного показателя запыленности, в особенности в отношении ледника Абрамова; б) во многих случаях пыль проникает в Алайскую долину, но не достигает больших высот; в) в долине могут действовать местные источники пыли. Мы склонны считать справедливой первую причину. Дело в том, что число дней с мглой в Дараут-Кургане неплохо коррелируется с количеством пыли в годовых слоях ледника, о чем будет сказано в главе 6.

Этим мы и завершим краткий очерк климатических условий, в которых находится ледник.

ГЛАВА 3

БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА

Пусть смотрит он не на ошибки других,
на сделанное и не сделанное другими,
но на сделанное и не сделанное им самим.

„Дхаммапада"

Баланс массы — важнейшая характеристика режима ледника. Его изучение — одна из главных задач, под которую организуются наблюдения в ледниковых бассейнах. Число публикаций, посвященных этому предмету, велико. Для ледн. Абрамова это прежде всего работа [88]. В ней подробно описываются результаты измерений баланса массы и его компонентов за первые 8 лет наблюдений в бассейне. К настоящему времени ряды измерений существенно удлинились, был выполнен ряд экспериментов, накоплен опыт измерений и обобщения полевых материалов, обработка данных осуществляется на ЭВМ. Это позволяет по-новому подойти ко многим вопросам, разработать методики измерения и расчета баланса массы, однако без описательной части не обойтись.

3.1. Вариации баланса массы за период измерений

В табл. 3.1 представлены результаты измерений годового удельного баланса массы в поверхностном слое для части площади ледника, охваченной прямыми измерениями. Это означает, что здесь не учтено инфильтрационное питание и не рассматриваются верхние высотные пояса (зоны), где организовать наблюдения не представляется возможным. Однако, как будет показано ниже, внутреннее питание в перерасчете на весь ледник лежит в пределах ошибки определения баланса массы, а измерениями охвачено 94 % площади ледника. Поэтому приведенные в таблице значения вполне достоверно характеризуют годовой баланс массы всего ледника и его частей.

Как видно из таблицы, измерениями охвачен неблагоприятный для существования ледника период: за 23 года только трижды баланс массы был положителен. Среднее значение равно —70 г/см3. Это означает, что ежегодная потеря массы ледником составляла 17,5 млн. т. Наибольшие потери произошли в 1977 и 1984 гг. и составили 40 и 46 млн. т, соответственно. Эти значения сравнимы с годовым количеством осадков в бассейне в целом [88]! Суммарные потери имеют один порядок с проектными объемами крупнейших водохранилищ Средней Азии. Основной причиной столь плачевного состояния являются неблагоприятные погодные условия — малое количество осадков и высокая температура воздуха. Об

Таблица 3.1

Годовой баланс массы ледника Абрамова (г/см^2) в различных высотных зонах

Год	Интервал высот, км										Ледник в целом	Энергия оледенения, г/(см^2 · км)
	3,6 — 3,7	3,7 — 3,8	3,8 — 3,9	3,9 — 4,0	4,0 — 4,1	4,1 — 4,2	4,2 — 4,3	4,3 — 4,4	4,4 — 4,5	4,5 — 4,6		
1968	—430	—410	—326	—284	—126	10	43	111	143	159	— 31	698
1969	—406	—309	—156	— 95	16	69	148	173	235	261	71	625
1970	—402	—370	—255	—142	—100	— 38	38	94	120	149	— 25	575
1971	—459	—409	—377	—285	—199	—112	— 10	21	22	68	—106	598
1972	—250	—269	—176	— 83	— 10	52	101	125	139	156	38	447
1973	—469	—436	—363	—306	—209	—126	— 19	3	64	145	—111	714
1974	—401	—361	—258	—222	—196	—152	0	32	43	65	— 92	528
1975	—400	—364	—297	—205	—158	— 95	— 29	20	39	59	— 87	500
1976	—391	—362	—305	—274	—211	—130	— 54	6	41	58	—114	556
1977	—560	—507	—428	—369	—250	—201	— 49	—14	—4	19	—161	658
1978	—606	—473	—387	—313	—229	—154	— 56	—26	0	2	—146	578
1979	—450	—398	—304	—225	—128	— 55	19	76	102	94	— 54	586
1980	—516	—470	—362	—291	—202	—135	— 47	13	57	54	—120	629
1981	—443	—367	—278	—181	— 85	— 11	65	122	170	165	— 8	641
1982	—529	—457	—354	—274	—169	—104	— 15	40	93	74	— 93	643
1983	—441	—389	—288	—216	—130	— 71	20	57	100	82	— 58	560
1984	—590	—519	—445	—370	—278	—215	—103	—42	22	50	—183	726
1985	—562	—506	—393	—266	—166	—104	— 6	32	50	88	— 99	657
1986	—491	—423	—352	—282	—189	—133	— 53	— 4	23	61	—121	585
1987	—374	—337	—234	—144	— 52	19	73	126	144	119	8	515
1988	—434	—405	—297	—216	—105	— 28	65	126	178	174	— 17	698
1989	—361	—316	—254	—185	—105	— 35	20	72	94	99	— 38	506
1990	—490	—445	—361	—257	—168	— 67	2	75	99	107	— 73	666
СР.	—454	—404	—315	—238	—150	— 79	7	54	86	100	— 70	603
МЕД.	—443	—405	—305	—257	—166	— 95	0	40	93	88	— 87	600
СКО	81	65	72	75	72	74	57	57	61	58	62	72
МАКС	—250	—269	—156	— 83	16	69	148	173	235	261	71	726
ГОД	1972	1972	1969	1972	1969	1969	1969	1969	1969	1969	1969	1984
МИН	—606	—519	—445	—370	—278	—215	—103	—42	—4	2	—183	447
ГОД	1984	1984	1984	1984	1984	1984	1984	1977	1978	1978	1984	1972

Примечание. МЕД — медиана

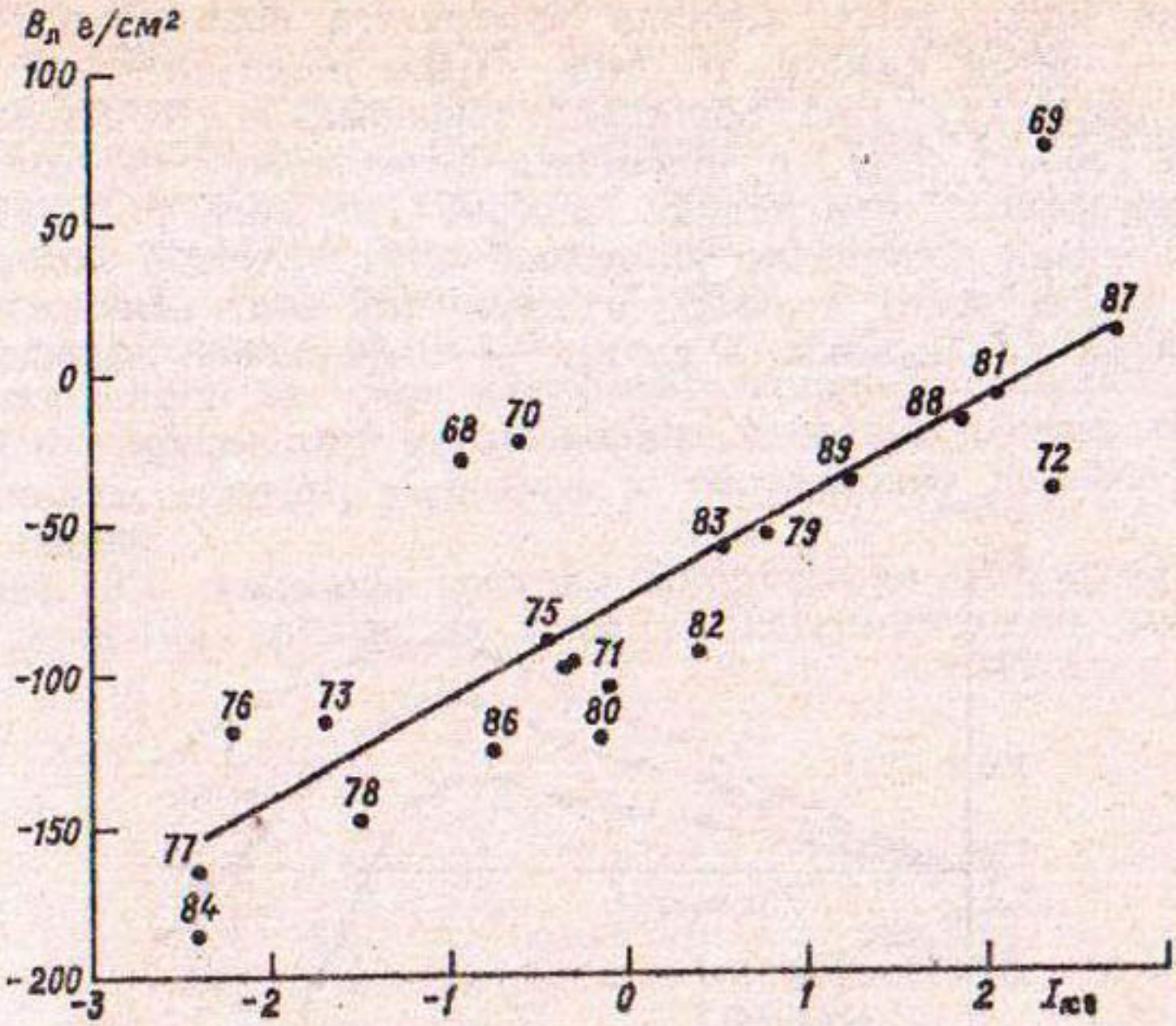


Рис. 3.1. Зависимость годового баланса массы ледника Абрамова $B_л$ от индекса погодных условий $I_{x\theta}$.

Цифры у точек — годы.

этом свидетельствует рис. 3.1, на котором показана связь баланса массы ледника с индексом погодных условий I_{x_θ}, вычисляемым для некоторого года по формуле

$$I_{x_\theta} = \frac{X - X_{ср}}{\sigma_x} - \frac{\theta - \theta_{ср}}{\sigma_\theta},$$

где X, $X_{ср}$ и σ_x — сумма осадков за гидрологический год, их норма и стандартное отклонение (СКО); θ, $\theta_{ср}$ и σ_θ — средняя летняя температура воздуха, ее норма и СКО. Уравнение зависимости имеет вид

$$B_л = 32{,}7 \cdot I_{x_\theta} - 75{,}8.$$

Здесь единица измерения баланса массы — г/см². Коэффициент корреляции равен — 0,83.

Баланс массы всего ледника измеряется ежемесячно, а языка ледника — летом каждые 10 дней. Применение ЭВМ сделано возможным обработку этой обширной информации (о методике расчетов см. работу [2]), и появилась возможность судить также и о внутригодовых изменениях массы. На рис. 3.2 на примере 1990 г. показан достаточно типичный внутригодовой ход удельного баланса массы всего ледника и двух его зон, одна из которых лежит на языке ледника, а другая — в фирновой области. Видно,

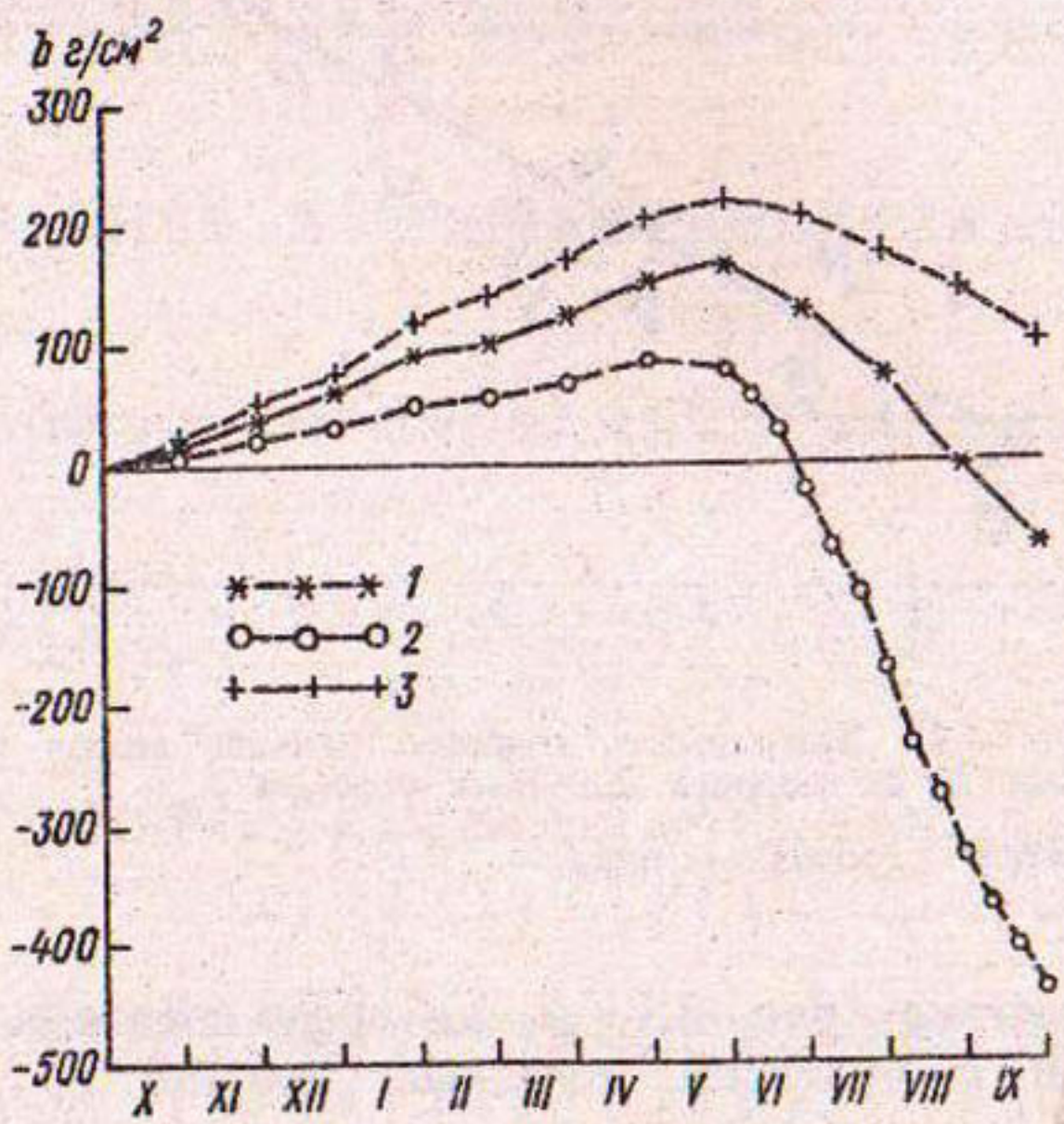


Рис. 3.2. Внутригодовой ход удельного баланса массы ледника b в 1990 г.
1 — весь ледник, *2* и *3* — высотные зоны 3,6—3,7 и 4,4—4,5 км соответственно.

что интенсивность накопления массы резко отличается от интенсивности ее расхода. С октября по май ледник медленно наращивает массу, затем начинает быстро терять запасы. Уже в конце августа масса стаявшего льда превышает массу остатка зимнего снега выше снеговой границы. Виден также сдвиг даты максимума снегозапаса в фирновой области относительно языка ледника.

Теперь вкратце рассмотрим пространственные изменения. Под ними будем понимать зависимости удельного баланса b от высоты z, а вариации в плане обсудим в следующем разделе. Обычно анализируется распределение годового баланса по высоте — балансовая кривая. Однако прежде проследим формирование ее

внутри года. На рис. 3.3 показаны связи b(z) на четыре момента времени в 1990 г.: на конец января, мая, августа и сентября (годовая). Кривые имеют характерный вид: сравнительно пологие по краям и наиболее крутые в средней части. С течением времени картина становится все более явной. Общая крутизна кривой увеличивается сначала, зимой, за счет разницы в аккумуляции, затем, летом, за счет разницы в таянии. Не исключено, что область максимальных градиентов — это зона преимущественного накопления снега за счет ветрового переноса. Однако точность имеющейся информации не позволяет уверенно судить об истинных причинах, поэтому перейдем к обсуждению данных по годовым значениям.

На рис. 3.4 показаны средняя многолетняя балансовая кривая и для сравнения кривые за годы с экстремальными значениями

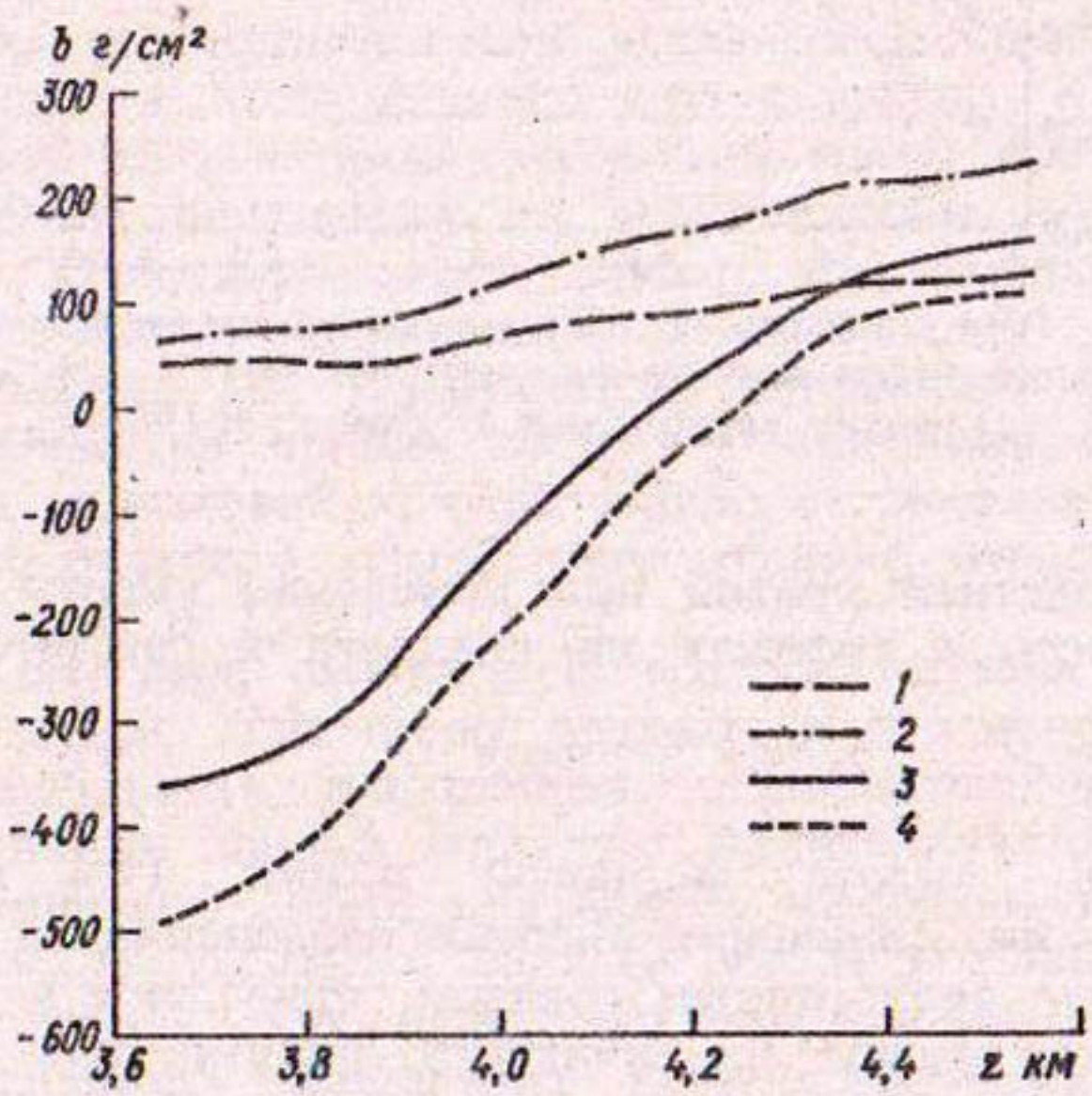


Рис. 3.3. Изменение удельного баланса массы ледника b с высотой z в различные месяцы 1990 г. *1*, *2*, *3*, и *4* — январь, май, август и сентябрь.

баланса массы. Они построены по данным табл. 3.1. Важной характеристикой кривой считается градиент на высоте фирновой линии $z_ф$. Он называется энергией оледенения [61] и определяет интенсивность массообмена в леднике. Опыт показывает, и это хорошо видно из рисунка, что зависимость $b(z)$ достаточно хорошо можно описать полиномом второй степени. В частности, уравнение

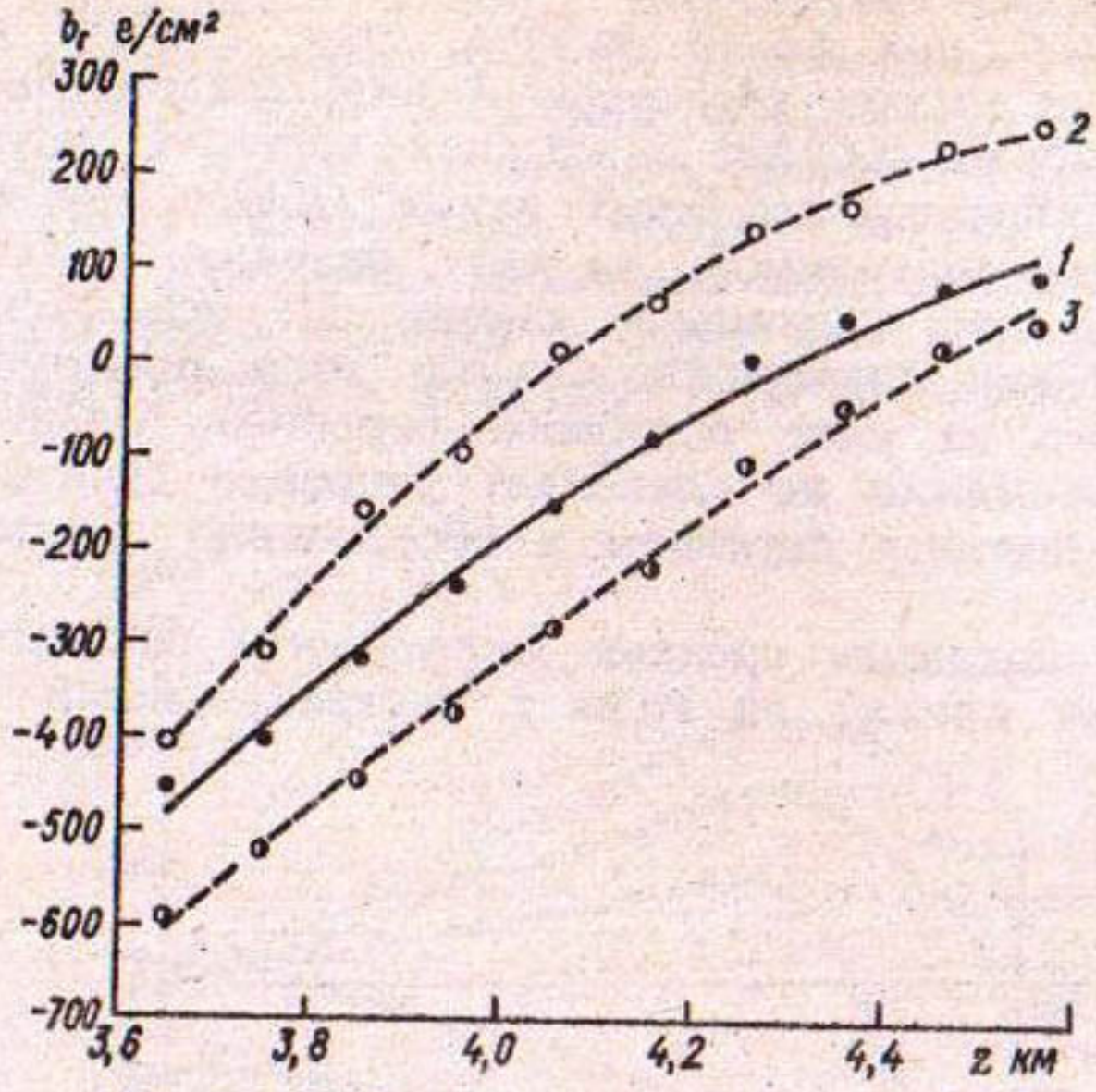


Рис. 3.4. Изменение годового удельного баланса массы ледника b_r с высотой (z).
1) среднее многолетнее; *2*) 1969 г.; *3*) 1984 г.

средней многолетней кривой при измерении высоты в километрах и баланса массы в граммах на квадратный сантиметр имеет вид

$$b = -337\,z^2 + 3435\,z - 8528.$$

Тогда на высоте фирновой линии (4,2 км) $\partial b/\partial z = 604$ г/(см^2 · км). Значения энергии оледенения за отдельные годы, полученные аналогичным образом, приведены в табл. 3.1. Из-за большой межгодовой изменчивости, видимо, для надежного определения среднего необходимы длительные измерения. Было бы очень интересно проанализировать причины колебаний $\frac{\partial b}{\partial z}(z_ф)$ от года к году и сравнить с теоретическими предпосылками: с тем, как должна меняться разница градиентов аккумуляции и абляции (равная градиенту баланса) в различные по метеоусловиям годы.

Печальное состояние с финансированием науки, что стало особенно явным в последнее время, приводит к появлению различных „рационализаторских" предложений. Одно из них таково: на леднике, имеющем длинный ряд наблюдений, резко сократить количество пунктов измерений, продолжив наблюдения только в одной какой-то точке, высотной зоне. Баланс ледника затем определять по установленным на имеющемся ряде эмпирическим за-

Таблица 3.2

Матрица коэффициентов корреляции (×100) элементов табл. 3.1

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	100	95	87	81	73	71	67	65	54	53	75
2		100	94	88	79	75	72	68	59	56	80
3			100	95	89	82	84	80	74	68	90
4				100	94	86	86	83	75	69	92
5					100	97	96	94	89	81	99
6						100	94	96	90	84	98
7							100	97	91	87	98
8								100	96	87	97
9									100	92	92
10										100	86
11											100

висимостям. В связи с этим рассмотрим табл. 3.2. В ней даны коэффициенты корреляции связи удельных балансов в различных высотных поясах и всего ледника друг с другом. Как и следовало ожидать, самая плохая связь с балансом массы всего ледника (последняя колонка) приходится на крайние зоны — слишком мала их площадь. Отчетливо видно также, как уменьшается теснота связи с увеличением превышения (и расстояния) между зонами. Для двух крайних зон коэффициент корреляции равен всего-навсего 0,53. Одна из причин этого — колебания от года к году угла наклона балансовой кривой. Наиболее высокие коэффициенты корреляции с балансом массы всего ледника относятся к средней части ледника ($r = 0{,}99$).

Казалось бы, идея работает. И все же, на наш взгляд, от нее следует отказаться. При таком подходе, и это основной аргумент, мы теряем ценнейшую информацию о балансовой кривой: теснота связей с крайними зонами оставляет желать лучшего. Кроме того, на высоту фирновой линии приходится максимум площади ледника. Изменчивость удельного баланса массы в плане здесь максимальна (см. ниже). Для надежного определения среднего приходится устанавливать наибольшее количество пунктов измерений. (На нашем леднике более 50 % реек расположено в трех зонах в интервале 4,0—4,3 км.) Мы глубоко убеждены, что подобная экономия не оправдает ожидаемых потерь. Следует искать другие пути оптимизации измерений, о чем будет сказано ниже, но прежде сформулируем полученные результаты:

— измерениями на леднике охвачена стадия его деградации. За 23 года измерений баланс массы только трижды был положителен. Ежегодные потери массы одного ледника приближаются к сумме годовых осадков по всей площади бассейна;

— обнаружена большая межгодовая изменчивость энергии оледенения;

— впервые получены балансовые кривые за полные годовые циклы для длительного периода измерений.

3.2. Оптимизация размещения пунктов измерений

Эй, ходжа благочинный! Прими мой совет:
Прежде чем свою проповедь хочешь начать,
Убедись, будут слушать тебя или нет:
Если нет, так не лучше ль тебе промолчать?

А. Джами

Оптимальное размещение пунктов измерений баланса массы и его компонентов — актуальная задача полевых измерений. Очень интересные результаты в этом плане получены авторами работ [55, 105], но они касаются аккумуляции, а здесь речь пойдет о балансе массы. (Ниже для краткости пункт измерений баланса массы будем называть рейкой.)

Наиболее популярным способом размещения реек являются поперечные и продольные профили. Этот способ использовался практически во всех горноледниковых бассейнах в период МГД, применяется и до сих пор на большинстве ледников, где еще сохранились измерения баланса массы. По понятным причинам более корректным является равномерное размещение реек по площади ледника — метод полей. В течение двух лет измерения баланса массы в зоне абляции ледника Абрамова выполнялись параллельно обоими способами. Поэтому у нас имеется возможность сравнить метод профилей с эталонным равномерным.

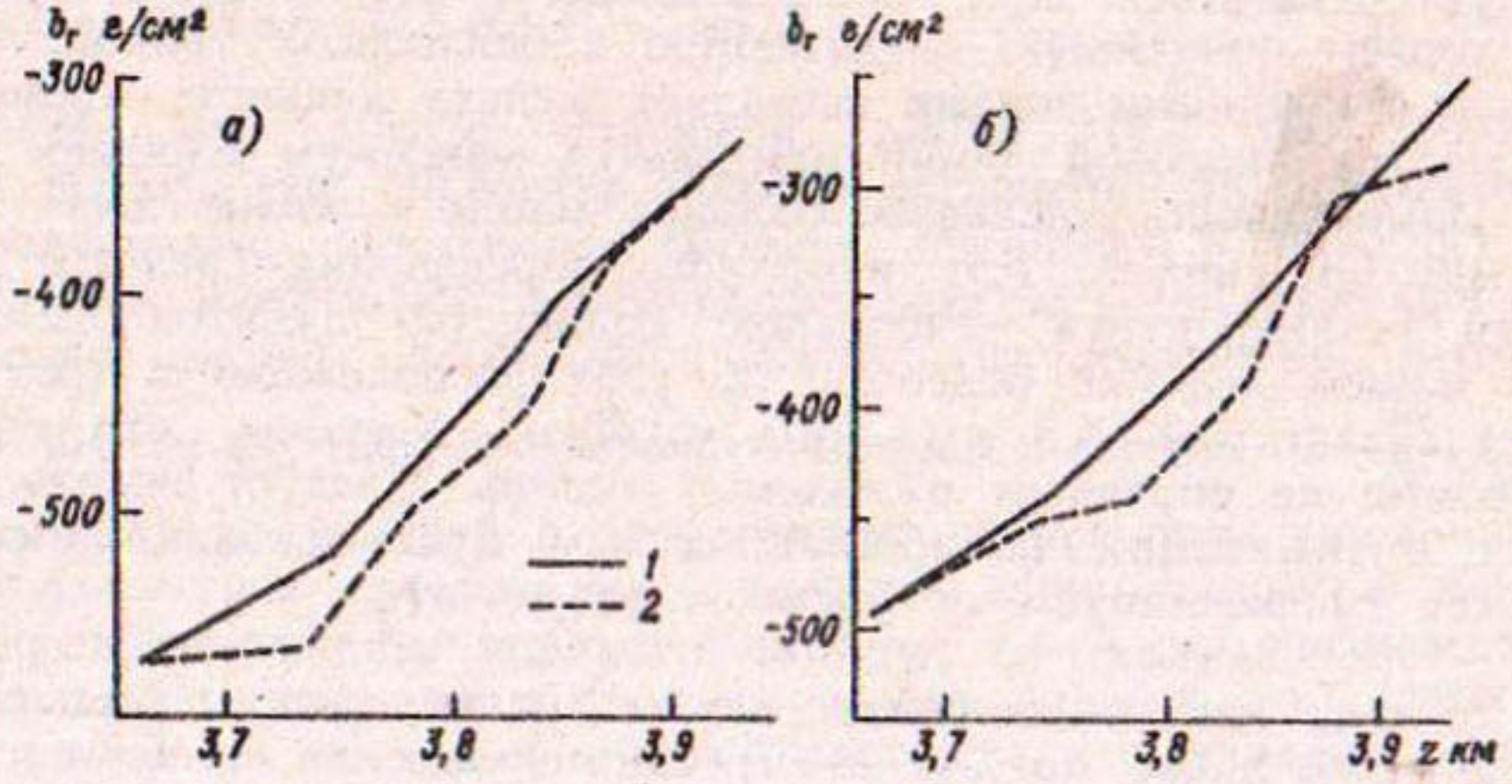


Рис. 3.5. Изменение годового удельного баланса массы ледника b_r с высотой z.

а) 1979 г.; *б*) 1980 г.; *1* — рейки расположены по профилям, *2* — рейки расположены равномерно по площади ледника.

На рис. 3.5 показаны совмещенные балансовые кривые ($b(z)$), измеренные различными способами. Точки на графике получены путем осреднения измеренных значений баланса массы по 100-метровым интервалам высот для метода профилей и по 50-метровым интервалам для метода полей. Как видно, для отдельных высот отклонения велики. Способ профилей дает в целом завышенные значения годового баланса (численно равные таянию льда для этой части ледника). Причина наверняка в недоучете усиленного таяния вдоль бортов ледника.

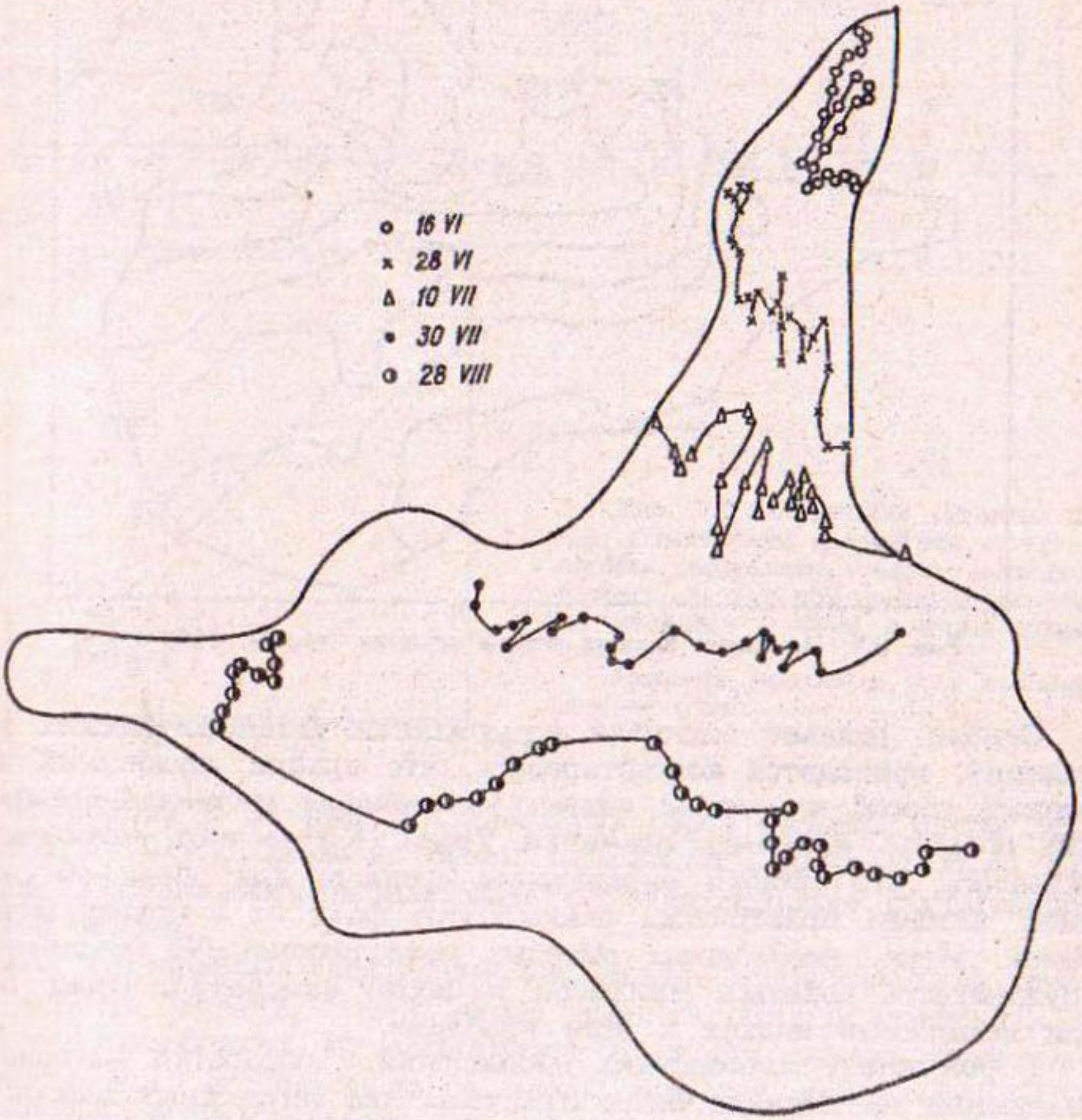


Рис. 3.6. Миграция сезонной снеговой границы на леднике Абрамова летом 1985 г.

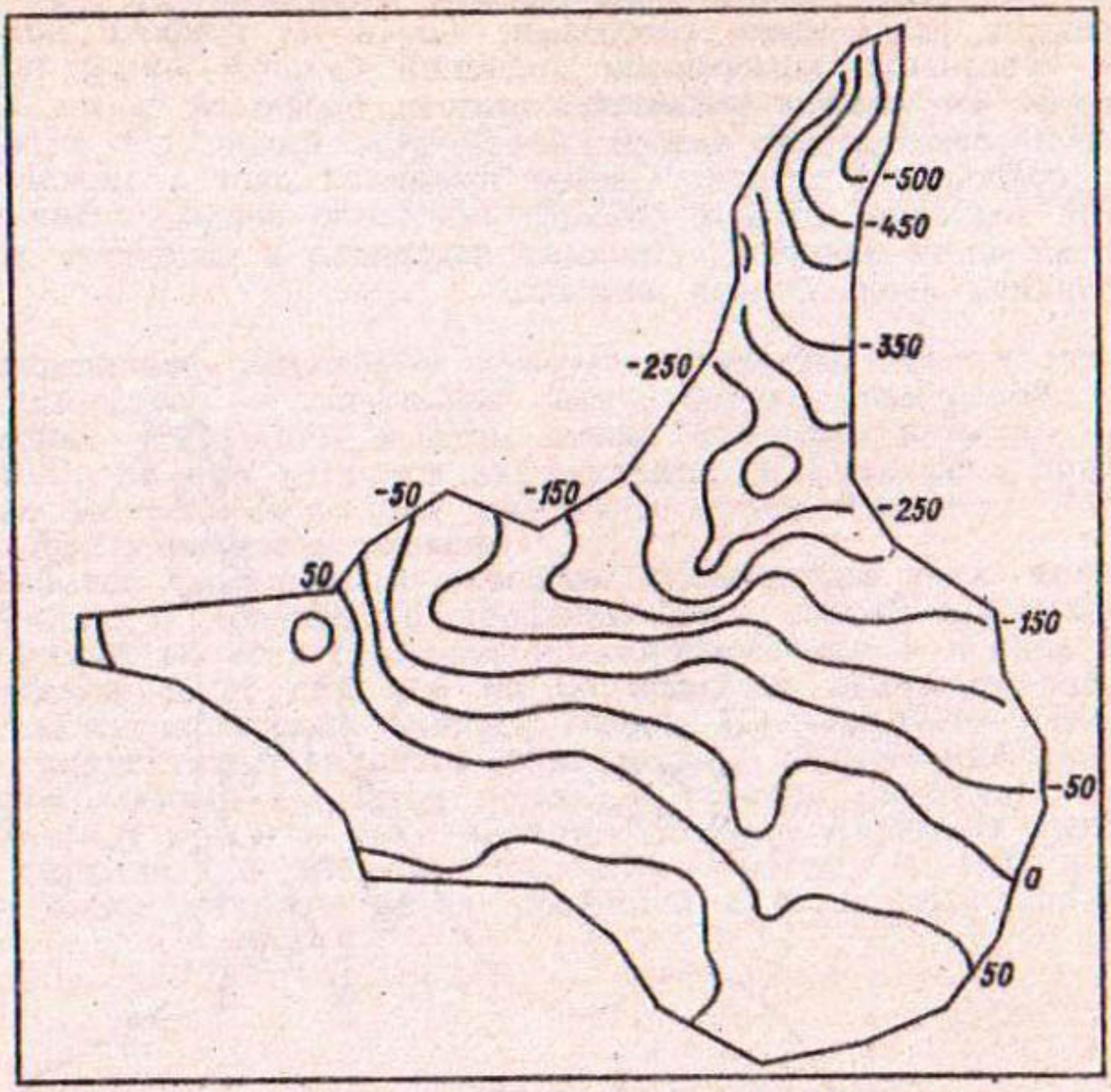


Рис. 3.7. Изолинии баланса массы ледника (г/см^2). 1990 г.

Однако, реально оценивая возможности гляциологических экспедиций, приходится констатировать, что крайне трудоемкий эталонный способ им не по силам. Исключение составляют крохотные объекты, например леднички Урала. Кроме того, неожиданно оказалось, что ошибки определения среднего для обеих обсуждаемых методик практически равны. Этот факт не в пользу метода полей. Итак, необходимы методы, позволяющие без увеличения трудоемкости добиться желаемой точности измерений. Ниже описан возможный подход к этой проблеме.

В результате многолетних наблюдений и обработки материалов измерений на леднике были отмечены два интересных факта:

— в различные годы, контуры сезонной снеговой границы (ССГ) почти повторяют друг друга;

— изолинии годового баланса массы в целом простираются параллельно контурам ССГ. (Для примера на рис. 3.6 показано положение ССГ на поверхности ледника Абрамова на различные да-

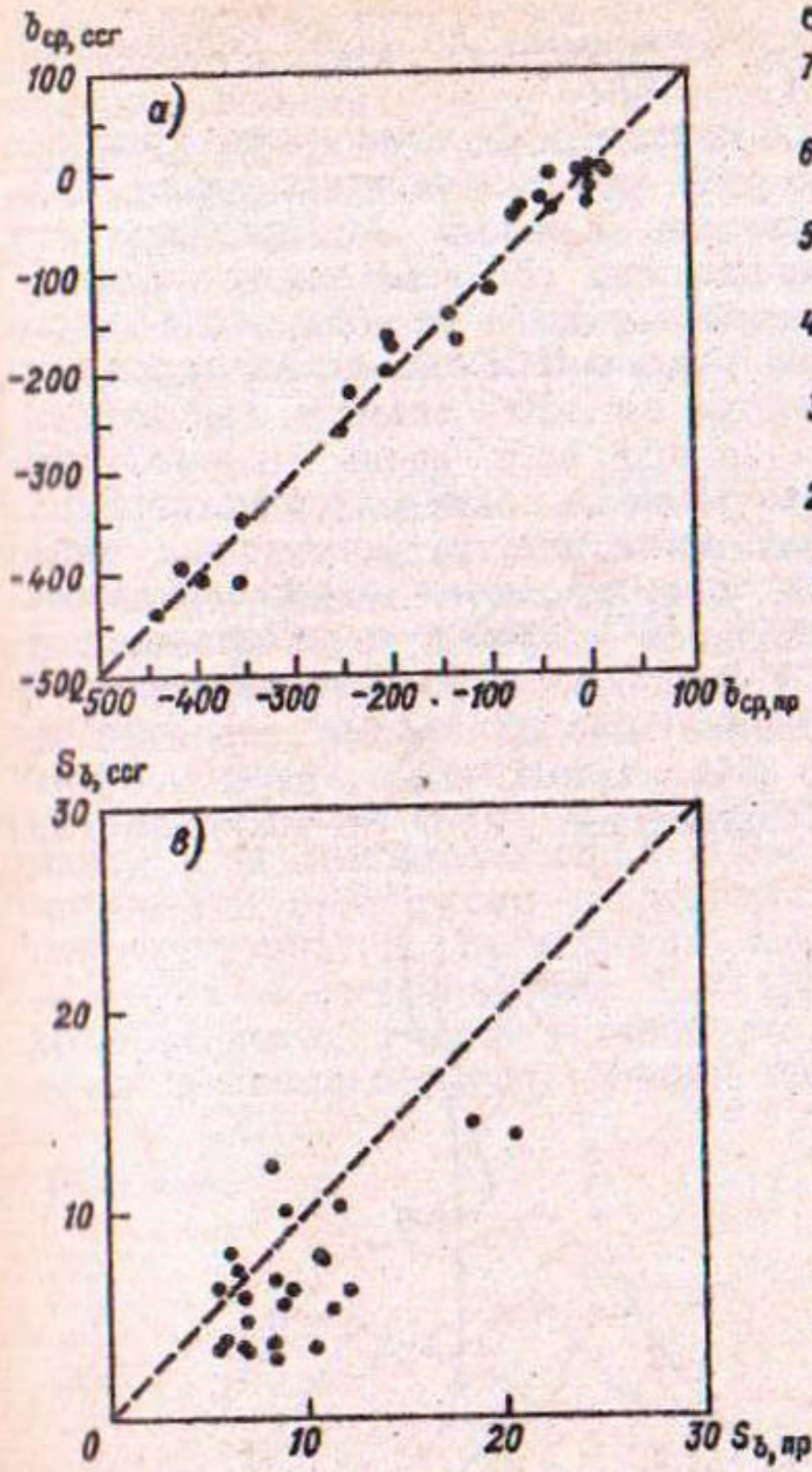


Рис. 3.8. Сравнение среднего $b_{ср}$ (*а*), стандартного отклонения σ_b (*б*) и ошибки определения среднего удельного баланса S_b (*в*) при размещении реек по профилям и вдоль снеговой границы.

Единица измерения всех переменных — г/см^2.

ты в 1985 г., а на рис. 3.7 приведена карта баланса массы ледника в 1990 г.). Здесь не будем перечислять причины этого явления, а попытаемся использовать его для решения сформулированной задачи.

Был организован следующий численный эксперимент. В течение теплого периода баланс массы ледника обычно измеряется 4 раза — ежемесячно. Из материалов 26 таких съемок были выбраны рейки, располагавшиеся вдоль текущих положений ССГ. Критерием отбора служила толщина слоя оставшегося зимнего снега или слоя стаявшего к этому времени льда. Она не должна была превышать 20 см. Вычисленные для полученных выборок средние, стандарты отклонений и ошибки определения среднего годового баланса массы приведены на рис. 3.8 в сравнении с соот-

ветствующими статистиками, рассчитанными по всем рейкам, попавшим в интервал (высота ССГ ±50 м).

Как видно, средние значения практически одинаковы. Стандарты отклонений от среднего для реек, располагавшихся вдоль ССГ, в подавляющем большинстве случаев намного меньше, чем для реек на профилях. Ошибка определения среднего также в основном оказалась меньшей для нестандартного способа, хотя число реек, которые удавалось „набрать" вдоль ССГ, было меньше числа реек, попавших в интервал.

Таким образом, способ расстановки реек вдоль снеговой границы позволяет либо повысить точность определения координат балансовой кривой, либо уменьшить трудозатраты, так как число пунктов измерений без ущерба для точности можно сократить. Напомним, однако, что все сказанное касается зоны абляции.

Маркирующие свойства ССГ, видимо, можно использовать и при картировании годового баланса массы, вполне вероятно их применение и для оптимизации снегомерных работ, да и не только на леднике. Распределение количества снега по площади гор-

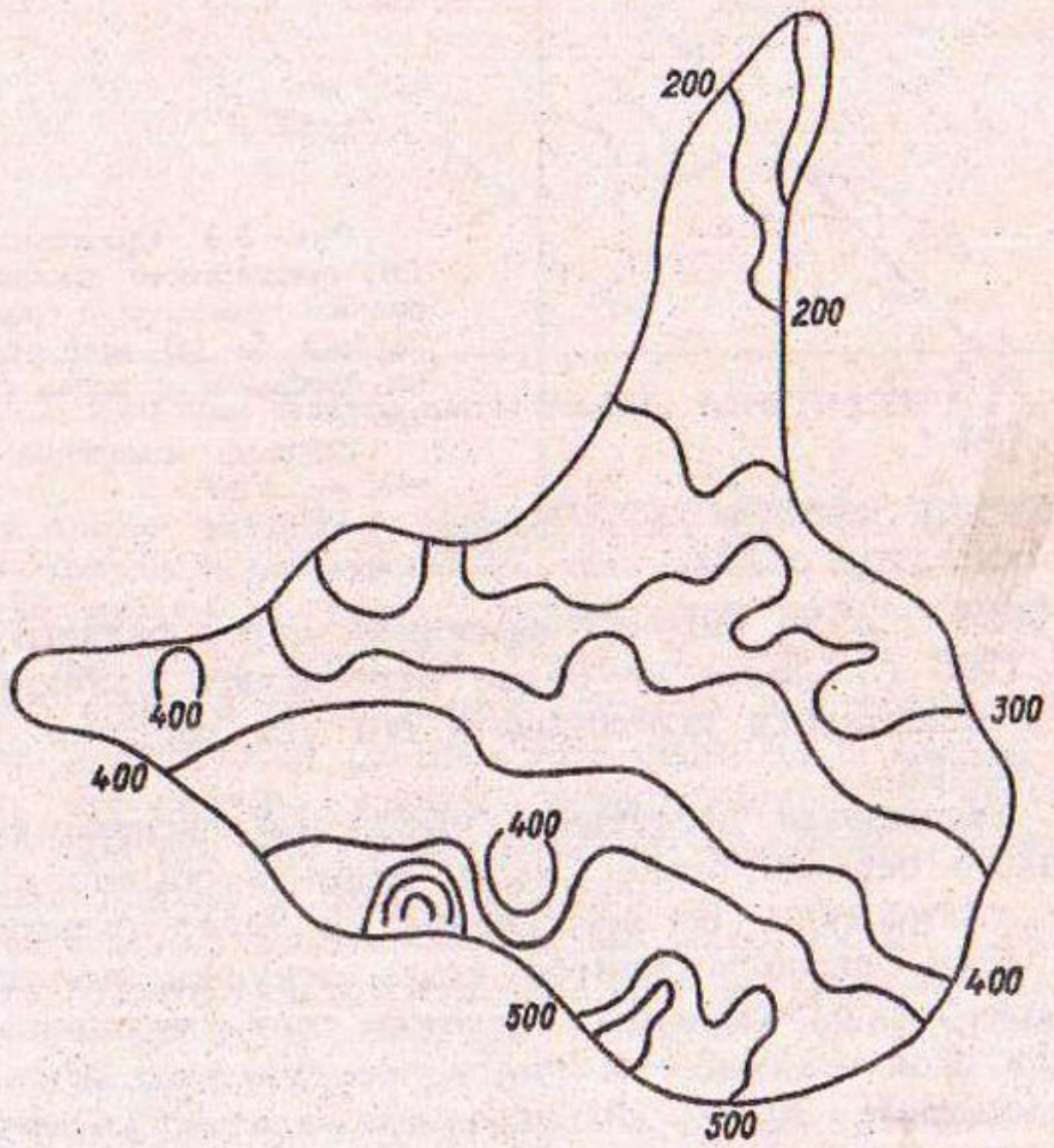


Рис. 3.9. Изолинии максимальной высоты снега (см) на леднике Абрамова в 1979 г.

ных бассейнов отличается крайней пестротой. В этих условиях определение средних снегозапасов по довольно редкой сети реек — крайне сложная задача. Не исключено, что ошибку определения среднего можно существенно уменьшить, если устанавливать рейки весной близ снеговой линии. По крайней мере, карта максимальных снегозапасов на языке ледника имеет много сходных черт с картой положений ССГ, как видно из рис. 3.9, где для примера показаны изолинии высоты снежного покрова в 1979 г. Правда, неравномерность залегания снега на поверхности долинного ледника гораздо меньше, чем на крутых изрезанных склонах горных бассейнов.

В последние годы в САНИГМИ по инициативе В. Г. Коновалова выполнены исследования возможности оперативной оценки годового баланса массы ледников в бассейнах среднеазиатских рек. Как показано в работе [76], балансовая кривая ледника может быть разбита на две части — для языка ледника и для фирновой области, — каждая из которых вполне удовлетворительно описывается прямой. Естественно, что в этом случае удельный баланс на средней высоте этих морфологических зон равен удельному балансу всей соответствующей области. Исходя из этого В. Г. Коноваловым предложены следующие измерения, которые реализуют гляциологическая экспедиция САНИГМИ. На шести долинных ледниках в бассейнах рек Сох, Исфара и Шахимардан в районе средних высот языков установлено по две рейки, по которым раз в год в конце периода абляции измеряется стаивание льда. Кроме

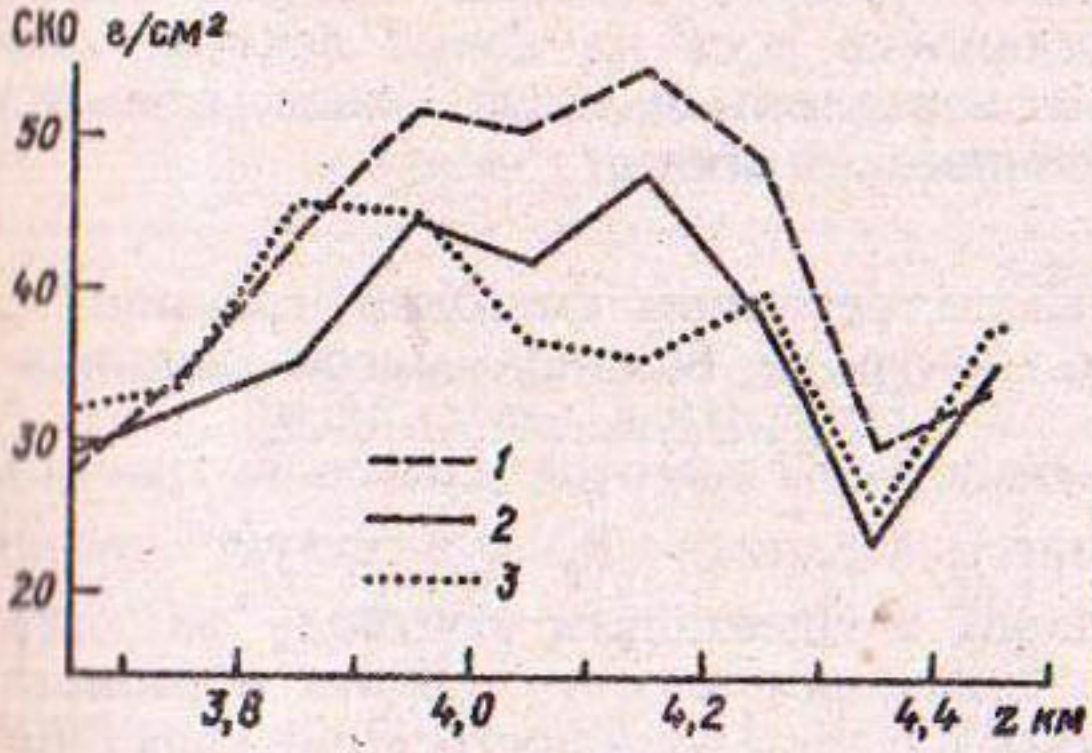


Рис. 3.10. Изменение среднего квадратического отклонения (СКО) годового удельного баланса массы ледника с высотой z.
1, *2* и *3* — в 1985, 1986 и 1987 гг. соответственно.

того, аэровизуально измеряется высота ССГ. Естественно, что таким образом оценивается годовой баланс массы не всего ледника, а только области абляции или, по терминологии О. П. Щегловой [149], ледниковый сток, но и это важный результат, однако надо трезво оценивать точность получаемых таким образом данных.

Как видно из рис. 3.10, изменчивость удельного баланса на леди. Абрамова от точки к точке с одинаковыми отметками очень

велика, стандартное отклонение от среднего достигает 50 г/см^2 и более, при среднем около 40 г/см^2. Мы не видим причин, по которым на других долинных ледниках Алайского хребта картина была бы существенно иной. Ошибка определения среднего баланса массы всего ледника Абрамова, по нашим оценкам, не превышает 10 г/см^2. Очевидно, на ледниках, о которых идет речь, точность определения баланса массы в точке будет в 4—5 раз меньше, — осреднение производится по данным всего двух реек, а ведь предстоит сделать расчеты для всего языка ледника.

В связи с этим, коль скоро такая точность определения b в точке устраивает, гораздо предпочтительнее, видимо, было бы установить рейки на конце языка по следующим причинам. На рис. 3.10 показано распределение по высоте ледника Абрамова СКО измеренных значений баланса массы по рейкам от среднего в 100-метровой высотной зоне. Как видно, именно в районе средних высот наблюдается максимум ошибок. Эта картина повторяется из года в год, несмотря на то, что максимальная дисперсия годовых аккумуляции и абляции приурочена к крайним отметкам. Возможно, такие распределения дисперсий составляющих b приводят к его максимальной изменчивости в районе фирновой линии.

Если показанное на рис. 3.10 типично для долинных ледников, то, расположив рейки на конце языка ледника, а не на средней высоте, мы с большей точностью оценим средний баланс для пунктов измерений и тем более для всей области абляции. Для этого достаточно выполнить интерполяцию до высоты ССГ, а реализуемый в настоящее время способ требует далекой экстраполяции. Но, с другой стороны, при установке реек на конце ледника возможны трудности с посадкой вертолета и здесь чаще придется перебуривать рейки из-за большого таяния.

3.3. Использование данных о сезонной снеговой границе для оценки и оперативного контроля баланса массы ледника

Известно, что между максимальной высотой снеговой границы z_{max}^{ccr} и годовым балансом массы ледника $B_г$ существует тесная связь. Имея такие связи, можно осуществлять контроль за колебаниями массы ледников даже дистанционно — с борта вертолета, по аэрофото- или космоснимкам. Однако для построения связи необходимы многолетние полевые работы.

В этом отношении весьма заманчива идея, выдвинутая М. Б. Дюргеровым [52] и очень активно разрабатываемая его последователями [85, 99, 135, 136]. Суть ее в замене аргумента и функции обсуждаемой связи текущими значениями $z_т$ и $B_т$, измеренными в течение одного или нескольких сезонов абляции. (Ниже для краткости и годовой баланс массы ледника и максимальную высоту ССГ будем называть годовыми величинами). В качестве аргумента иногда предлагается рассматривать долю пло-

щади ледника выше снеговой границы (AAR — accumulation area ratio), которая определяется с помощью гипсографической кривой ледника по высоте ССГ.

Идея очень эффектная, выгода от такого ускорения бесспорна, однако в многочисленных публикациях на эту тему нам не встречалась убедительная проверка допустимости подобной замены. Поэтому попробуем сделать это на наших данных. У нас имеются сведения о годовых и текущих значениях баланса массы и высоты снеговой границы за 23 и 13 лет соответственно. Ими и воспользуемся. Порядок проверки был таким:

1) связь $B_т(z_т)$ за каждый год аппроксимировалась своей параболой, так как прямая дает меньшую точность, а связь $B_т(AAR_т)$ — прямой;

2) после подстановки годовых значений $z_г$ и $AAR_г$ в соответствующие уравнения определялась средняя за 23 года ошибка расчета $B_г$.

Интересно было также оценить распределение числа случаев по значениям ошибки S, поэтому вычислялось количество лет, попавших в каждый из следующих трех интервалов: $S < 15$, $|S| \leq 15$ и $S > 15$ г/см^2. Условная допустимая ошибка (15 г/см^2) принята из следующих соображений. Средние квадратические ошибки зависимостей $B_г(z_{ссг})$ и $B_г(AAR)$ практически одинаковы и равны 14,3 и 15,0 г/см^2 соответственно.

Таблица 3.3

Распределение числа случаев по значениям ошибки и средняя ошибка расчета S (г/см^2) годового баланса массы ледника Абрамова

Год	Аргумент.							
	$z_{ссг}$				AAR			
	Число случаев в интервале			S	Число случаев в интервале			S
	$S < -15$	$\|S\| \leq 15$	$S > 15$		$S < -15$	$\|S\| \leq 15$	$S > 15$	
1976	6	14	3	24,1	6	15	2	18,1
1977	5	14	4	15,2	6	14	3	17,0
1978	6	11	6	21,2	6	16	1	17,3
1979	5	15	3	22,4	2	15	6	20,4
1980	5	12	6	29,3	6	14	3	15,3
1982	2	12	9	39,6	4	16	3	15,2
1983	3	12	8	30,3	2	14	7	16,8
1985	2	12	9	36,7	2	14	7	21,5
1986	6	14	3	23,0	6	16	1	17,4
1987	1	11	11	47,1	1	3	19	58,0
1988	4	16	3	20,6	2	9	12	40,0
1989	5	12	6	27,4	6	16	1	16,6
1990	1	11	11	60,7	1	14	8	27,0
Среднее	4	13	6	30,6	4	14	5	23,1

Резонно было в качестве критерия выбрать значение 15 г/см^2. Отметим также, что одинаково для обеих годовых связей и распределение числа лет, попавших в три заданных интервала ошибки — 5, 15 и 3 случая соответственно.

Результаты проверки приведены в табл. 3.3. Как видно, подстановка в качестве аргумента величины AAR предпочтительнее, чем $z_{ссг}$, так как: а) существенно меньше средняя за все годы ошибка; б) хотя и незначительное, но большее числ случаев попало в интервал $|S| \leq 15$ г/см^2, уменьшилась максимальная ошибка. Следует отметить, что в случае с AAR мы имеем возможность идентифицировать „неудачные" годы. Ими оказались 1987 и 1988 гг. — случаи с максимальным значением $B_г$ из 13-летней выборки, которую удалось набрать (см. табл. 3.1). Иначе обстоит дело с зависимостью $B_г(z_{ссг})$. Для нее наиболее плохим оказался нечем не примечательный 1990 г.

Причина предпочтительности использования AAR объясняется, скорее всего, характером изменения площади долинного ледника с высотой. Оно, как и для совокупности ледников [32], имеет вид нормального закона распределения. Поэтому изменения высоты ССГ в районе крайних отметок приводят к гораздо меньшим изменениям площади ледника выше ССГ, чем при миграции границы в районе средних высот. Результат — нелинейность связи $B(z_{ссг})$ и большие ошибки экстраполяции. Иллюстрацией сказанного служат рис. 3.11 и 3.12. На них показаны связи баланса массы с перечисленными аргументами и примеры наиболее удачных и неудачных аппроксимаций по текущим значениям.

В целом итоги нашей проверки обнадеживают. В самом деле, в 70 % случаев средняя ошибка не превысила 20 г/см^2. Помня о точности связи годовых значений, трудно требовать большего. Очевидно, имея данные наблюдений за 2—3 года, можно с еще большей степенью достоверности оценить связь годовых величин. Это подтверждают данные табл. 3.4. В ней приведены ошибки расчета при аппроксимации годовой связи текущими значениями за 2 года. Данные ниже диагонали таблицы относятся к зависимости баланса от высоты ССГ, а выше диагонали — к зависимости от AAR. И здесь преимущество применения AAR в качестве аргумента очевидно: резко уменьшились средняя и максимальная ошибки, более чем в 80 % комбинаций ошибка не превышает 20 г/см^2. Для варианта $B(z_{ссг})$ этого не наблюдается. Более того, комбинация двух удачных лет может привести к снижению точности, как, например, для варианта 1988—1983 гг.

Подведем некоторые итоги:

— наиболее высокие результаты замены годовых значений баланса массы и высоты ССГ текущими значениями достигаются в годы с отрицательным балансом массы, когда снеговая граница поднимается существенно выше фирновой линии;

— в качестве аргумента, от которого зависит баланс массы, следует использовать коэффициент области аккумуляции AAR, связь в этом случае аппроксимируется прямой.

Из сказанного очевиден следующий порядок организации наблюдений на сети опорных ледников: в течение одного-двух лет периода абляции регулярно производится измерение баланса массы и высоты ССГ на выбранном леднике. Учитывая особенности изменения скорости подъема снеговой линии (см. главу 4), ориентировочная частота измерений такова: в июне — трижды, в июле, августе — дважды, в сентябре — один раз. На языке ледника рейки следует устанавливать вдоль снеговой границы по мере ее подъема. Выше ССГ, видимо, можно обойтись переносными снегомерными рейками плюс пункт измерения плотности снега в каждой из выбранных высотных зон. Полученная таким образом „градуировочная кривая" позволит в дальнейшем осуществлять

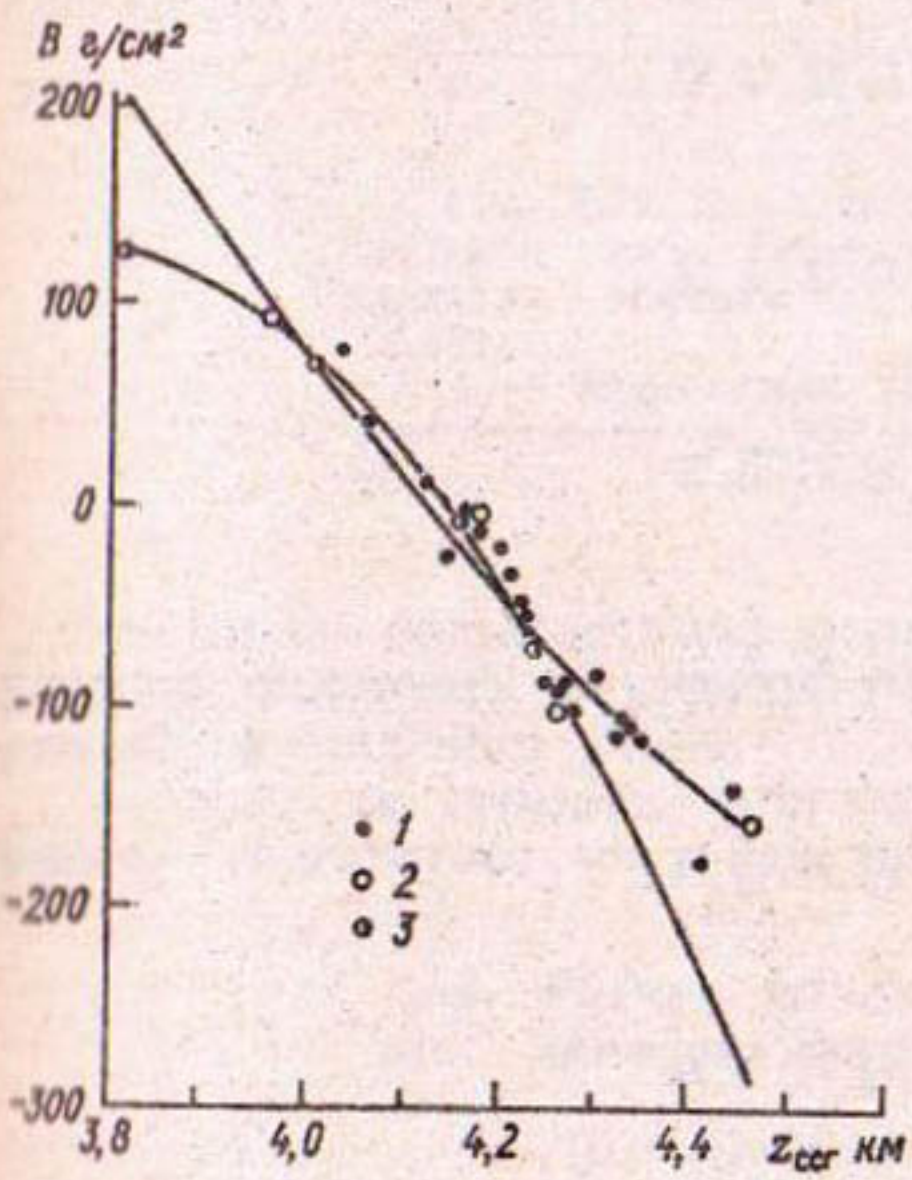


Рис. 3.11. Зависимость годового и текущих балансов массы ледника Абрамова B от высоты снеговой границы z_{ccr}.

1 — многолетние данные, *2* и *3* — текущие значения за 1977 и 1990 гг. соответственно.

контроль годовых и текущих значений баланса массы, ледникового стока и т. п.

Предложенный метод помимо более высокой точности имеет следующие преимущества по сравнению с практикуемым в настоящее время в САНИГМИ и в других организациях:

— решает гораздо более широкий круг задач;

— возможен дистанционный вариант — с борта вертолета, по космическим и аэрофотоснимкам;

Таблица 3.4

Средняя ошибка расчета (г/см^2) годового баланса массы ледника Абрамова при замене годовых значений баланса массы и высоты ССГ текущими значениями за два года

Год	1976	1977	1978	1979	1980	1982	1983	1985	1986	1987	1988	1989	1990
1976	—	16	17	16	16	16	16	15	17	18	17	17	15
1977	20	—	16	17	16	15	16	17	16	20	18	15	17
1978	21	20	—	17	16	16	16	16	17	19	18	17	16
1979	19	20	21	—	16	16	18	21	17	29	23	16	23
1980	38	19	20	20	—	15	15	16	16	18	16	16	16
1982	24	20	20	28	33	—	16	17	16	20	16	15	17
1983	21	21	21	27	25	32	—	19	16	25	19	15	20
1985	25	17	19	29	27	56	44	—	16	27	23	16	23
1986	22	20	20	19	21	25	23	25	—	18	18	17	16
1987	19	22	22	25	21	30	42	32	21	—	46	21	37
1988	33	15	23	28	29	51	68	45	29	49	—	16	28
1989	22	23	23	23	24	33	41	42	23	30	63	—	17
1990	22	18	20	25	25	61	55	49	26	34	138	52	—

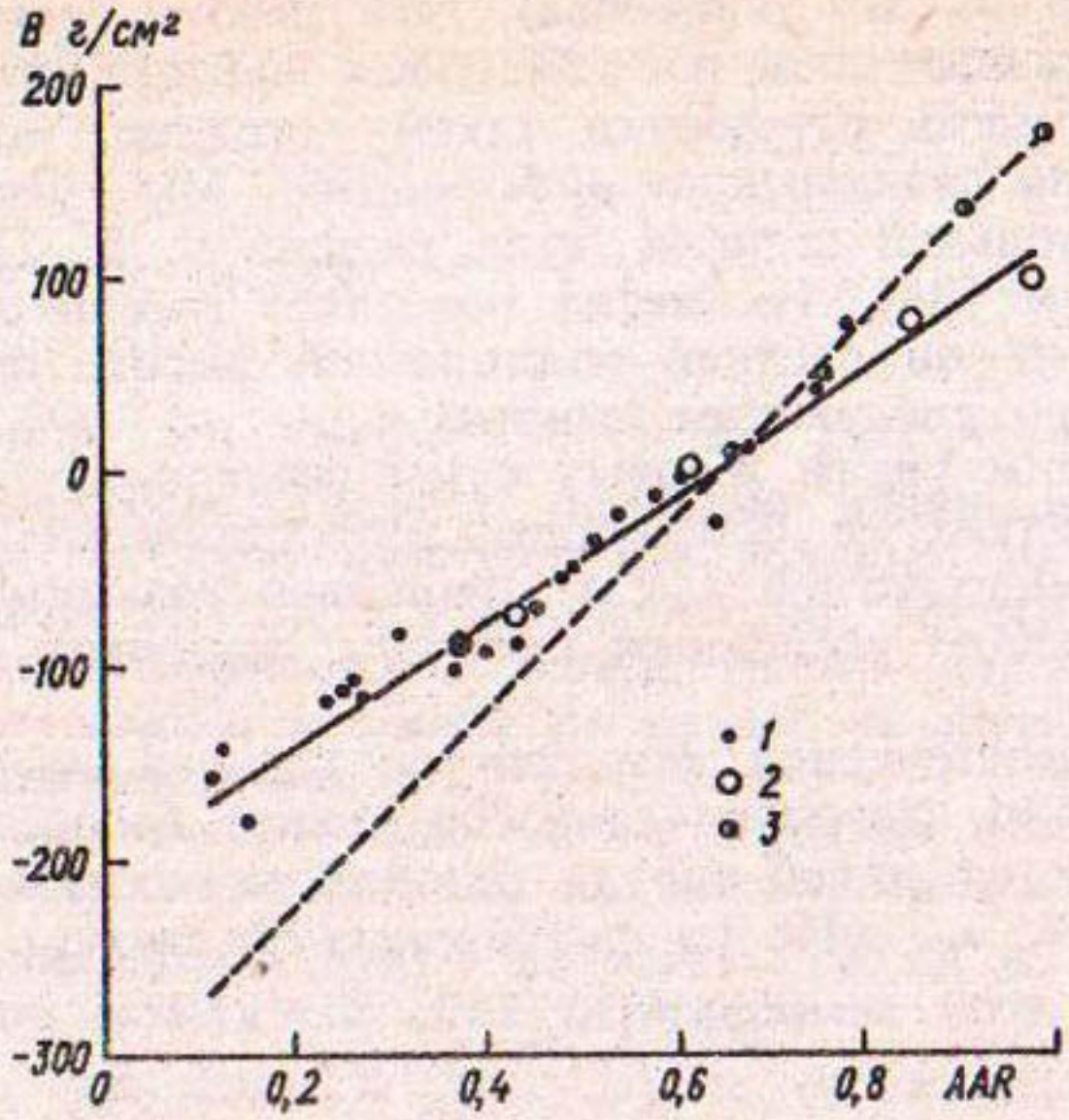


Рис. 3.12. Зависимость годового и текущих балансов массы ледника Абрамова *B* от доли площади ледника выше снеговой границы (*AAR*).

1 — многолетние данные, *2* и *3* — текущие значения за 1982 и 1987 гг. соответственно.

— имеет большое разрешение по времени. Например, вполне реально оценивать внутригодовые изменения массы ледника, гидрограф ледникового стока;

— как ни странно, итоговая трудоемкость его меньше, если учесть многолетнее пользование единожды полученной связью.

3.4. Расчет баланса массы ледника по данным ближайших метеостанций

Чем менее находил я известий, тем более дорожил и пользовался находимым; тем менее выбирал: ибо не бедные, а богатые избирают.

Н. М. Карамзин

Рассмотренные в предыдущих разделах методы определения баланса массы ледника требуют многолетних измерений на нем в конце балансового года или многократных — в течение периода

абляции (метода М. Б. Дюргерова). Эти работы, естественно, могут быть выполнены лишь на небольшом числе ледников. Отсюда понятна актуальность разработки такой методики, которая опиралась бы лишь на стандартную информацию. Мы считаем, что эта задача в значительной степени была решена Г. Е. Глазыриным и А. Т. Мошкиным [34]. Их метод позволяет рассчитывать годовые удельные балансы на средней многолетней высоте фирновой границы ледника по следующим данным:

— многолетним рядам годовых сумм осадков и средней летней температуры воздуха на ближайших метеостанциях;

— средней многолетней высоте фирновой границы на леднике, определяемой любым косвенным способом, например методом Куровского;

— средней многолетней температуре воздуха на этой высоте. Она, как известно, довольно надежно может быть экстраполирована либо вверх от какой-нибудь базовой метеостанции, расположенной на высоте z_0, либо от фиксированной высоты, для которой имеются карты этой температуры [47, 84, 139 и др.]:

$$\theta_л = \theta_л(z_0) + \gamma(z_ф - z_0) + \Delta\theta. \qquad (3.1)$$

Здесь γ — вертикальный градиент температур, который можно принять равным —6,5 °С/км [32, 153 и др.]; $\Delta\theta$ — так называемый температурный скачок, наблюдаемый при переходе с грунта на поверхность ледника и зависящий от размеров последнего [139].

Предложенная методика, строго говоря, дает не баланс, а некоторую величину, изменяющуюся от года к году с ним синхронно. Напомним, в чем суть методики [34].

Важнейшим свойством фирновой границы, определяющим ту роль, которую она играет в гляциологии, является равенство на ней нулю удельного баланса массы ледников:

$$b(z_ф) = ak(z_ф) - ab(z_ф) = 0.$$

Здесь ak и ab — соответственно удельные аккумуляция и абляция. Очевидно, что это условие верно и для средней многолетней высоты границы питания:

$$\overline{ak}(\overline{z_ф}) = \overline{ab}(\overline{z_ф}). \qquad (3.2)$$

Используем это свойство следующим образом: годовую абляцию (г/см^2) с некоторой точностью рассчитаем по средней летней тем-

пературе воздуха $\theta_л$ с помощью, например, зависимости [84, с. 96]

$$ab = 0{,}133\,(\theta_л + 9{,}66)^{2{,}85}. \qquad (3.3)$$

Пусть теперь мы имеем высоту $\bar{z}_ф$, рассчитанную каким-либо косвенным способом. Тогда с помощью уравнений (3.1) и (3.3) можно найти среднюю многолетнюю абляцию на этой высоте, а учитывая равенство (3.2), и аккумуляцию. Заметим, что при этом автоматически учитывается и концентрация снега на леднике, и доля твердых осадков в общей их сумме, и другие факторы, влияющие на аккумуляцию.

Следующий важный шаг таков: средняя многолетняя сумма осадков за гидрологический год на базовой метеостанции $X(z_0)$ известна (в дальнейшем будем выражать ее не в мм, а в г/см^2). Допустим, что отношение $ak_i(\bar{z}_ф)/[X_i(z_0)] = \varphi$ — константа (i — номер года). Очевидно, в этом случае ее можно легко найти:

$$\varphi = \overline{ak}\,(z_ф)/[\bar{X}\,(z_0)]$$

Напишем теперь уравнение удельного баланса массы ледников для высоты $z_ф$ в i-м году с учетом полученных соотношений:

$$b_i(z_ф) = ak_i(\bar{z}_ф) - ab_i(\bar{z}_ф) =$$

$$= \varphi\, X_i(z_0) - 0{,}133\,[\theta_л \cdot (\bar{z}_ф) + 9{,}66]^{2{,}85}. \qquad (3.4)$$

Найденный таким образом удельный баланс массы ледников на средней многолетней высоте фирновой границы будем называть индексом баланса Ib. Еще раз подчеркнем, что для вычисления требуется иметь только ряд наблюдений на базовой метеостанции величин X_i и $\theta_{лi}$ и среднюю высоту фирновой границы на леднике. Таким образом, непосредственных наблюдений на леднике не требуется вообще.

Серьезной проблемой является синхронность колебаний указанных метеоэлементов на опорных метеостанциях и на леднике. С нею прямо связана возможность использования этих данных. К счастью, исследования многих авторов [18, 32, 160, 167, 170 и

др.] показали, что межгодовые изменения температуры воздуха и осадков синхронны для обширных территорий. Но в то же время наблюдается и другое: иногда и на относительно близких расстояниях корреляция указанных показателей резко уменьшается, если опорная метеостанция находится в предгорьях, особенно в котловине [3, 16, 32 и др.]. Это затрудняет использование в качестве опорных многих длиннорядных метеостанций Средней Азии.

Сделаем несколько замечаний:

1. По определению, Ib_i — годовой удельный баланс на высоте $\bar{z}_\Phi$, но будем называть эту величину именно индексом, так как при выводе выражения (3.4) сделан ряд допущений: отношение аккумуляции на леднике к годовой сумме осадков на метеостанции — величина постоянная, концентрация осадков на леднике постоянна и т. п.

2. Значения I_b, вычисленные по данным какой-либо метеостанции, иногда совершенно не характеризуют климатические условия на леднике. Это происходит в тех случаях, когда на леднике и станции колебания осадков и температуры от года к году несинхронны, не связаны между собой, и станция не может служить опорной для данного ледника.

3. Естественно, желательно индекс баланса рассчитывать по данным не одной, а нескольких метеостанций.

4. Методика отчасти автоматически компенсирует погрешности, обусловленные неточностью расчета некоторых входных параметров (γ, $\Delta\theta$ и др.).

5. Важно отметить, что рассчитывается удельный баланс массы ледников для высоты фирновой границы, определенной косвенным путем, и поэтому связь параметра I_b с общим балансом массы ледника может не проходить через начало координат.

На рис. 3.13 показана связь баланса массы ледника Абрамова с индексом I_b, рассчитанным по данным наблюдений на метеостанциях Ледник Абрамова и Фергана. В первом случае коэффициент корреляции равен 0,88, во втором — 0,71. Ряд наблюдений составляет 21 год (1968—1988 гг.). Этот рисунок свидетельствует о следующем:

— хотя связь для станции Ледник Абрамова и лучше, но достаточно большой разброс точек на рис. 3.13 б говорит либо о нерепрезентативности станции Ледник Абрамова, расположенной на боковой морене, для режима ледника, что маловероятно, либо о недостаточно высокой точности определения баланса массы. Дей-

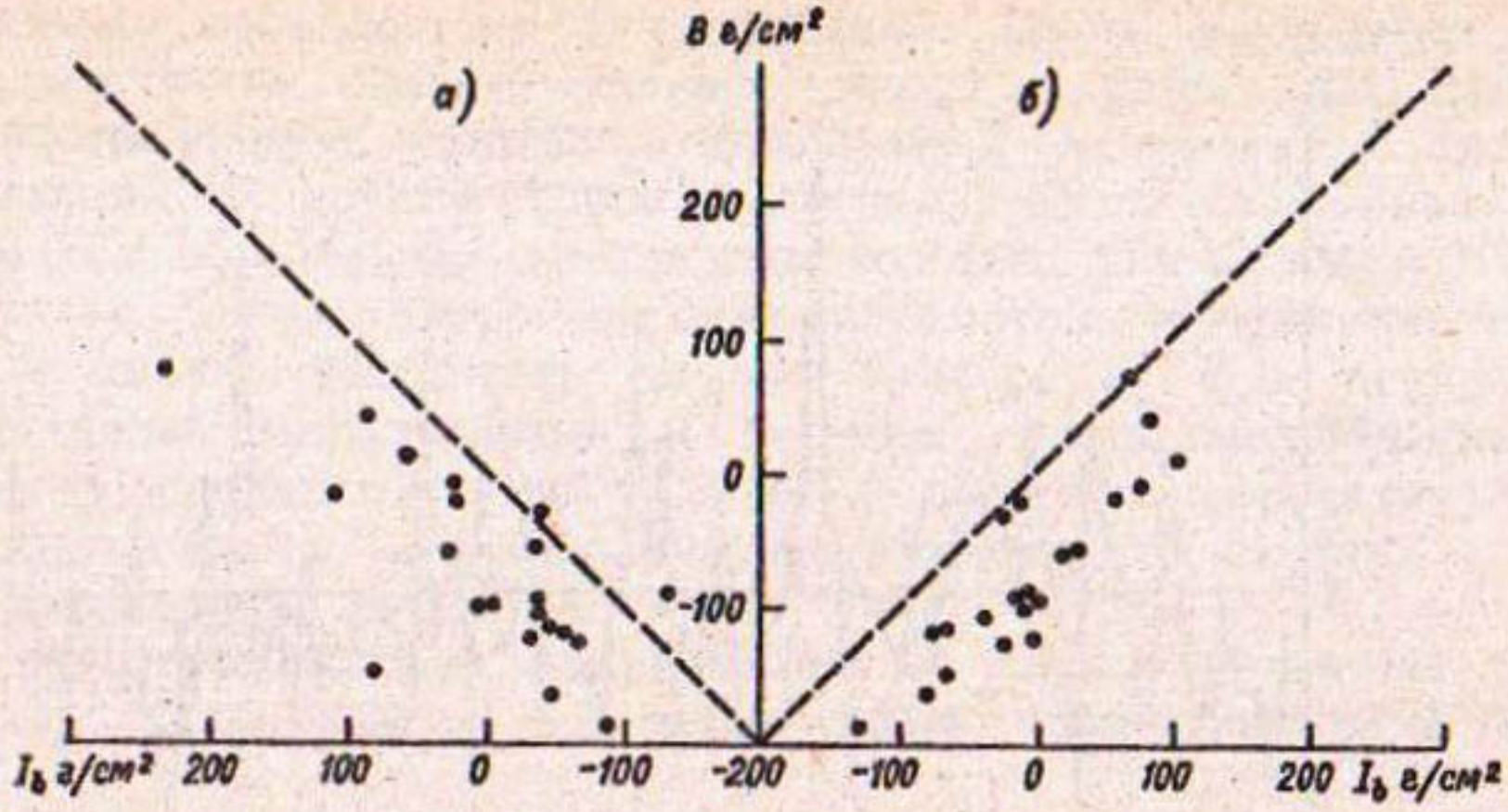


Рис. 3.13. Связь баланса массы ледника Абрамова B с индексом баланса I_b, рассчитанным по данным метеостанций Фергана (*а*) и Ледник Абрамова (*б*).

ствительно, почти все точки, отклоняющиеся вверх, относятся к первым годам наблюдений на леднике (1968—1973 гг.). Это может быть связано или с систематическими погрешностями измерений в тот период, или с влиянием на режим абляции подвижки ледника в 1972 г.;

— связь оказывается приемлемой даже для такой низкой метеостанции, как Фергана (z_0 = 0,58 км);

— рассчитанная методом Куровского высота фирновой границы ледника Абрамова ($\bar{z}_ф$ = 4,20 км) примерно на 100 м меньше той отметки, где удельный баланс массы ледника равен среднему балансу массы всего ледника (выраженному в слое воды). Это главная причина отличий последнего от индекса баланса;

— среднее многолетнее отклонение индекса баланса, рассчитанного по данным Ферганы, от общего баланса массы ледника B равно 74 г/см^2.

На рис. 3.14 приведен график многолетних изменений I_b на леднике Абрамова, рассчитанный по температуре воздуха и осадкам в Фергане. Как показывает сглаживающая кривая, начиная примерно с 1910 г. значения I_b (а, следовательно, с большой вероятностью и B) постепенно уменьшаются. Правда, на этом фоне есть более или менее благоприятные для ледника периода, но общая тенденция такова. Заметим, что указанное выше отклонение I_b от B сместит наши кривые вниз на значение 74 г/см^2.

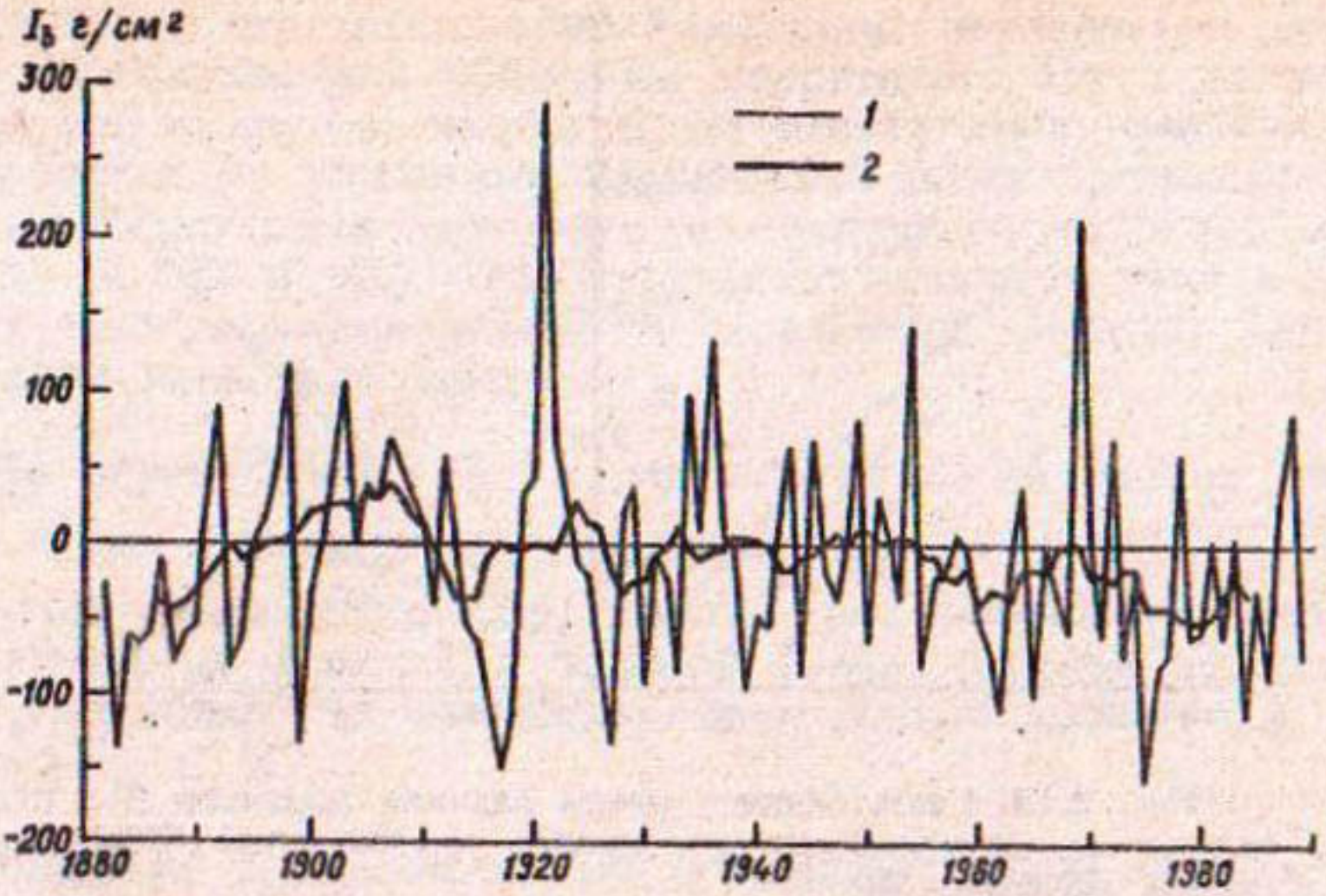


Рис. 3.14. Хронологический ход индекса баланса массы ледника Абрамова I_b, рассчитанный по данным ст. Фергана.
1 — ежегодные, *2* — сглаженные значения.

3.5. Корректировка расчета баланса массы по данным о структуре фирново-ледяной толщи в области аккумуляции ледника

Всякое лето тает на горах снег, и всякую зиму прибавляются на них новые снежные слои. Если бы можно было перечесть сии последние, то мы узнали бы тогда древность мира или, по крайней мере, древность сих гор.

Н. М. Карамзин

Описанная в предыдущем разделе методика позволяет примерно рассчитать баланс массы ледника (индекс баланса) даже не посещая его ни разу. Очевидно, что привлечение какой-то дополнительной информации позволит уточнить расчеты. Если, например, измерить баланс в течение года или двух, то можно ввести переходный коэффициент от I_b к B и восстановить ряд B более надежно. Но возможен еще один путь. В работе [39] был предложен метод идентификации годовых слоев в фирновой толще. Исходной информацией для него служат те же температура воздуха и осадки на длиннорядной метеостанции и, кроме того, данные кернового бурения или глубокого шурфования с выделением годовых слоев и измерением их водности.

Основная идея состоит в следующем. Пусть мы можем примерно рассчитать годовые балансы массы в точке, где получен керн, экстраполируя данные о температуре и осадках с базовых метеостанций. С другой стороны, пусть известны снегозапас, толщина и год образования нескольких годовых слоев или их пачек за ряд лет. Тогда, скорректировав параметры экстраполирующих функций, можно рассчитать годовые балансы за весь период работы опорных метеостанций и по ним восстановить датировку всех слоев фирново-ледяной толщи и получить корректирующие коэффициенты для экстраполяции метеоданных со станций в точку шурфования.

Примем, что годовая аккумуляция в районе скважины равна $ak_i = k_1 \cdot X_i(z_0)$, где k_1 — неизвестный корректирующий параметр.

Годовую абляцию вновь будем рассчитывать по формуле (3.3), для чего требуется знать среднюю летнюю температуру воздуха возле скважины, которая, в свою очередь, получается по формуле (3.1). Нами были испытаны два варианта корректировки абляции.

1. Подбором вертикального градиента температуры γ, начальное значение которого принято равным —6,5 °С/км. Чтобы сделать уравнение баланса

$$\bar{b}_i = ak_i - ab_i \qquad (3.5)$$

линейным относительно корректирующих параметров, необходимо предварительно линеаризовать уравнение (3.3). Сделаем это, разложив его в ряд с точностью до первого члена в окрестностях точки $\bar{\theta}_л = \bar{\theta}_0 - 6{,}5 \cdot \Delta z$, где $\bar{\theta}_0$ — среднее многолетнее значение средней летней температуры воздуха на опорной станции, Δz — превышение устья скважины над станцией:

$$ab_i = 0{,}133\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{2{,}85} + 0{,}379\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{1{,}85}\,(\theta_{лi} - \bar{\theta}_л) =$$

$$= 0{,}133\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{2{,}85} + 0{,}379\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{1{,}85}\,(\theta_{0i} + \gamma\Delta z - \bar{\theta}_л).$$

Положим

$$\alpha = 0{,}133\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{2{,}85} + 0{,}379\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{1{,}85}\,\bar{\theta}_л,$$

$$\beta = 0{,}379\,(\bar{\theta}_л + 9{,}66)^{1{,}85}.$$

Тогда

$$ab_i = \alpha + \beta(\theta_{0i} + \gamma\Delta z),$$

$$\bar{b}_i = k_1 X_i(z_0) - \alpha - \beta(\theta_{0_i} + \gamma\Delta z).$$

Мы получили линейное уравнение с двумя неизвестными корректирующими параметрами k_1 и γ.

2. Пусть годовая абляция вычисляется по формуле (3.3) с некоторым заданным γ (мы приняли, что $\gamma = -6{,}5$ °С/км), но к ней вводится поправочный коэффициент k_2. В этом случае имеем

$$\bar{b}_i = k_1 X_i(z_0) - 0{,}133 k_2 (9{,}66 + \theta_{0_i} - 6{,}5\Delta z)^{2{,}85}. \qquad (3.6)$$

Расчеты показали, что этот последний вариант дает несколько лучшие результаты, чем корректировка по k_1 и γ.

Итак, имеется два неизвестных k_1 и k_2 и, кроме того, нужно рассчитать $\bar{b}_i$. Сделаем это для тех слоев, которые достаточно надежно можно идентифицировать по стратиграфическому разрезу фирново-ледяной толщи или керну. Здесь возникает еще одна трудность: ведь снегозапас и плотность этих слоев существенно изменились вследствие внутреннего питания и оседания за период от образования слоя до текущего момента. Следовательно, необходимо восстановить то значение снегозапаса каждого слоя, который он имел в момент образования (b_i). Если это удается (о чем речь пойдет ниже), то, приравнивая b_i и $\bar{b}_i$, получаем систему линейных уравнений

$$\begin{cases} b_1 = k_1 X_1(z_0) - 0{,}133 k_2 (9{,}66 + \theta_{01} - 6{,}5\Delta z)^{2{,}85} \\ b_2 = k_1 X_2(z_0) - 0{,}133 k_2 (9{,}66 + \theta_{02} - 6{,}5\Delta z)^{2{,}85} \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ b_n = k_1 X_n(z_0) - 0{,}133 k_2 (9{,}66 + \theta_{0n} - 6{,}5\Delta z)^{2{,}85} \end{cases} \qquad (3.7)$$

решая которую методом наименьших квадратов, найдем k_1 и k_2. Затем, зная θ_{0i} и $X_i(z_0)$, легко получить $\bar{b}_i$ за все годы, по ним рассчитать массу слоев, учтя внутреннее питание и оседание, и результаты сравнить со стратиграфией керна.

Существенной проблемой является датировка отдельных реперных слоев или их пачек. Задача значительно облегчается, если в

фирново-ледяной толще удается обнаружить какие-нибудь маркирующие горизонты, например слои с повышенным содержанием искусственных радиоактивных изотопов — следов ядерных испытаний в атмосфере. Исключительно благоприятные условия имеются в вулканических районах, где удается определить несколько пачек годовых слоев либо по прослойкам пепла [19], либо по резким изменениям некоторых характеристик льда [165].

Как следует из вышеизложенного, предварительно нужно найти метод расчета первоначального снегозапаса в годовом слое — годового остатка в соответствующем данному годовому слою году. Исследованию и расчету оседания и внутреннего питания фирновой толщи ледников посвящен ряд работ [7, 140, 147 и др.]. Но в них сделано негласное допущение, что на леднике сохраняется каждый годовой слой. В этом случае плотность толщи монотонно растет с глубиной и, зная это распределение, легко восстановить среднюю интенсивность уплотнения фирна. К сожалению, условия отдельных лет могут сильно отличаться от средних. Как показали многолетние исследования в глубоком шурфе на леднике Абрамова (см. [88] и табл. 3.5), в отдельные годы с малым количеством осадков, но теплым летом, может стаивать сразу несколько годовых слоев. Это приводит к выходу на поверхность плотных слоев, а иногда и льда из глубины. Таким образом, результаты расчетов характеристик внутреннего питания будут в большой степени зависеть от того, в каком году выполнены одноразовые наблюдения.

От чего зависит внутреннее питание в отдельных слоях? Очевидно, его определяют мощность слоя, средняя плотность составляющих его фирна и льда, запас холода, накопленного за зиму, пористость и структура. Кроме того, оно зависит и от количества талой воды, просачивающейся вниз, а судя по имеющимся данным, и от глубины залегания слоя. Последнее, вероятно, вызвано неоднократным замерзанием и прогревом верхних слоев.

Расчет внутреннего питания с учетом всех этих факторов сложен и, что главное, не обеспечен надежными данными. По этой причине мы попытались найти его зависимость лишь от одного фактора — плотности ρ.

Обозначим годовое внутреннее питание, отнесенное к снегозапасу слоя, через $\delta = \frac{W_{i+1} - W_i}{W_i}$ [год-1], где W_i и W_{i+1} — снегозапасы слоя в i-м и i + 1-м году. Искомая зависимость $\delta = \delta(\rho)$ должна удовлетворять двум условиям: при $\rho \to 0$, $\delta \to$, а при $\rho \to 0{,}92$ г/см^3 (плотность льда), $\delta \to 0$. Этим условиям отвечает простое уравнение:

$$\delta = p\left(\frac{0{,}92}{\rho} - 1\right)^{\mu} \quad \text{при } p > 0 \text{ и } \mu > 0.$$

Согласно данным, полученным в шурфах на леднике Абрамова, p = 0,235 и μ = 3,0. Подставив эти значения в приведенное уравнение и выполнив простые преобразования, получим

$$W_{i+1} = W_i \left[1 + 0{,}235 \left(\frac{0{,}92}{\rho_i - 1}\right)^3\right], \tag{3.8}$$

где W выражена в г/см^2, ρ — в г/см^3.

Следующий этап — расчет оседания δ_h, т. е. уменьшения толщины слоев в основном под действием их собственной массы и массы лежащей сверху толщи. Пусть $\delta_h = \frac{h_i - h_{i+1}}{h_i}$ (год—1), где h_i — толщина слоя i-го года. В полевых условиях величина δ_h определяется, как правило, со значительной погрешностью, так как для расположенных не у самой поверхности слоев ее значения малы. Это заставило, например, авторов работ [7, 131] принять ее постоянной.

Кажется очевидным, что два главных фактора, определяющих скорость оседания, — это плотность рассматриваемого слоя ρ и нагрузка на него W_s, т. е. масса данного и расположенных выше слоев. Ясно также, что при ρ = 0,92 оседание прекращается. Этим условиям удовлетворяет следующая функция:

$$\delta_h = p W_s^{\eta} (0{,}92 - \rho)^{\mu},$$

где p, μ, η — параметры. Учитывая неточность измерения δ_h и малое число экспериментальных точек, сократим число неизвестных, положив $\mu = \eta$. Пользуясь теми же материалами наблюдений на леднике, удалось подобрать искомые параметры:

$$\delta_h = 0{,}00088 \left[(0{,}92 - \rho)\, W_s\right]^{0{,}6}$$

или

$$h_{i+1} = h_i \{1 - 0{,}00088 \left[(0{,}92 - \rho)\, W_s\right]^{0{,}6}\}. \tag{3.9}$$

Единицы измерения те же, что и в формуле (3.8).

Для расчетов мы взяли материалы глубокого шурфования и кернового бурения, выполненных в фирновой области ледника Абрамова на высоте 4,41 км (табл. 3.5). Рассчитаем b_i для подста-

новки в систему уравнений (3.7) для глубокого шурфа и расположенной рядом с ним буровой скважины. Там удалось надежно выделить слой 1969 г. и две пачки — 1970—1971 и 1972—1979 гг. (табл. 3.6), причем, абляция лета 1978 г. „съела" не-

Таблица 3.5

Снегозапас (первая строка, г/см^2) и средняя плотность (вторая строка, г/см^3) годовых слоев по данным наблюдений в глубоком шурфе на июнь соответствующих лет

Год	1972	1973	1974	1975	1976	1980
1979-80						207,5 0,460
1978-79						76,9 0,527
1977-78						—
1976-77						—
1975-76					110,8 0,399	
1974-75				111,2 0,415	—	—
1973-74			106,5 0,423	61,5 0,647	—	—
1972-73		174,9 0,474	—	—	—	—
1971-72	146,8 0,401	120,1 0,570	95,0 0,613	99,4 0,646	90,3 0,689	92,0 0,719
1970-71, 1969-70	72,5 0,579	74,2 0,598	75,9 0,617	78,7 0,644	80,9 0,663	88,6 0,738
1968-69	156,4 0,615	166,3 0,666	174,3 0,710	176,4 0,731	179,2 0,749	184,5 0,776
1967-68	155,0 0,674	156,0 0,690	156,2 0,700	156,3 0,710	156,8 0,723	158,9 0,737
1966-67, 1965-66	49,9 0,674	49,9 0,684	50,6 0,703	51,4 0,724	51,5 0,725	52,5 0,751
1964-65, 1963-64	150,7 0,739	151,2 0,752	151,5 0,761			

сколько предшествующих годовых слоев. Расчет удалось значительно упростить, во-первых, допустив, что средняя многолетняя плотность годовых остатков в конце периода абляции равна 0,53 г/см^3, а следовательно, восстанавливать пришлось только первоначальную толщину слоя, во-вторых, предположив, что W_s возра-

Таблица 3.6

Расчет первоначального снегозапаса годовых слоев и их пачек

Годы	Значения на 1980 г.		Значения на годы образования	
	h	W	h_0	b_1
1972—1979	274	168,9	297	157,4
1970—1971	120	88,6	138	73,1
1969	238	184,5	276	146,2

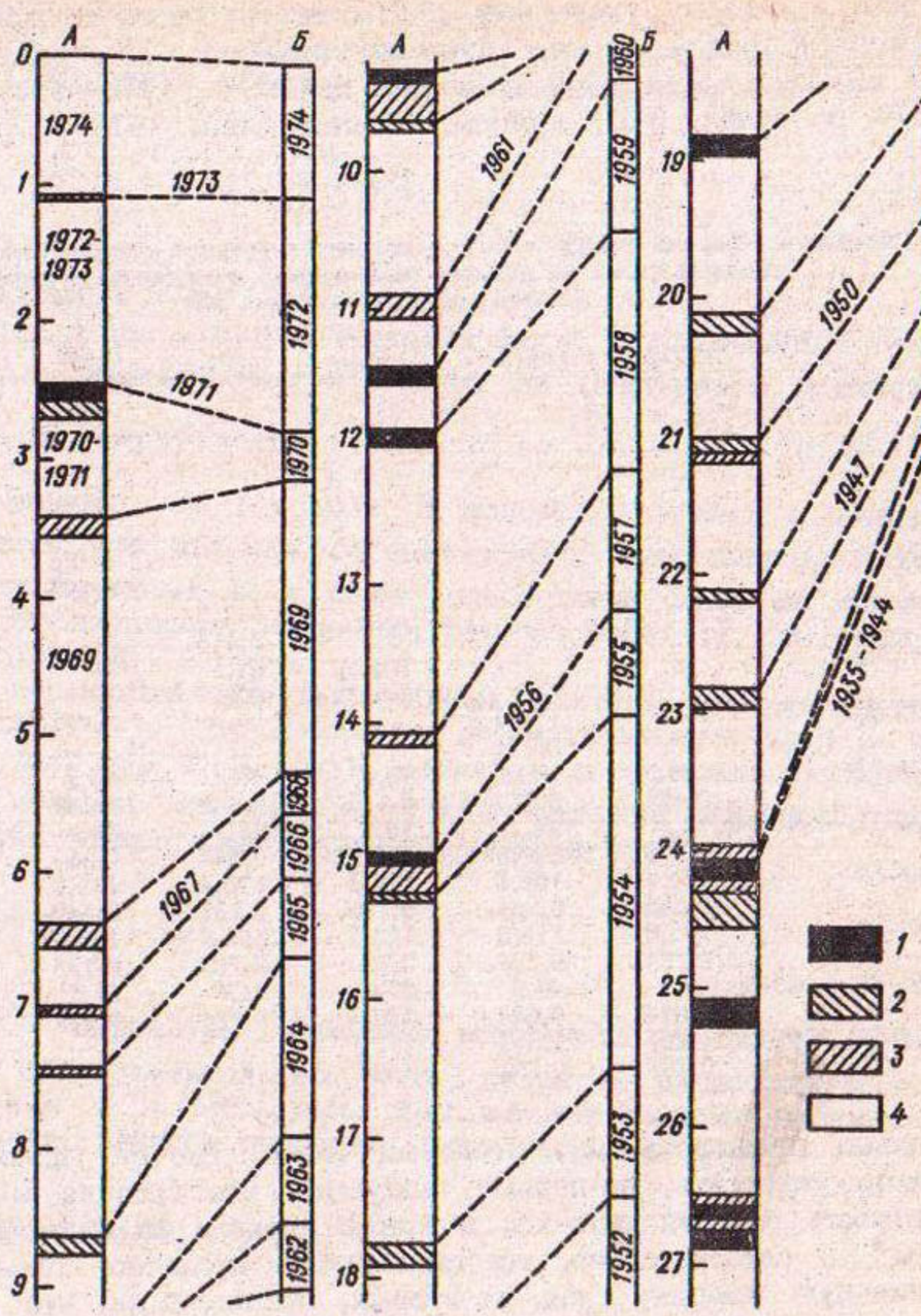


Рис. 3.15. Сопоставление истинного (колонки *А*) и рассчитанного (колонки *Б*) разрезов фирново-ледяной толщи ледника Абрамова в точке кернового бурения.

На колонках приведены годы, к которым относятся слои, слева от колонок *А* — глубина от поверхности, м; *1* — сильно, *2* — средне- и *3* — слабо загрязненный лед, *4* — чистый лед.

Таблица 3.7

Рассчитанные значения (г/см^3) аккумуляции *ak*, абляции *ab*, баланса массы *b* и снегозапаса годовых слоев фирново-ледяной толщи W_{80} на 1980 г. в районе шурфа

Год	*ak*	*ab*	*b*	W_{80}	Год	*ak*	ab	*b*	W_{80}
1935	80,4	66,4	14,0	0	1958	219,9	92,2	127,7	153,1
1936	108,0	94,4	13,6	0	1959	188,2	105,4	82,8	99,0
1937	106,3	109,5	—3,2	0	1960	161,4	126,8	34,6	24,0
1938	99,3	81,2	18,1	0	1961	111,0	126,8	—15,8	0
1939	108,0	135,0	—27,0	0	1962	140,8	105,5	35,3	42,1
1940	118,9	121,8	—2,9	0	1963	149,1	105,5	43,6	51,9
1941	125,0	148,5	—23,5	0	1964	179,3	89,4	89,9	106,7
1942	141,2	135,3	5,9	0	1965	129,5	92,6	36,9	46,1
1943	118,9	118,4	0,5	0	1966	148,2	113,9	34,3	38,6
1944	118,2	161,1	—42,9	0	1967	112,7	114,6	—1,9	0
1945	128,6	112,6	16,0	20,7	1968	137,6	118,7	18,9	22,4
1946	143,1	89,7	53,4	22,6	1969	235,6	101,3	134,3	158,3
1947	94,0	133,2	—39,2	0	1970	158,2	111,1	47,1	24,2
1948	155,9	116,5	39,4	50,0	1971	114,2	143,2	—29,0	0
1949	169,3	91,0	78,3	58,2	1972	164,2	51,9	112,3	115,9
1950	107,6	142,6	—35,0	0	1973	165,2	180,0	—14,8	0
1951	127,2	62,0	65,2	80,9	1974	134,8	82,7	52,1	26,0
1952	177,6	109,3	68,3	84,2	1975	131,4	126,2	4,6	0
1953	191,2	122,8	68,4	83,7	1976	132,1	146,7	—14,6	0
1954	245,4	53,5	191,9	233,4	1977	134,2	158,7	—24,5	0
1955	163,1	104,2	58,9	66,7	1978	172,5	164,0	8,5	9,6
1956	143,8	148,0	—4,2	0	1979	172,7	120,3	52,4	44,1
1957	150,1	74,2	75,9	91,4	1980	141,0	154,3	—13,3	0

стала во времени линейно, т. е. увеличивалась ежегодно на постоянную величину W_s/n, где n — возраст рассматриваемого слоя.

В качестве реперных были выбраны по осадкам станции Ледник Федченко, Дехауз и Гарм, по температуре — Ледник Федченко, Дехауз и Шахристанский пер. Используя данные перечисленных станций, можно рассчитать индексы баланса начиная с 1934 г. — года начала наблюдений на них, а следовательно, восстановить стратиграфическую колонку с этого года. Итак, теперь мы имеем все, чтобы рассчитать коэффициенты k_1 и k_2 в системе уравнений (3.7). Их значения оказались равными: $k_1 = 2{,}13$; $k_2 = 0{,}89$. Затем с помощью уравнения (3.6) определялись значения b_t и характеристики стратиграфической колонки (табл. 3.7).

Воспользуемся теперь полученными результатами для идентификации годовых слоев по керну, полученному в 1974 г. и показанному на рис. 3.15. Как видно из табл. 3.6, для определения параметров k_1 и k_2 были использованы данные верхней части колонки А, соответствующей периоду накопления, начиная с 1969 г. Исследуем теперь часть керна ниже этого слоя. Примем, что годовые слои — это слои между прослойками значительного загрязнения льда. Очевидно, что теперь реперными могут служить в первую очередь слои большой расчетной толщины — 1958 и 1954 гг. Легко находим соответствующие им мощные слои в керне. Остальное ясно из рисунка.

Отметим следующий факт: согласно расчетам (см. табл. 3 7), суммарный баланс массы в данной точке был отрицателен до 1944 г. по крайней мере с 1935 г. В керне этому периоду соответствует полуметровая прослойка сильно загрязненного льда. Анализ метеорологических данных станции Ледник Федченко показывает, что, действительно, период с середины 30-х до середины 40-х годов был очень теплым и маловодным. Серия неблагоприятных лет имела место также с 1975 г., что подтверждается и прямыми метеорологическими наблюдениями. Кстати, С. П. Чертанов, зимовавший в начале 40-х годов на Леднике Федченко, свидетельствует и об отступании в это время тела ледника от ригеля, на котором стоит метеостанция [101].

Таким образом, предложен метод, позволяющий сделать более надежной идентификацию годовых слоев по кернам, полученным на теплых ледниках. При его разработке был сделан ряд допущений, основные два из которых таковы:

— использование формулы (3.3) для расчета абляции. Как отмечалось выше, важно, чтобы была прямая зависимость $ab(\theta_л)$, а в расчетах она автоматически корректируется эмпирическим параметром k_2;

— применение формул (3.8) и (3.9) для расчета оседания фирновой толщи и внутреннего питания. Естественно, что они приспособлены главным образом для ледника Абрамова, хотя их

структура (а не коэффициенты) должна быть единой для всех ледников. Но, во-первых, оседание может быть в первом приближении принято постоянным, во-вторых, наибольшее влияние ошибки этих формул оказывают на расчеты для верхней части фирново-ледяной толщи, сформировавшейся за несколько предшествующих бурению лет. Если имеются более глубокие реперные горизонты, то вклад этих формул в ошибку расчетов падает. В-третьих, внутреннее питание можно рассчитать и другими известными методами. В заключение отметим, что эти два допущения в значительной степени компенсируются методикой подбора параметров k_1 и k_2.

И, наконец, последнее. Результаты можно уточнить, выполнив еще одну итерацию следующим образом: в качестве известных берутся снегозапасы годовых слоев или их пачек, возраст которых идентифицирован на первом шаге. Мы не делали этого, так как, судя по рис. 3.15, в этом не было необходимости — идентификация выполнена уже весьма надежно.

Описанная выше методика позволяет существенно уточнить удельный годовой баланс в точке, где выполнено бурение. Естественно, эти значения должны быть скоррелированы с балансом массы всего ледника значительно лучше, чем I_b, рассчитанный только по метеоданным далеких станций.

Этим мы завершаем описание результатов исследований баланса массы ледника Абрамова и методов, полученных на его основе.

ГЛАВА 4

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСЧЕТ СТОКА

— В самоваре, и в стакане,
И в кувшине, и в графине
Вся вода из крана.
— Не разбей стакана.
— А водопровод
Где
воду
берет?

О. Мандельштам

Гидрологическая роль ледников стала очевидной при изучении стока рек, в бассейнах которых имеется оледенение. Пионерами таким исследований в Средней Азии были Э. М. Ольдекоп, Л. К. Давыдов, Н. Л. Корженевский. Затем в этой области работали многие исследователи, но наибольший вклад внесли О. П. Щеглова [149] и В. Л. Шульц [146].

Перечислим основные особенности стока с ледников:

— сток с ледников имеет ярко выраженный характерный годовой ход с максимумом в июле — августе, когда поступление воды за счет таяния сезонного снега и дождей на большей части территории Средней Азии прекращается. Это определяет огромную роль ледников для ирригации, особенно на незарегулированных водотоках;

— относительный вклад ледникового питания существенно изменяется по длине реки, увеличиваясь с подъемом в горы. Значение этого факта все более возрастает по мере хозяйственного освоения высокогорья.

Изложенное говорит о необходимости изучения процессов формирования стока и разработки методов его расчета и прогноза. Подробный перечень достигнутых в этой области результатов обобщен Г. Н. Голубевым [44].

Естественно, что изучение ледникового стока было одной из главных задач работ на леднике Абрамова, тем более, что база организована САНИГМИ — одним из институтов системы гидрометслужбы. Здесь нет возможности изложить все, что было сделано в этом направлении, поэтому ниже приводятся наиболее интересные, по нашему мнению, результаты. На остальные работы в тексте даны ссылки.

4.1. Возможности применения линейной однообъемной модели формирования ледникового стока

Вполне естественно, что для расчета ледникового стока применяются те же способы, что и для стока с горных речных бассейнов и, в первую очередь, простейшая однообъемная модель (по терминологии Ю. М. Денисова [49]). Преимущество этой модели состоит в том, что физический смысл ее параметров может быть довольно просто идентифицирован, а это существенно облегчает их исследование в зависимости от различных природных факторов и времени. Поэтому мы и начнем с таких моделей.

Если рассматривать ледник как систему, выходом из которой является сток, то (при прочих равных условиях) мера ее нелинейности зависит от того, что принять за вход. Если взять, например, температуру воздуха или осадки, то для сколько-нибудь продолжительного отрезка времени ожидать линейности не приходится. Входную величину необходимо преобразовать так, чтобы она описывала поступление воды в систему одним числом. В нашем примере следует преобразовать температуру в суммарное для всего ледника таяние (плюс жидкие осадки [96]).

Для расчета суточного таяния нами были использованы формулы, полученные на материалах непосредственных наблюдений на ледниках Абрамова и Центральный Туюксу [73]:

для ледника Абрамова

$$ab = \begin{cases} 0{,}69\,\theta + 2{,}70 & \text{при } \theta > -3{,}9\ ^\circ\text{C}, \\ 0 & \text{при } \theta \leq -3{,}9\ ^\circ\text{C}; \end{cases}$$

для ледника Центральный Туюксу

$$ab = \begin{cases} 0{,}60\,\theta + 0{,}40 & \text{при } \theta > -0{,}7\ ^\circ\text{C}, \\ 0 & \text{при } \theta \leq -0{,}7\ ^\circ\text{C}; \end{cases}$$

где ab — интенсивность абляции, см/сут; θ — средняя суточная температура воздуха.

Суточное поступление воды в ледники q_n рассчитывалось по формуле

$$q_n = \frac{0{,}116}{F_л} \sum_{i=1}^{m} f_i \cdot ab_i ,$$

где f_i — площадь высотных зон ледников, км^2; $F_л$ — общая площадь ледников, км^2; m — число высотных зон.

В простейших однообъемных моделях поступление q_n и сток q связаны следующим уравнением:

$$T\frac{dq}{dt} + q = k \cdot q_n. \qquad (4.1)$$

Здесь k — коэффициент передачи (в нашем случае — коэффициент стока); T — постоянная времени, характеризующая скорость уменьшения расхода при отсутствии поступления. Как известно [9б], в основе этой модели лежат два основных допущения:

1) изменение объема воды W, содержащейся в бассейне (леднике), определяется следующим выражением:

$$\frac{dW}{dt} = q_n - q - r,$$

где r — потери на пополнение подземных вод, не выклинивающихся до замыкающего створа, и на испарение, если последнее не учтено при расчете q_n;

2) сток и потери пропорциональны W.

При этом предполагается, что k и T — постоянные параметры, не меняющиеся во времени.

Все сказанное относится к расчетам стока. Для прогноза необходимо опираться только на информацию, относящуюся не позднее, чем к концу предыдущего расчетного периода.

Отрезок времени, для которого дается прогноз среднего стока, в значительной мере определяет и выбор предикторов. Средние декадные и среднемесячные расходы должны зависеть, во-первых, от расходов предшествующих периодов, и во-вторых, от поступления той декады (месяца), на который дается прогноз. Вместо последнего аргумента можно попытаться использовать поступление предшествующего периода, и тогда прогноз стока не будет зависеть от прогноза температуры воздуха.

На рис. 4.1 приведены средние декадные значения расходов воды с бассейна ледника Абрамова за 7 лет наблюдений, а также два спрогнозированных гидрографа. Первый из них рассчитывался следующим образом. Если от уравнения (4.1) перейти к простейшему варианту конечных разностей и положить $\Delta t = 1$, получим

$$T \cdot (q_i - q_{i-1}) + q_i = k \cdot q_{n_i}. \qquad (4.2)$$

Чтобы получить прогностическую схему, в правой части этого выражения следует вместо q_{n_i} подставить $q_{n_{i-1}}$, тогда из (4.2) легко получить

$$\tilde{q}_i = \frac{1}{1+T}(k \cdot q_{n_{i-1}} + T \cdot q_{i-1}),$$

где символ ~ означает предсказываемое значение. k и T были найдены методом наименьших квадратов, единым для всех семи лет.

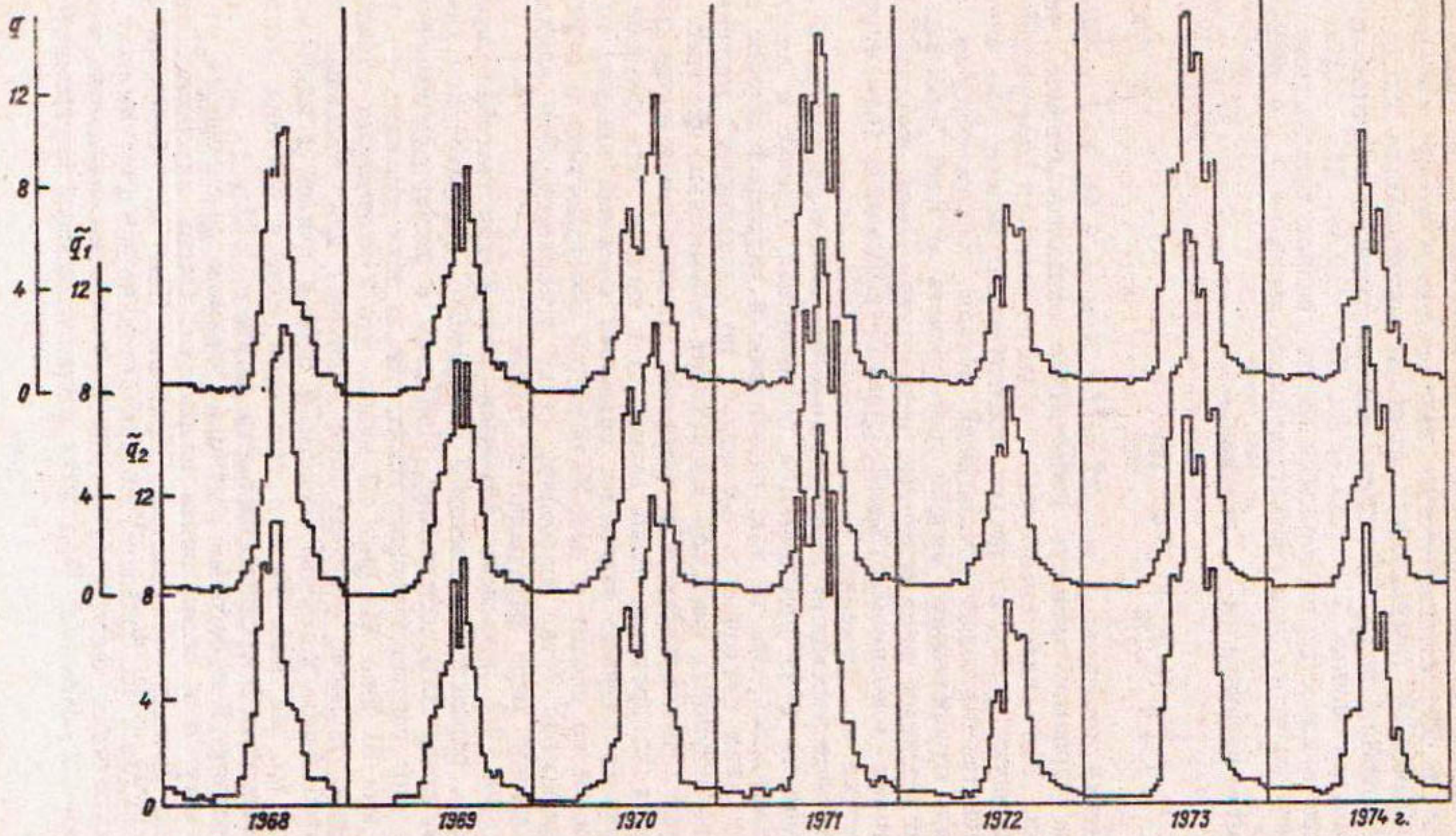


Рис. 4.1. Гидрографы среднего декадного стока с бассейна ледника Абрамова
q — измеренный, $\tilde{q}_1$ — рассчитанный по q_{i-1} и q_{n_i-1}, $\tilde{q}_2$ — рассчитанный по q_{i-1} и $\bar{q}_{n_i}$

В гидрологических прогнозах для оценки методики применяется показатель эффективности прогноза, равный S/σ, где σ — среднее квадратическое отклонение истинных значений от среднего, а S — средняя квадратическая ошибка расчета. Оценки в данном случае равны: $S = 1{,}55$ м^3/с, $S/\sigma = 0{,}44$. Для второго гидрографа в качестве поступления взяты средние многолетние (за 7 лет) его значения для соответствующих декад — $\bar{q}_{n_i}$, а расчетный алгоритм превратился в следующий:

$$\tilde{q}_i = \frac{1}{1+T}(k \cdot \bar{q}_{n_i} + T \cdot q_{i-1}).$$

Оценка точности: $S = 1{,}27$ м^3/с, $S/\sigma = 0{,}36$. Как видно, во втором варианте точность неожиданно оказалась больше, чем в первом. Это свидетельствует о малом влиянии поступления в предыдущую декаду на расход последующей; вернее, что влияние учитывается расходом предыдущей декады. Таким образом, применение однообъемной модели для расчета и даже прогноза декадных расходов дает отличные результаты. Хуже обстоит дело с суточными значениями. Здесь сильно сказывается изменчивость параметров во времени.

При моделировании стока речных бассейнов параметры T и k в уравнении (4.1) принимаются постоянными. Однако и для них, как выяснилось, это не так: рассчитанный гидрограф обычно сглаживает пики расходов в половодье, но „заваливает" межень — спад вычисленных расходов происходит значительно быстрее, чем истинных. На ледниках, как известно, условия стока очень сильно меняются во времени. Если весной и в начале лета сильное регулирующее влияние оказывает сезонный снежный покров, то летом, когда он сходит и разрабатывается поверхностная и внутренняя дренажная сеть, водоотдача резко ускоряется. Эти каналы в значительной мере разрушаются зимой.

На рис. 4.2 приведены значения T и k для бассейна ледника Абрамова, определенные методом наименьших квадратов для каждой декады, когда есть поступление. При этом в расчет принимались не только дни соответствующих декад, но и двух смежных — всего по 30 или 31 дню. Из рис. 4.2 видно, что k испытывает случайные колебания. Большие выбросы этой величины для отдельных декад можно объяснить тем, что расчетный период длиной в один месяц, видимо, все же мал. Есть и еще одна важная причина, которую ниже обсудим. В среднем параметр k равен 1,10.

Параметр T в бассейне ледника Абрамова уменьшается от зимы к лету, а к осени опять возрастает. Очень интересно, что в бассейне Туюксу — картина обратная. Чем же объяснить этот факт? Видимо, на большом, но сравнительно пологом леднике Абрамова абляция быстро захватывает не только язык, но и всю площадь аккумуляции. При этом разрабатываются внутренние ка-

налы стока, обеспечивающие летом быстрый сброс талой воды. На леднике же Туюксу среднее время добегания до створа, а следовательно и T, увеличивается по мере охвата всей площади бассейна таянием, так как значительная часть воды фильтруется через морену.

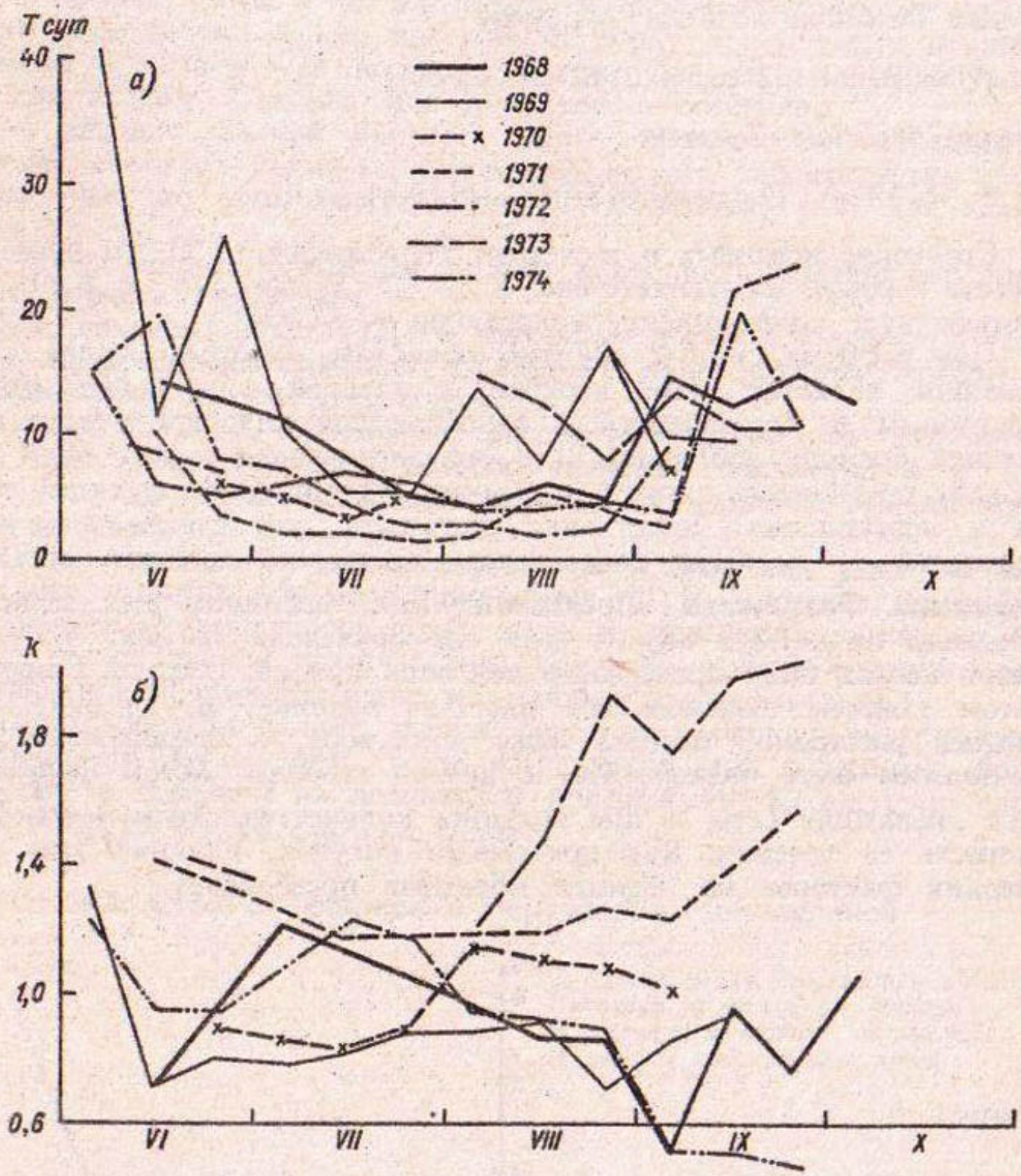


Рис. 4.2. Изменения во времени параметров $T_{сут}$ (*а*) и k (*б*) однообъемной линейной модели трансформации для бассейна ледника Абрамова.

Обнаруженный ход T подсказывает следующий простой путь усовершенствования однообъемной модели (4.1). Примем, что T изменяется в течение года по косинусоиде, т. е.

$$T = T_0 + A_т \cdot \cos\left[\frac{2\pi}{365}(n - T_т)\right], \qquad (4.3)$$

где T_0, $A_т$, $T_т$ — параметры; n — номер дня, начиная с января. Все эти параметры можно оценить методом наименьших квадратов. Уравнение (4.3) принимает следующий вид:

для бассейна ледника Абрамова

$$T = 37 + 33 \cdot \cos\left[0{,}0172 \cdot (n - 30)\right];$$

для бассейна Туюксу

$$T = 18 + 12 \cdot \cos\left[0{,}0172 \cdot (n - 190)\right].$$

Сравнение истинных и расчетных гидрографов за 21 год показало вполне хорошее их соответствие: в 80 % случаев $S/\sigma < 0{,}60$, что соответствует коэффициенту корреляции $r > 0{,}80$.

При расчетах стока с крупных объектов, возможно, более обоснованной является схема изохрон, о которой речь пойдет ниже. Некоторым ее совмещением с однообъемной является учет в последней времени добегания. Для его определения может быть полезным применение авто- и взаимнокорреляционных функций стока и поступления. Естественно допустить, что сдвиг максимума последней $\tau_д$ является показателем некоторого среднего времени добегания. Результаты определения этой величины для ледника Абрамова за летний период всех лет приведены на рис. 4.3. Априори нельзя было предсказать вид этой кривой: с одной стороны, летом таянием охвачена вся площадь ледника, и, казалось бы, среднее расстояние пробега воды до створа, а следовательно, и $\tau_д$ должны быть больше. Но, с другой стороны, летом формируется дренажная сеть, и при больших количествах воды возрастает скорость ее течения. Как показывает рисунок, влияние этих последних факторов на леднике Абрамова преобладает.

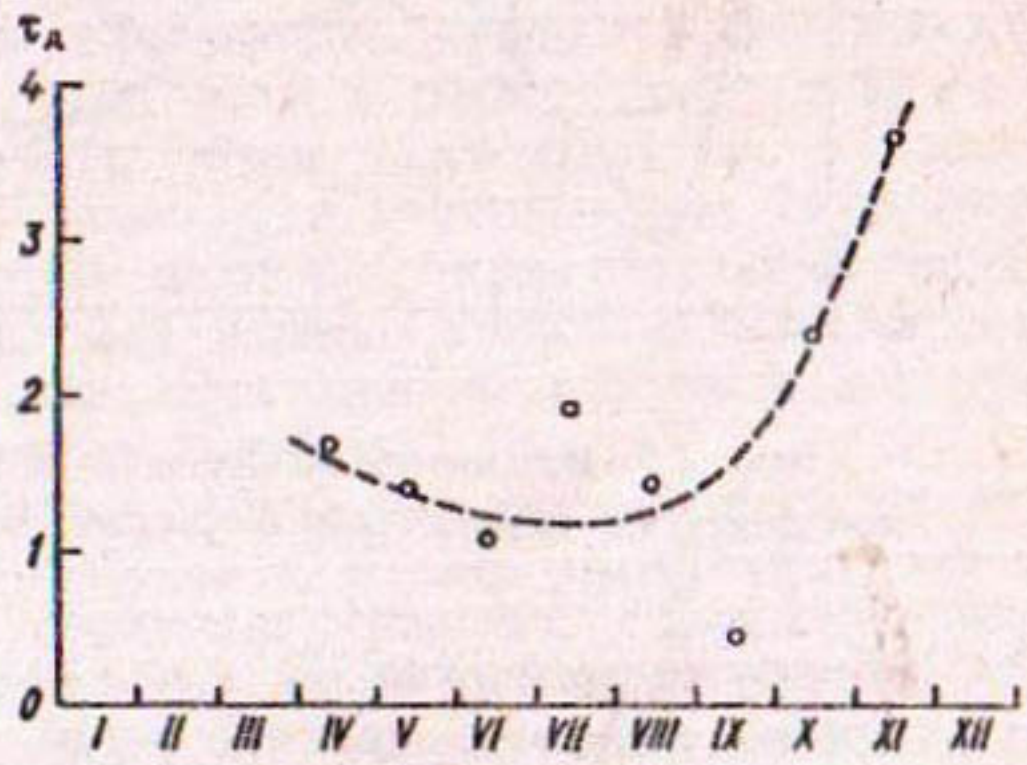


Рис. 4.3. Зависимость сдвига максимума взаимнокорреляционной функции поступления воды и стока $\tau_д$ на леднике Абрамова от времени года.

Отметим, что весьма перспективным для оценки параметра τ является анализ временного изменения содержания дейтерия и трития в вытекающей из-под ледника воде [81, 171] и трассировка течения талой воды сквозь ледники (например, [44, 155, 175]).

Подытожим полученные результаты:

— прогноз стока с горноледникового бассейна на декаду можно давать уже сейчас весьма надежно по стоку предыдущего периода времени и температуре текущей декады. Параметры индивидуальны для каждого ледника или ледникового бассейна;

— важной задачей является поиск зависимостей параметров моделей стока от каких-то легкоопределяемых характеристик ледников, как это попытался сделать Г. Н. Голубев [44] для величины T;

— переменные параметры модели приводят к увеличению точности расчета гидрографа.

Как показано ранее [32], в настоящее время для расчетов стока с ледников целесообразно применять лишь простые модели с ограниченным числом параметров.

Помня об этом, критически рассмотрим полученные результаты. Чем объяснить такой разброс значений параметра k и тот факт, что он в среднем больше единицы? Очевидных причин, как минимум две:

1) мы „забыли" о неледниковой части бассейна, хотя на нее в случае ледника Абрамова приходится 40 % площади водосбора и характер формирования стока здесь в принципе другой;

2) расчет таяния снега и льда велся по единой формуле, базирующейся преимущественно на данных о таянии льда.

Таким образом встает задача определить период внутри года (назовем его обучающим), когда измеряемый сток с бассейна формируется в основном на ледниковой поверхности. Кроме того, следует выбрать способ расчета таяния.

4.2. Сток с ледников и окружающих их склонов

С горных высей стремится ручей;
Ниспадая, о камни он вьется,
И журчит, и ворчит, и смеется,
И звенит под сияньем лучей.

О. Туманян

Горноледниковый бассейн состоит из двух принципиально различных по характеру формирования стока поверхностей — ледниковой и неледниковой. В общих чертах роль каждой из них такова. В начале периода абляции велики потери талых вод в ледниках на повторное замерзание и насыщение фирновой толщи. В конце периода ледники отдают аккумулированную ранее воду. Первая волна половодья связана с таянием снега на склонах бассейна. Для годо-

вого интервала принято считать, что сток со склонов определяется количеством осадков, а с ледников — приходом тепла летом (плюс жидкие осадки). Проверим, насколько верны эти схемы для бассейна ледника Абрамова и для бассейна, расположенного в других климатических условиях — в Альпах. Для этого надо сначала разделить сток с бассейна на компоненты, поскольку непосредственно их измерять мы не умеем.

Для расчленения измеренного стока по областям формирования использован простой и, как нам кажется, объективный способ, основанный на сопоставлении результатов параллельных измерений стока с двух или более рядом расположенных бассейнов, сильно отличных друг от друга по степени оледенения. Идея способа, заимствованного у Г. Н. Голубева [44], такова: если высоты ледников в соседних бассейнах примерно одинаковы, и высоты склонов также слабо различаются, то можно допустить, что модули стока со склонов M_f в них одинаковы, так же, как и модули стока с ледников M_g. Тогда M_f и M_g можно определить, решив систему из N линейных уравнений с двумя неизвестными:

$$\begin{cases} F_{g_1} M_g + F_{f_1} M_f = q_1, \\ F_{g_2} M_g + F_{f_2} M_f = q_2, \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ F_{g_N} M_g + F_{f_N} M_f = q_N, \end{cases} \tag{4.4}$$

где N — число бассейнов, F_g и F_f — площадь ледников и окружающих склонов соответственно; q — расход воды. Цифры означают номера водосборов. Величина q должна браться за достаточно большие периоды, чтобы избежать влияния возможно разного времени добегания. Кроме того, система (4.4), как и каждый из ее элементов, справедлива только для периода половодья на ледниковых реках, когда можно пренебречь подземным питанием реки. Для этого периода мы ее и применим, — попытаемся расчленить средние многолетние гидрографы. Кроме того, проверим пригодность метода для годовых интервалов.

Нами были использованы результаты измерений стока в течение 1968—1975 гг. (всего 8 лет) со всего бассейна ледника Абрамова на р. Коксу и с двух частных водосборов, расположенных в пределах первого на правом борту долины. Данные по стоку так же, как F_g и F_f, для главного бассейна заимствованы из работы [88]. Для частных водосборов площади определялись по карте масштаба 1:25000. Разница средних высот склонов в бассейнах, так же, как и ледников, не превышает 150 м.

Для Альп использованы данные Эртера и Зунке [154] по стоку с бассейна ледника Фернагт, являющегося частным в водосборе р. Эцталер, и еще по трем створам, расположенным ниже по реке. Пе-

риод параллельных наблюдений — с 1974 по 1980 г. (всего 7 лет). Вслед за авторами работы [154] назовем верхний створ *VB*, а нижние — *RA*, *VA* и *OA*. Разница средних высот водосборов для створов *VB* и *OA* равна 0,7 км, однако слой годового стока от верхнего створа к нижнему падает незначительно, — с 1250 до 1100—1150 мм, судя по мелкомасштабным рисункам из работы [154]. Это, по-видимому, свидетельствует о близости модулей стока с различных частей бассейнов друг к другу.

Сначала проанализируем средний многолетний гидрограф.

Данными о распределении стока по месяцам для створа *RA* мы не располагаем, поэтому привлечены результаты измерений только по трем другим (за период май — октябрь, всего 6 месяцев). Таким образом для Альп система (4.4) при N-3 была решена 6 раз. Для бассейна ледника Абрамова по измерениям за июнь — сентябрь соответственно 4 раза. Полученные модули приведены на рис. 4.4.

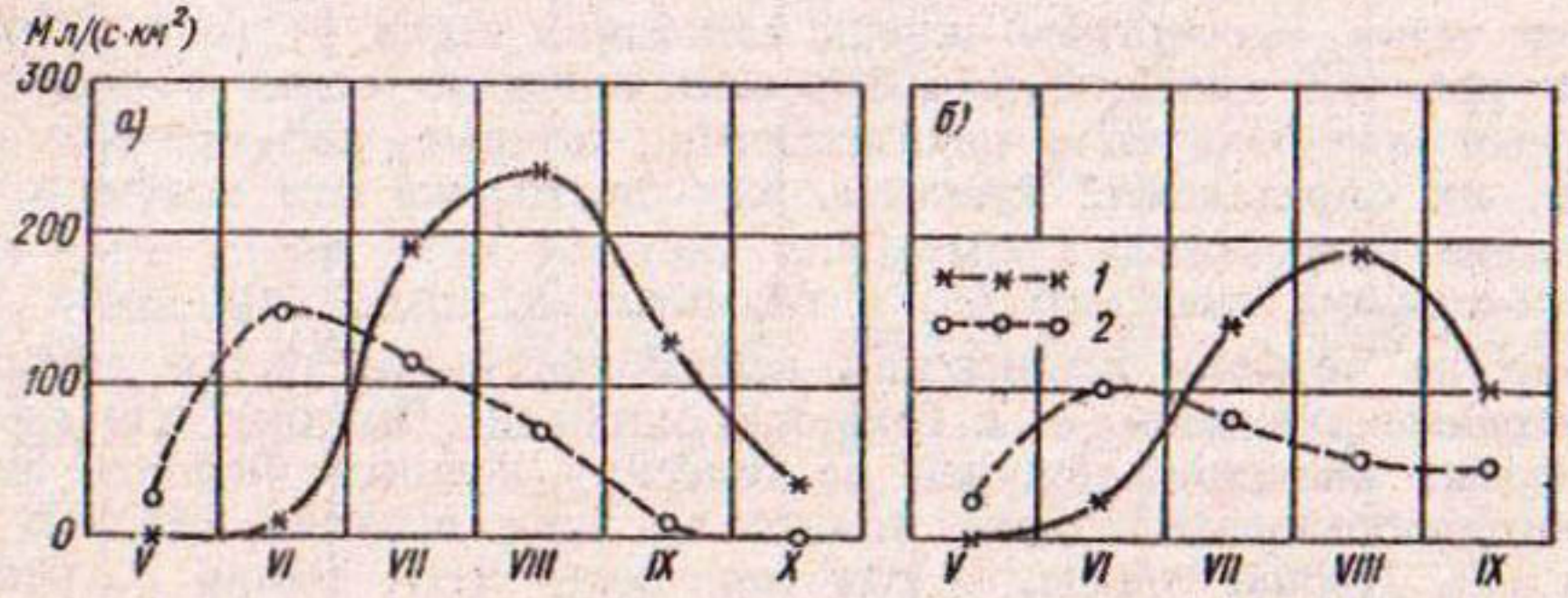


Рис. 4.4. Внутригодовой ход модулей стока *M* с ледников (*1*) и окружающих их склонов (*2*).
***а*) бассейн ледника Абрамова; *б*) бассейн ледника Фернагт.**

Отчетливо видно, что в Альпах колебания модулей стока с обеих поверхностей носят более плавный характер. Уже в июле водоотдача с единицы площади ледника Фернагт превышает удельную водоотдачу со склонов, однако, столь резкого падения M_ρ как в бассейне ледника Абрамова, не происходит. Видимо, большое количество жидких осадков (летний максимум) и меньшая амплитуда внутригодовых изменений температуры воздуха в близких к океану Альпах уменьшают амплитуды модулей и делают меньшей разницу их друг с другом. Для района ледника Абрамова характерен глубокий летний минимум осадков. Уменьшение степени заснеженности склонов в июле происходит почти скачком (этому также способствует и крайняя неравномерность залегания снега). Влага, поступающая на склоны во время редких летних снегопадов, скорее всего, расходуется на испарение.

Несмотря на эти различия, полученные результаты в целом подтверждают сложившиеся представления о роли каждой из рассматриваемых зон в формировании гидрографа половодья. В самом деле, и в Средней Азии и в Альпах первая, относительно невысокая волна половодья есть результат таяния снежного покрова на внеледниковой части водосбора. В конце периода таяния ледники отдают аккумулированную ранее воду. Регулирующая роль ледников особенно отчетливо видна при рассмотрении результатов по нашему бассейну, — в сентябре, при температуре воздуха, равной в среднем 1,7 °С, сток с ледников выше (!), чем в июле, при температуре воздуха 6,1 °С.

Очевидно, несинхронность стока с различных поверхностей в некоторой степени нивелирует внутригодовые флуктуации стока с бассейна в целом. Другой важный вывод: во второй половине половодья даже для нашего бассейна, 40 % площади которого свободно ото льда, можно с приемлемой точностью рассматривать измеряемый сток как сток с ледников. Итак, границы обучающего периода ясны. Рассмотрим теперь колебания стока от года к году.

На рис. 4.5 сравниваются годовые значения стока с рассматриваемых поверхностей с показателями, которые, как принято полагать, их определяют. Уточним, как построены эти графики.

Анализ результатов применения системы (4.4) при $N = 4$ для расчета годовых значений M_g и M_f показал, что норма стока для каждого из четырех альпийских водосборов определяется хорошо, а ежегодные значения — с большой ошибкой. Поэтому для оценки годовых значений модулей по бассейну ледника Фернагт было решено использовать данные только по двум верхним створам — *VB* и *RA*. Проще говоря, 7 раз (по числу лет), меняя q, решались совместно два следующих уравнения

$$\begin{cases} F_{g_{vb}} M_g + F_{f_{vb}} M_f = q_{vb}, \\ F_{g_{ra}} M_g + F_{f_{ra}} M_f = q_{ra}, \end{cases}$$

где q — средний годовой расход воды, а индексы означают принадлежность к тому или иному водосбору.

Сведениями о поступлении влаги на различные виды поверхности (обозначим их W_g и W_f) в бассейне альпийского ледника мы не располагаем. Поэтому по данным Рейнварта [116] были рассчитаны их индексы:

$$W_g^* = X - B_g, \quad W_f^* = X,$$

где X — средний по бассейну годовой слой осадков, B_g — годовой удельный баланс ледника. На рис. 4.5 для ледника Фернагт даны зависимости $M_g(W_g^*)$ и $M_f(W_f^*)$. Для удобства сравнения аргументы и функции выражены в слоях.

Для ледника Абрамова мы смогли определить слои стока только за период июнь — сентябрь, так как в холодное время года измерения стока с двух частных водосборов не проводились. Однако объем стока р. Коксу за июль — сентябрь составляет в среднем 86 % от годового; видимо, допустимо рассматривать полученные значения как слегка заниженные годовые. Данные о таянии ледников и осадках заимствованы из работы [88].

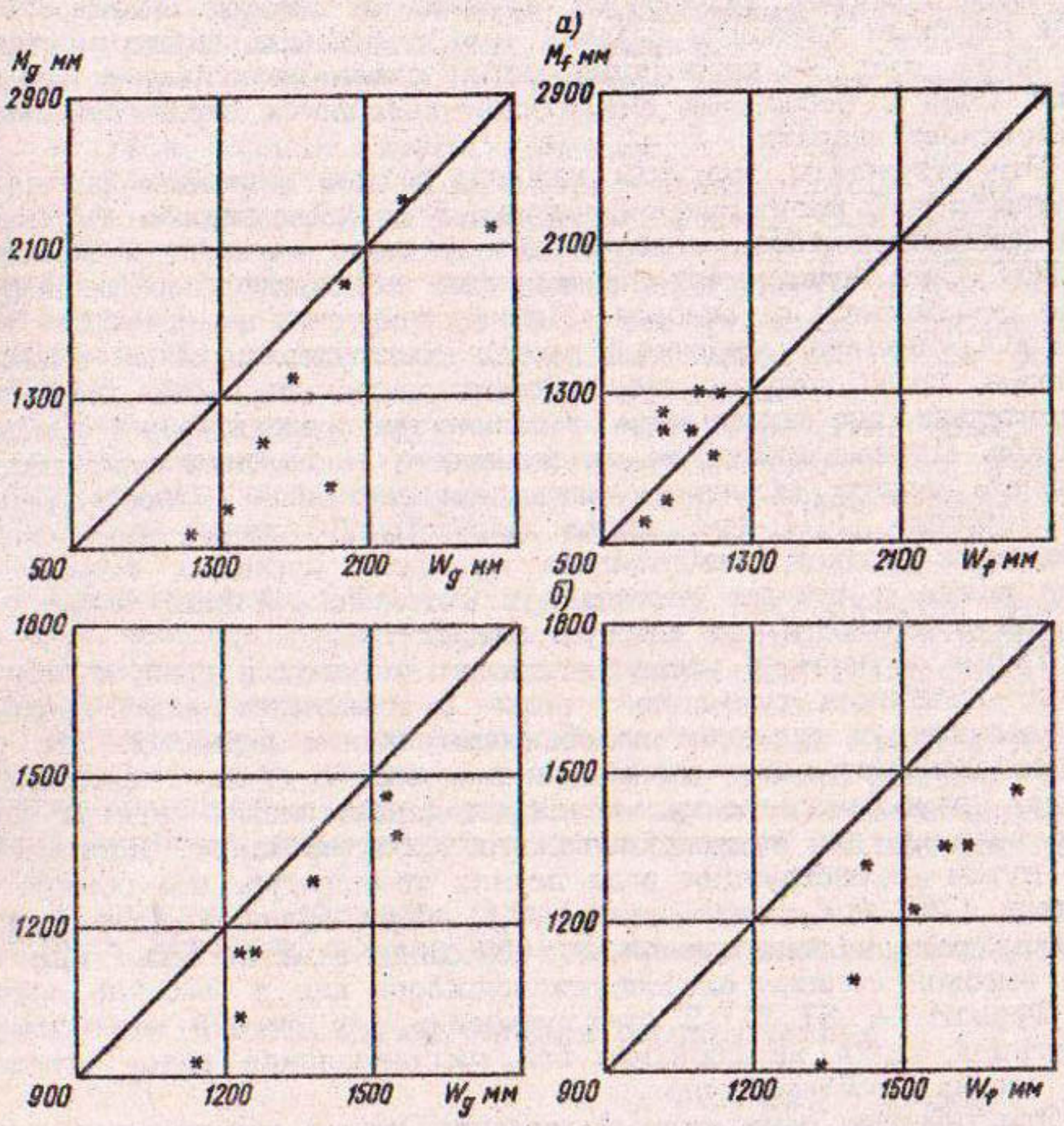


Рис. 4.5. Сравнение годового стока с ледников M_g и склонов M_f с годовым поступлением воды на эти поверхности (W_g, W_f).
а) бассейн ледника Абрамова, *б*) бассейн ледника Фернагт.

Как видно из рис. 4.5, в обоих бассейнах прослеживается тесная связь между годовыми величинами поступления и стока с ледниковой поверхности. Интересно, что для ледника Фернагт

связь оказалась даже более тесной, хотя для оценки суммы таяния и жидких осадков мы применили довольно грубый показатель.

Иначе обстоит дело со стоком со склонов. Если результаты для альпийского бассейна вполне укладываются в сложившиеся представления (обнаружена тесная связь стока с осадками), то для нашего это не так. Не столь важно то, что в некоторые годы сток превышает поступление. Это можно было бы объяснить неудачным подбором зависимости осадков от высоты. Главное, что сток отражает вариации осадков только в самых общих чертах и не более того, — корреляция между ними практически отсутствует. Сток с небольшой амплитудой колеблется около некоторого постоянного значения.

Эти результаты, как нам кажется, можно объяснить различием внутригодового распределения осадков. В бассейне ледника Абрамова, как уже упоминалось, подавляющая их доля выпадает в холодный период. Снег подвергается интенсивному метелевому перераспределению, — сносится со склонов и концентрируется на ледниках. Возможно, существует некоторый предел „снегоудерживающей емкости" склонов, после которого запасы снега на них меняются очень незначительно, вне зависимости от количества продолжающих выпадать осадков. Прямые измерения интенсивности накопления снега на небольшом участке склона — навеянном снежнике — подтверждают эту гипотезу [111] (см. также главу 7). В Альпах, при летнем максимуме осадков, значительная их часть, очевидно, выпадает в виде дождя и тут же поступает в сток. Летний снег также тает на той поверхности, на которую выпал.

Таким образом, в условиях летнего минимума осадков межгодовые колебания суммарного стока с горноледникового бассейна определяются в основном колебаниями таяния ледников. Это упрощает реконструкцию многолетних вариаций стока с бассейна и делает возможным оценку численных характеристик спектра годовых величин для гидротехнического проектирования. Достигается это путем реконструкции ряда летних температур, что обычно не сложно [26] (см. также раздел 4.6). При большой доле летних осадков роль неледниковой части бассейна заметна даже при такой высокой степени оледенения водосбора как в бассейне ледника Фернагт — 87 %. В этих условиях для оценки многолетних тенденций стока не обойтись без восстановления рядов осадков, что весьма проблематично.

Отметим еще один важный момент. Оценка аккумуляции снега на неледниковой части бассейна в районе, где большая часть осадков приходится на холодный сезон, крайне затруднена. Прямые измерения зачастую невозможны из-за лавинной опасности. Ошибки обычно используемых расчетных схем, основанных только на сведениях о количестве осадков, велики.

Примененный метод расчленения стока по областям его формирования выглядит несколько упрощенным, что может вызвать сомнения в надежности полученных результатов. Поэтому здесь

перечислим ряд доказательств, естественно, косвенных, подтверждающих достоверность оценок.

По данным Эшер-Веттер и др. [100], интенсивность нарастания объема стока со склонов бассейна ледника Фернагт максимальна в июне — июле, затем падает, но не резко. По визуальным же наблюдениям в бассейне ледника Абрамова, к началу августа снежный покров на склонах стаивает на всех абсолютных высотах. Эти факты хорошо согласуются с выявленным внутригодовым ходом интенсивности водоотдачи со склонов.

В пользу результатов по годовым величинам свидетельствует следующее:

а) само наличие связей, приведенных на рис. 4.5;

б) анализируя рис. 4.5, можно оценить потери стока с различных поверхностей на альпийском леднике. Они численно равны расстоянию по вертикали от линии связи до биссектрисы графика. Как видим, для ледниковой поверхности потери меньше. Думается, что для условий Альп это реальное соотношение — потери стока на повторное замерзание воды в „теплом" леднике меньше испарения с окружающих его склонов.

Таким образом, параллельные гидрометрические измерения в соседних бассейнах с различной степенью оледенения позволяют получать новую интересную информацию о закономерностях формирования стока. В программах полевых исследований это следует учесть.

Горноледниковый бассейн как система формирования стока обладает чертами саморегулирования. Это выражается в перераспределении стока ледниками и несовпадении пика стока с них с пиком стока со склонов.

В климатических условиях горных районов Средней Азии, в отличие от Альп, многолетние колебания стока с бассейна со значительным оледенением связаны прежде всего с колебаниями таяния ледников, роль осадков в этом процессе проявляется гораздо слабее.

В августе — сентябре подавляющая часть стока с бассейна ледника Абрамова формируется на поверхности ледников.

4.3. Выбор способа расчета таяния

И я не знаю, куда идти.
Все равно ошибаюсь дверью.
Мне каких святых почитать бытии,
Если я ни в одно не верю?

Н. Глазков

Следующая важная задача — выбор оптимального способа расчета таяния. В настоящее время для такого расчета существует масса эмпирических формул, которые можно разделить на две большие группы. В первой аргументом является температура воз-

духа θ, а во второй учитывается еще и поглощенная солнечная радиация $B_к$. Полная сводка формул для Средней Азии сделана В. Г. Коноваловым [74]; им же получены выражения для расчета суточного удельного таяния ab (г/(см^2 · сут)$^{-1}$) на леднике Абрамова:

$$ab = 0{,}0081 \cdot B_к + 0{,}35 \cdot \theta - 0{,}71, \qquad (4.5)$$

$$ab = 0{,}69 \cdot \theta + 2{,}72. \qquad (4.6)$$

Здесь величина $B_к$ выражена в кал/(см^2 · сут). Если результат вычислений по формулам (4.5) или (4.6) оказывается отрицательным числом, то ab считается равной нулю. Обе формулы получены по данным наблюдений за таянием в одной точке на языке ледника Абрамова на высоте 3,84 км. Какую из них выбрать?

Перечислим доводы в пользу расчета таяния только по θ:

— В. Г. Коноваловым доказана высокая информативность предложенного им индекса баланса массы ледника I_b для описания режима ледника и стока. В первоначальном варианте I_b фигурируют только осадки и летняя температура воздуха;

— с помощью величин годового таяния, рассчитанных по среднелетней температуре воздуха, были решены многие важные вопросы: получены сведения о распределении аккумуляции и абляции на ледниках для целых горных стран [84, 139]; определен ход индекса баланса массы для больших групп ледников Средней Азии и показано, что он характеризует тенденции колебаний ледников [38]; восстановлены изменения баланса массы ледника Абрамова [64]; получен метод датировки годовых слоев в фирновой толще горного ледника [39];

— изменения в пространстве осадков, снегозапасов, площади ледника и бассейна мы заменяем зависимостями от абсолютной высоты. С высотой меняется и θ. Это один из важных доводов против введения в расчеты величины $B_к$, для которой далеко не безразлично положение точки в плане.

Однако существуют доводы и не в пользу расчета таяния только по температуре воздуха. Так, дополнив состав I_b безразмерной аномалией облачности, В. Г. Коновалов обнаружил существенное увеличение тесноты связей I_b со многими показателями режима ледников и стока. Оказалось, что расчет таяния с учетом еще и $B_к$ дает для Туюксуйских ледников лучшую сходимость годового таяния, дат схода снега и т. п. с измеренными значениями, чем расчет только по θ [74].

Для большого круга задач, очевидно, не обязательно совпадение рассчитанного таяния с фактическим, а нужно лишь соответствие в описании пространственно-временной изменчивости процес-

са, причем расчет по θ позволяет очень просто этого добиться. Соглашаясь с этим положением, мы уже пользовались и будем пользоваться формулой (4.6) для решения задач, в которых абсолютные значения параметров были не столь важны — при оценке возможностей применения линейной модели формирования гидрографа, при реконструкции колебаний массы многолетнего снежника (см. главу 7). Для решения же других проблем, где желательна оценка истинных величин поступления, попытаемся усовершенствовать алгоритм расчета таяния по температуре воздуха так, чтобы его преимущества сочетались с бесспорным достоинством двухфакторных формул — получением величин абляции, близких к истинным. Для этого сравним результаты вычисления таяния для сети реек, полученные по формулам (4.5) и (4.6), с результатами измерений и друг с другом. (Это сравнение выполнено нами совместно с Н. Р. Аджиумеровым.)

Были использованы следующие данные: измеренные в 1981 г. величины годового таяния в 72 точках на языке ледника в интервале высот 3,65—4,25 км и измеренные на теле ледника на высоте 3,84 км среднесуточные температуры воздуха. Мы намеренно оперируем величинами годового таяния, так как известно, что ошибки определения таяния тем меньше, чем больше интервал времени. Одна из главных причин этого заключена в том, что таяние на практике измеримо лишь на языках ледников при таянии льда в промежутки времени без осадков. В общем же случае в течение периода абляции за любой интервал времени на леднике измеряется только убыль вещества в поверхностном слое, а таяние рассчитывается арифметическим суммированием этой измеренной величины с суммой выпавших за это время твердых осадков. Так как около каждой вехи, используемой для измерения таяния, не поставишь осадкомера, то для расчета осадков используются их эмпирические зависимости от абсолютной высоты, причем связи эти работают только для больших промежутков времени.

Кроме перечисленных исходных данных для проверки формулы (4.5) была привлечена еще и такая информация: измеренные для каждой из 72 точек А. Огудиным и Ю. Фрейфельдом закрытость горизонта по азимутам (с шагом 10°), углы наклона поверхности и экспозиции; измеренные в 1981 г. величины накопления снега к началу таяния; суточные суммы осадков, измеренные в 1981 г. на высоте 3,84 км, и значения интенсивности суммарной радиации в сроки наблюдений за каждые сутки; результаты измерений альбедо льда по точкам за прошедшие годы из работы [88].

Расчет суточных сумм суммарной радиации велся с учетом времени восхода и захода солнца за каждые сутки. Эти моменты определялись по известным формулам [121] с учетом закрытости горизонта горами. При вычислении $B_к$ по методике Л. Н. Боровиковой, Ю. М. Денисова и др. [96] принимались во внимание угол наклона и экспозиция. Суточные суммы осадков определя-

лись с помощью зависимости (2.1), что позволило, с учетом снегонакопления к началу таяния, производить посуточный контроль того, что тает, — снег или лед. В случае таяния снега его альбедо принималось согласно рекомендациям В. Г. Коновалова [74], при таянии льда — бралось по измеренным средним значениям в прошедшие годы [88]. Для проверки формулы (4.6) потребовалось всего-навсего привести к нужным высотам измеренную θ с помощью ее вертикального градиента. Суммирование суточных значений таяния дало годовую величину для каждой точки.

Измеренное поле годового удельного таяния показано на рис. 4.6 *а*, рассчитанное по формулам (4.5) и (4.6) — на рис. 4.6 *б* и 4.6 *в*, соответственно. Как видим, изолинии годового таяния причудливо вытянуты вдоль языка ледника в нижней и средней его части, а в верхней залегают поперек ледника. Так как изогипсы в общем простираются поперек ледника, то ясно, что в пределах одной высотной зоны изменчивость таяния велика. Все же уменьшение таяния с высотой отчетливо проявляется, но это только основная тенденция. Показать всю пестроту распределения таяния на карте не представляется возможным — положение изолинии зависит от способа интерпретации данных. Поэтому рис. 4.6 *а* несет в себе элемент субъективности. Основные причины мозаичности распределения таяния — изменяющиеся случайно, скачком, факторы, такие, например, как отдельно лежащие валуны, микроручейковая сеть на поверхности ледника или различные формы коры таяния, близость и морфология скального склона, учесть влияние которых для каждой точки невозможно.

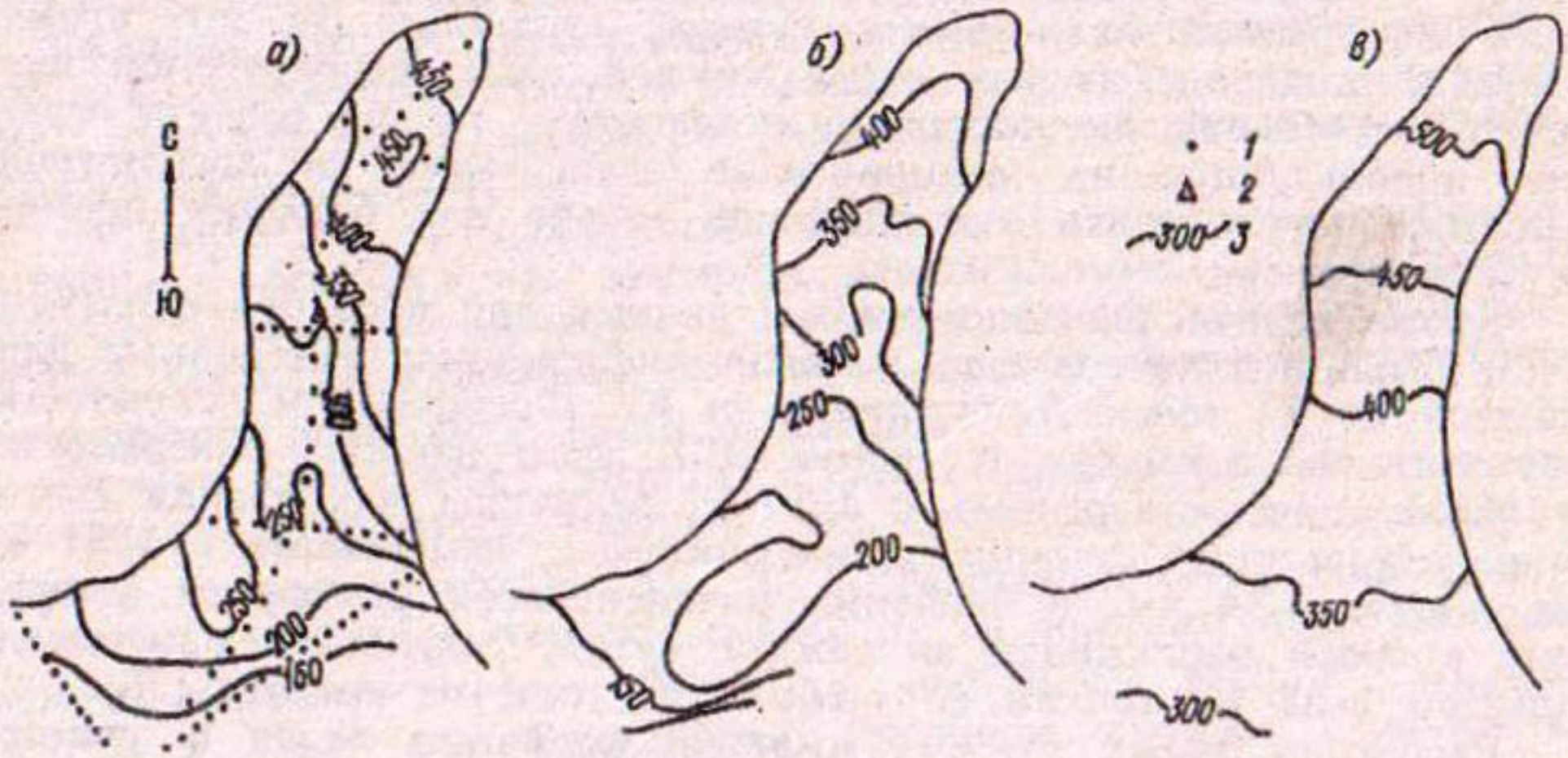


Рис. 4.6. Распределение годового удельного таяния (г/см^2) на языке ледника Абрамова.

а) измеренное, *б*) и *в*) — рассчитанное по формулам (4.5) и (4.6) соответственно; *1* — точка измерений, *2* — пункт „ледник", *3* — изолинии таяния.

В расчетах мы оперируем аргументами, которые полагаем плавно меняющимися в пространстве: температурой воздуха, суммарной радиацией. Даже используя такую „мозаичную" переменную, как отражающая способность льда, мы вынуждены применять некоторую осредненную из измеренных в районе каждой точки величину, так как методика измерения альбедо до сих пор остается не до конца разработанной [87]. Осредненное же значение ее довольно четко возрастает от конца языка ледника к его верховьям [88]. С помощью плавно меняющихся аргументов измеренное поле таяния описывается только в общих чертах. Так, например, тенденция уменьшения таяния во многом объясняется падением температуры воздуха с высотой. То что изолинии в нижней части ледника идут вдоль его оси, а затем располагаются поперек, отчасти связано с разницей в значениях приходящей радиации из-за неодинаковой затененности бортов, что хорошо иллюстрирует рис. 4.7. На рисунке приведены изолинии возможного

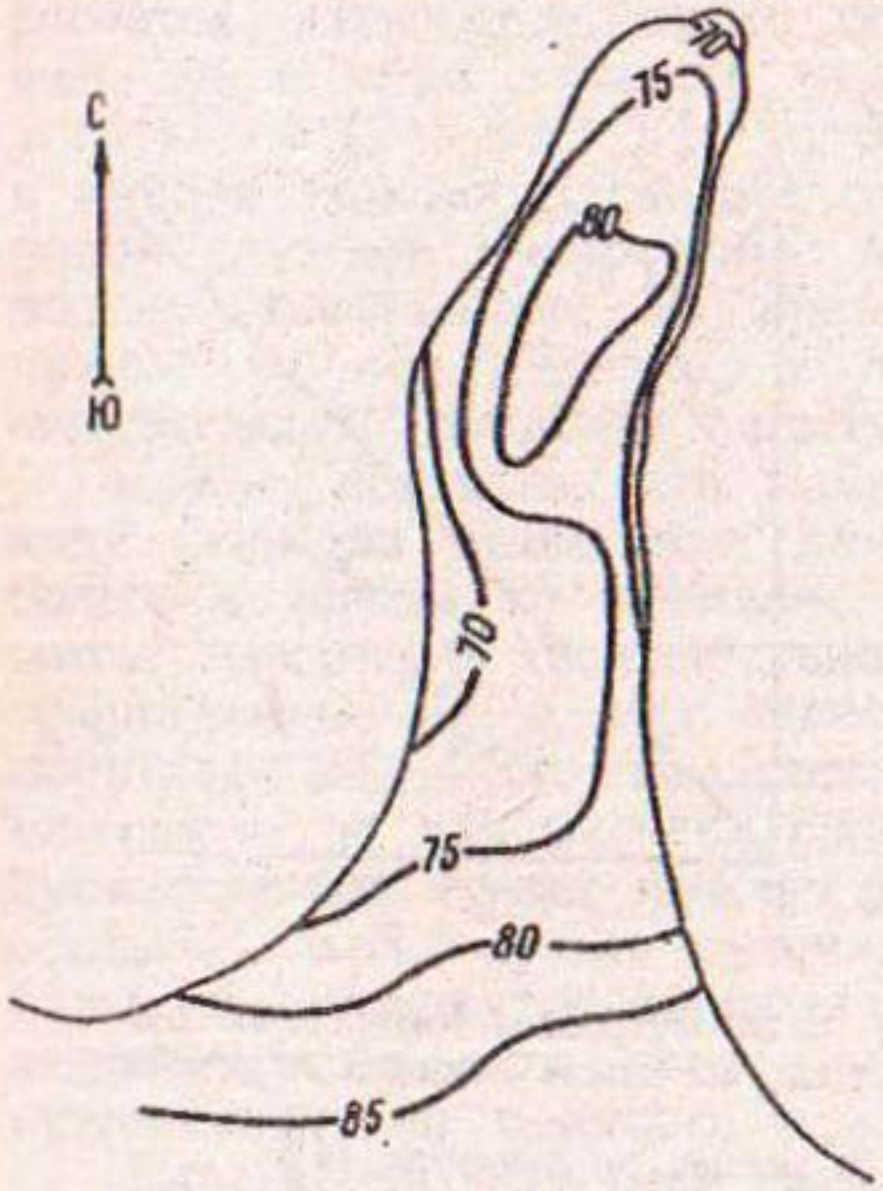


Рис. 4.7. Изолинии максимально возможного числа часов облучения солнцем поверхности языка ледника Абрамова за май - сентябрь в процентах от возможного на той же широте при отсутствии затенения горами.

числа часов облучения поверхности ледника солнцем за весь сезон абляции. Характер расположения изолиний этой величины и таяния во многом сходен — в верхней части меняется общее направление изолиний, заметно уменьшаются значения от восточного борта к западному в средней части языка ледника; совпадают локальные максимумы в нижней.

Итак, уже на этапе построения карты таяния и в самом начале проверки расчетных формул стало ясно, что в деталях описать изменчивость поля таяния на леднике практически невозможно, даже используя массу информации при вычислениях по формуле (4.5). Слишком велик набор факторов, не поддающихся учету. И в самом деле, картины распределения расчетных величин имеют очень мало общего с измеренным распределением, за исключением тенденции уменьшения с высотой. Как расчет по далеко не двухфакторной (что понятно из изложенного) формуле (4.5), так и вычисления с учетом одной только температуры воздуха, в результате которых, естественно, получается, что изолинии простираются по изогипсам, не позволяют определить величину таяния в каждой точке. Но для наших задач это не столь важно. Достаточно иметь способ расчета среднего для любой высоты удельного таяния. В пользу такого подхода свидетельствует и то, что изменчивость таяния с высотой намного превышает вариации в плане. Поэтому сравним среднее для 50-метровых интервалов высоты таяние с рассчитанными значениями (рис. 4.8).

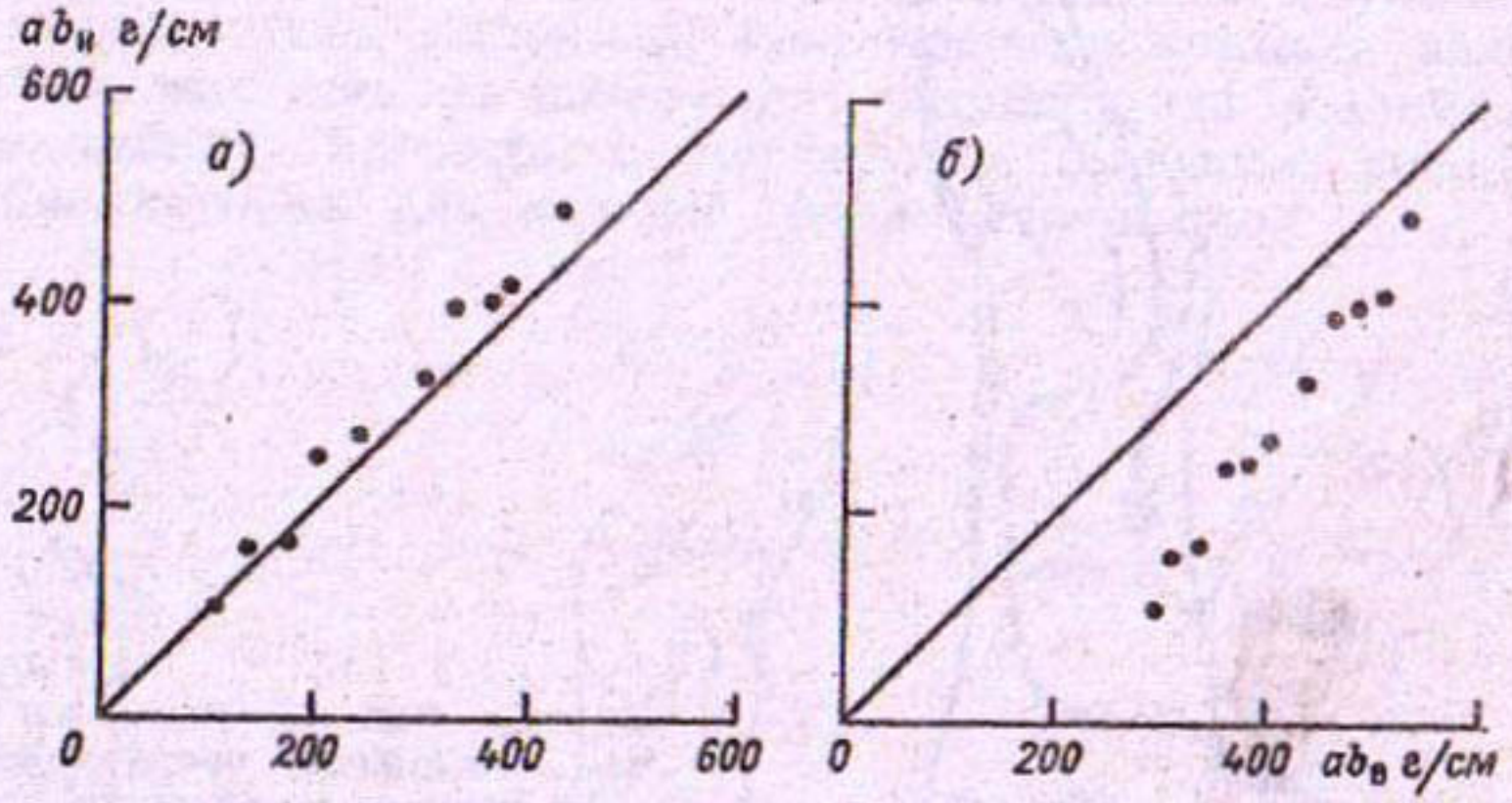


Рис. 4.8. Сравнение среднего по 50-метровым интервалам высоты измеренного удельного таяния $ab_и$ на языке ледника Абрамова с рассчитанным $ab_в$.
а) расчет по формуле (4.5), *б*) расчет по формуле (4.6).

Как видно, формула (4.5) дает несколько заниженные, а формула (4.6) — сильно завышенные значения. Почему формула (4.5) дает результаты, близкие к истинным для любой из рассмотренных высотных зон на леднике, тогда как формула (4.6) завышает результаты для верхних зон (точки в левой части рис. 4.8 *б* лежат значительно ниже биссектрисы) при том, что для малых высот результаты вычислений по формуле (4.6) также

близки к истинным? Причина, несомненно, в следующем: обе формулы базируются в основном на результатах измерения таяния льда. Поэтому в нижних зонах, где вес абляции льда в суммарной абляции велик, формула (4.6) дает хорошую сходимость. Учет поглощенной радиации делает формулу (4.5) универсальной и позволяет учитывать специфику таяния снега. Поэтому она работает для всех зон вне зависимости от вклада таяния снега в суммарное таяние.

Думается, что получив зависимости таяния от температуры воздуха отдельно для снега и льда, мы сумеем рассчитать таяние, близкое к истинному, за любые промежутки времени до суток включительно. Коэффициент корреляции (не путать с корреляционным отношением, определенным по абсолютной сходимости измеренных $ab_{г,и}$ и вычисленных $ab_{г,в}$ величин) связи фактического таяния с рассчитанным по θ даже с помощью столь грубой формулы, как (4.6), равен 0,97, что несколько выше, чем с рассчитанным по двухфакторной формуле (4.5) — 0,95.

Не в пользу двухфакторных формул говорят и результаты их авторской проверки путем сравнения годовых объемов суммарного таяния ледников Туюксу и Абрамова за ряд лет с результатами расчетов. При этом также обнаружены систематические занижения, да и сама точность оценок для ледника Абрамова нас не устраивает [74, рис. 3.1.1 и 3.1.2 *а*]. Причины этого, отчасти, — в выборе эталона и способе определения параметров формул. Эталоном служили низкоточные декадные данные по таянию, а главное — измеренные, по крайней мере на леднике Абрамова, в пункте на оси ледника, а не по сети реек. Затем параметры определялись методами регрессии.

Можно показать, что полученная осреднением данных за декаду формула применима для расчетов таяния с таким же или большим шагом во времени, но не с меньшим. Увеличение периода осреднения относительно необходимого меняет не только коэффициенты, но и вид зависимостей — они могут стать нелинейными [32]. Это налагает важное требование к необходимой нам формуле для расчета посуточного таяния. Параметры ее следует получить путем подбора по суточным значениям θ, но таким образом, чтобы сумма суточных значений таяния за как можно больший промежуток времени оказалась равной или близкой к измеренному по сети реек таянию. (Это еще раз напоминает об исключительной ценности длинных рядов измерений.)

Попытаемся получить параметры выражения (4.6), но отдельно для снега и льда. Таким образом удастся учесть различный вклад солнечной радиации в таяние снега и льда, так как эти поверхности наиболее сильно отличаются друг от друга отражающей способностью. Различия в альбедо между загрязненным и чистым льдом или между мокрым загрязненным и чистым сухим снегом меньше [74]. Для каждого высотного интервала будем подбирать свои параметры, так как не исключено, что они меняются с аб-

солютной высотой. Такой подход представляется нам наиболее соответствующим специфике информации.

Перечислим использованные материалы наблюдений за 1968—1983 гг. (всего 16 лет): 1) измеренные годовые величины таяния, средние по площади десяти 100-метровых высотных зон в пределах ледника Абрамова; 2) измеренные средние по площади снегозапасы к началу периода таяния в тех же зонах; 3) измеренные в пункте станции „морена" суточные суммы осадков и среднесуточные температуры воздуха за все годы. Для расчета суточных сумм аккумуляции по высотам в течение периода таяния вновь пришлось использовать связь (2.1). При перерасчете температур воздуха с морены на ледниковую поверхность использовалась зависимость (2.2).

Для каждого высотного интервала подбирались коэффициенты K и $\Delta\theta$ в формуле

$$ab = \begin{cases} K_c(\theta + \Delta\theta_c) & \text{при } W_{ср} > 0, \\ K_л(\theta + \Delta\theta_л) & \text{при } W_{ср} = 0, \\ 0 & \text{при } \theta < -\Delta\theta, \end{cases} \qquad (4.7)$$

где $W_{ср}$ — водность снега на поверхности ледника. Индексы указывают вещество, которое тает, — снег или лед. Для высот более 4,1 км полагали, что и после схода снега зависимость $ab(\theta)$ не меняется, так как при $W_{ср} = 0$ на этих высотах тает фирн, близкий по своему альбедо к снегу. Кроме того, в отдельные годы граница сезонного снега не успевает подняться выше этой отметки к концу периода абляции. Коэффициенты подбирались с помощью программы оптимизации, заимствованной из работы [118], по наилучшему совпадению рассчитанных сумм суточных значений по годам с измеренными за те же годы (всего 16 лет) величинами годового таяния.

Как и ожидалось, коэффициенты зависимостей (4.7) оказались разными, но зависящими от абсолютной высоты, как это показано на рис. 4.9. Аналитические выражения связей таковы:

$$K_c = 0{,}500 + 0{,}206 \cdot \exp(-5{,}34 \cdot \Delta z)$$

$$K_л = 0{,}588 - 0{,}214 \cdot \Delta z$$

$$\Delta\theta_c = 1{,}82 \cdot \Delta z + 1{,}88$$

$$\Delta\theta_л = 2{,}35 \cdot \Delta z + 4{,}28$$

$$\Delta z = z - 3{,}84,$$

где z — высота, км.

Как видно, величина K и для снега и для льда убывает с высотой, а второй коэффициент растет. Такое поведение парамет-

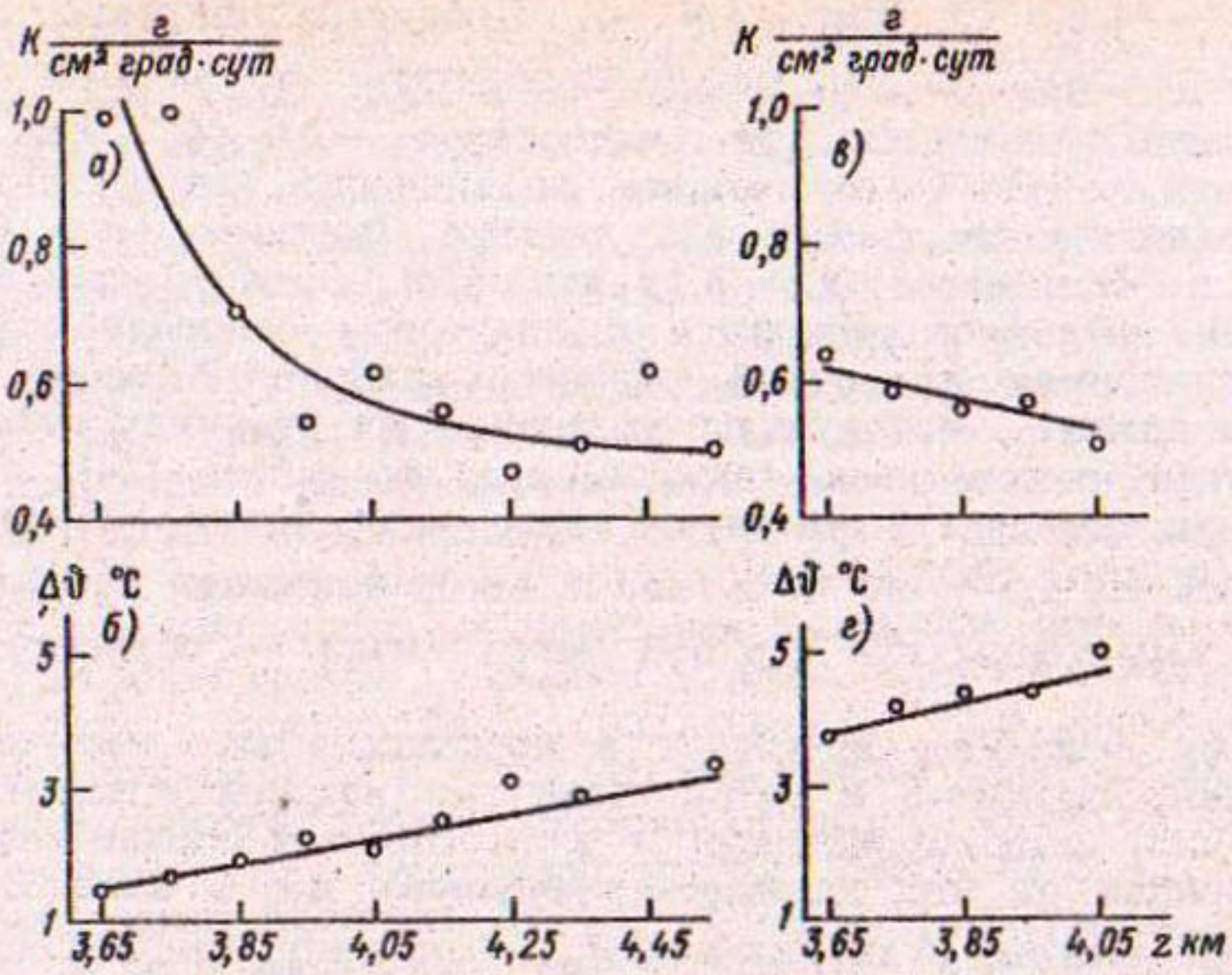


Рис. 4.9. Изменение параметров формул (4.7) с высотой z.
а, *б*) — для таяния снега и фирна; *в*, *г*) — для таяния льда.

ров кажется нам не случайным. Оно связано, скорее всего, с изменением факторов, определяющих радиационную компоненту таяния. В самом деле, если турбулентный поток тепла с высотой меняется однозначно — убывает по причине падения температуры воздуха, то изменение радиационного коротковолнового потока определяется взаимодействием двух противоположных эффектов. С одной стороны, с высотой усиливается интенсивность коротковолновой радиации, а также увеличивается продолжительность светового дня, что хорошо видно на рис. 4.7. Несмотря на высотные изменения облачности, это приводит к росту с высотой поступающей суммарной коротковолновой радиации в пределах большей части долинного ледника [143]. С другой стороны, альбедо ледниковой поверхности также растет с высотой, что справедливо и при сплошном покрытии ледника снегом, и для обнажившегося льда отдельно [88]. В результате поглощаемая доля суммарной радиации, расходуемая на прогрев активного слоя и поверхностное таяние, падает. Вариации полученных параметров, скорее всего, связаны с этими двумя процессами. Вполне возможно, что падение K с высотой объясняется уменьшением альбедо поверхности, а рост $\Delta\theta$ — увеличением приходящей радиации.

В пользу такой заманчивой трактовки говорит следующее. Для высоты 4,0 км на нашем леднике температура начала таяния льда

$-\Delta\theta_л$ = —4,6 °С (рис. 4.9 *г*). Проэкстраполировав прямую $\Delta\theta_л(z)$ на высоту 3,12 км, можно подсчитать, что на этой отметке таяние льда начинается при температуре —2,6 °С. Эти оценки всего на 0,2—0,3 °С отличаются от значений, определенных В. Г. Коноваловым по данным для ледника Федченко (z = 4,0 км) и ледника Медвежьего (z = 3,12 км) [74]. Вполне вероятно, что эта группа ледников находится в некотором однородном по фоновым значениям солнечной радиации районе. Априори можно также утверждать, что пункты измерений на ледниках находились на участках чистого льда, так как, судя по работе [74], на каждый градус температуры воздуха выше $-\Delta\theta_л$ таяние на них увеличивалось на 0,5 г/см^2 в сутки, а такие значения $K_л$ на нашем леднике характерны для верхней части языка — области чистого льда.

Любому высотному интервалу в пределах языка ледника Абрамова можно поставить в соответствие тип ледяной поверхности — грязный лед, слабозагрязненный и т. п. Поэтому вполне вероятным представляется то, что, задаваясь значениями $\Delta\theta_л$ в зависимости от абсолютной высоты, а значениями $K_л$ — по типу поверхности, можно для некоторого обширного горного региона рассчитывать таяние ледников и их частей, пользуясь нашими данными. Однако не исключено, что природа выявленных тенденций более сложна и объясняется, например, высотными вариациями связи суммы коротко- и длинноволновой радиации с температурой воздуха [89]; ведь именно наличие этой связи делает в принципе возможным расчет абляции по одной только температуре.

Во всяком случае, применение зависимостей (4.7) с „плывущими" по высоте параметрами оказалось очень эффективным при расчетах поверхностного таяния. Так, рис. 4.10 позволяет сравнить измеренные и вычисленные значения годового таяния в различных высотных зонах ледника Абрамова в 1972, 1978, 1985 и 1986 гг. Совпадение за все годы хорошее, несмотря на то, что в 1972 г. после зимы с обильными осадками в течение очень прохладного лета таял в основном снег; в 1978 г. в течение исключительно жаркого лета — лед и фирн, а данные за 1985 и 1986 гг. — независимая выборка.

Не имея возможности проверить точность расчетов за сутки, так как измеренная с такой частотой абляция не может служить эталоном, мы на рис. 4.11 приводим сравнение дат схода снега в высотных зонах ледника Абрамова, рассчитанных с помощью формулы (4.7) и определенных по измеренной средней высоте сезонной снеговой границы (ССГ) за 1985 и 1986 гг. Высота ССГ в течение сезонов абляции этих лет регулярно измерялась по мере ее подъема по сети реек и геодезическим способом — засечками точек по контуру. Средняя ошибка расчетов по формуле (4.7) оказалась равной 3,5 суток. Хорошая ли это точность? Пред-

ставляется, что хорошая. Во-первых, с помощью формул мы рассчитывали дату схода снега в высотной зоне, а то, что ССГ на некоторую дату измерения находится там же, вовсе не означает, что поднялась она на эту высоту в день съемки, это могло произойти и раньше. Вот почему максимальные по абсолютной величине ошибки расчета имеют знак плюс, — наиболее далеко от биссектрисы на рис. 4.11 расположены точки, отскочившие вверх. Во-вторых, ошибки вычисления средней высоты ССГ как по рейкам, так и геодезическим путем достаточно велики. Ошибки расчета по рейкам связаны с неодинаковой густотой сети реек в различных высотных зонах ледника [88]. При геодезической съемке они возникают уже во время дешифрирования ССГ на местности, так как даже на сравнительно ровной ледниковой поверхности ССГ — это отнюдь не отчетливая линия, как принято считать, а довольно широкая полоса, в пределах которой чередуются участки увлажненного снега, „снежных болот", обнажившегося льда. Особенно сложно определить положение ССГ, когда она поднимается выше фирновой линии. Кроме того, пространственные вариации ее высоты на любую дату измерений очень велики, о чем свидетельствуют данные табл. 4.1, — амплитуда высот может достигать 200 м, стандартное отклонение — 736 м. Поэтому и после тщательной съемки контура ССГ на леднике всегда возникает вопрос: а что считать ее средней высотой. Так, в табл. 4.1 — это среднее арифметическое высот точек, хотя возможны и другие варианты определения, более верные теоретически, но трудно реализуемые. Конечно, снимая с кривой хода высоты ССГ дату начала таяния льда на некоторой высоте, мы за счет ошибок в оценке высоты снеговой границы ошибаемся и в датах. С учетом этого, сходимость „измеренных" дат с рассчитанными представляется вполне приемлемой. Заметим кстати, что точность расчетов годового таяния ледника и дат начала таяния льда, полученные здесь, выше достигнутых В. Г. Коноваловым, применявшим двухфакторные формулы [74].

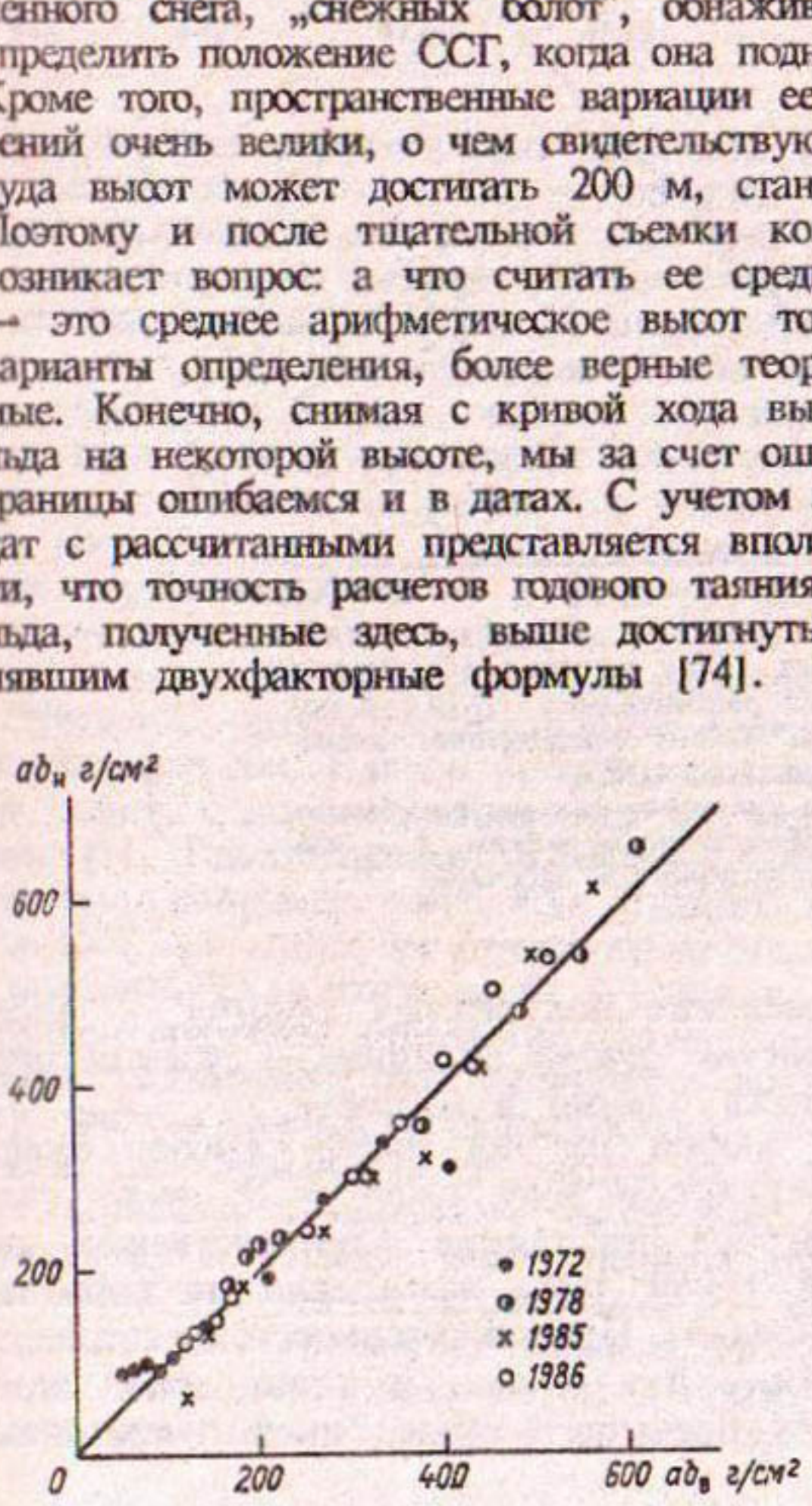


Рис. 4.10. Сравнение среднего по 100-метровым интервалам высоты измеренного ($ab_и$) годового удельного таяния с рассчитанным ($ab_в$) по формуле (4.7).

Можно полагать, что надежный и сравнительно простой способ расчета таяния получен. Однако следует помнить, что основан он на данных только по леднику Абрамова. Но, вероятно, применяя его для системы ледников бассейна, мы также получим достоверные результаты, так как доля площади, приходящаяся на главный ледник, велика. Применим его и для расчета таяния снега на неледниковой части бассейна.

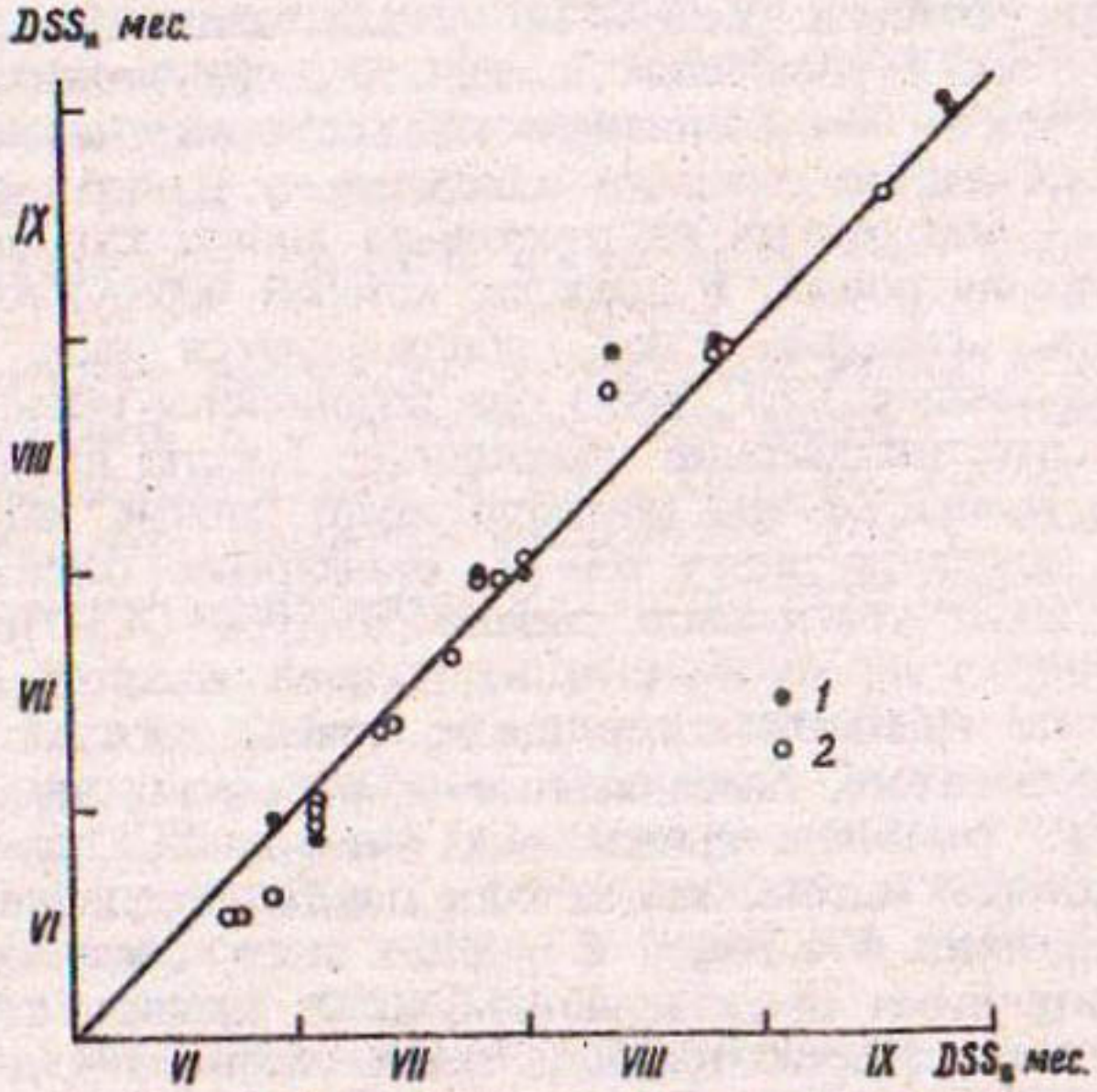


Рис. 4.11. Сравнение дат начала таяния льда в высотных зонах ледника Абрамова в 1985 и 1986 гг., рассчитанных ($DSS_в$) с помощью формулы (4.7) и определенных по высоте снеговой границы ($DSS_н$).

1 — высота снеговой границы определена по снегомерно-абляционным рейкам, *2* — высота измерена геодезической засечкой.

Первое естественное применение полученных формул — определение временных характеристик сезона абляции — важной численной характеристики процесса таяния в бассейне.

Датой начала таяния в любой год на любой высоте будем считать первый день в календарном году с $ab > 0$, даже если вслед за ним имеет место период без таяния. Соответственно, датой окончания — последний такой день, даже если до него таяние долгое время отсутствовало. Продолжительностью сезона с таянием будем считать разницу дат начала и конца плюс одни сутки; естественно, она будет превышать число дней с таянием.

Таблица 4.1

Данные о высоте сезонной снеговой границы (ССГ) на леднике Абрамова летом 1985 г.

Дата съемки	Высоты точек z по контуру ССГ, м			$(z_{max} - z_{min})$ м	σ_z м	Средняя скорость подъема ССГ, м/сут
	z_{max}	$z_{ср}$	z_{min}			
16 VI	3789	3737	3673	116	31,8	
						8,9
28 VI	3920	3853	3795	125	33,1	
						7,8
10 VII	3992	3954	3914	78	18,8	
						5,8
30 VII	4116	4070	4019	97	26,4	
						5,8
28 VIII	4361	4244	4163	198	56,7	

Результаты расчетов для ледников приведены на рис. 4.12, а для неледниковых склонов — на рис. 4.13. Отметим только наиболее важные и интересные, на наш взгляд, особенности.

Сравнение для средней высоты бассейна показывает, что таяние на склонах начинается на 16 дней раньше и заканчивается на 7 дней позже, чем на ледниках. Число дней с таянием на склонах почти на месяц больше, чем на ледниках. Меньше всего с высотой и от года к году изменяется дата конца таяния, и, что важно, разница этой даты на склонах и ледниках невелика. Вполне оправдано поэтому, что за начало гидрологического года принята постоянная конкретная дата — 1 октября [88]. Так, на средней высоте ледников дата последнего дня с таянием устойчиво колеблется около первого, а на склонах — около восьмого октября.

Отчетливо прослеживается уменьшение скорости подъема ССГ с течением времени. Наклон кривой, показывающей изменение даты начала таяния с высотой, становится все меньшим. Причины этого очевидны [9]. Такой характер изменения высоты ССГ наблюдается ежегодно (см., например, табл. 4.1). Видимо, в начальный период таяния, когда ССГ находится на относительно малых высотах, можно и нужно измерять ее высоту часто — раз в 10—15 дней, так как это позволяет получать интересные результаты [52]. После того как наметился устойчивый спад температур воздуха (2—3 декада августа), такая частота съемок нецелесообразна, так как при малой скорости подъема ССГ изменение ее высоты за короткие промежутки времени будет сравнимо с ошибками измерения. Достаточно выполнить еще одну съемку поближе к концу периода абляции (2—3 декада сентября), благо, что эта последняя дата — наиболее стабильная от года к году из всех временных характеристик. Сделав съемку за 15—20 дней до истинного конца таяния, можно, сильно не ошибившись, принять измеренную высоту за максимальную в этом году.

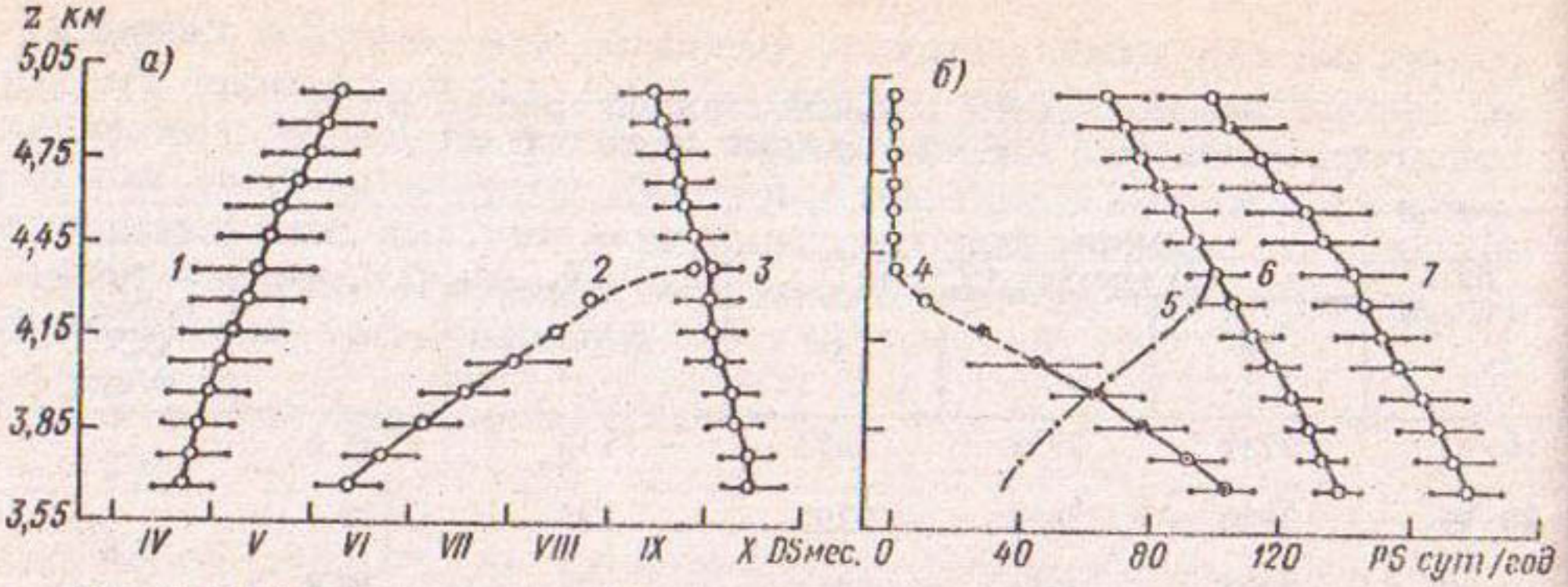


Рис. 4.12 Изменение с высотой *z* средних многолетних характеристик сезона таяния на ледниках дат *DS* (*а*) начала таяния снега (*1*), льда (*2*), конца таяния (*3*) и числа дней *PS* (*б*) с таянием льда (*4*), снега (*5*), их суммы (*6*) и продолжительности периода таяния (*7*).

Длина горизонтального отрезка по одну сторону от кружка соответствует стандарту отклонений.

Кстати, вычисленная дата начала таяния в бассейне приходится на вторую декаду апреля, что совпадает со средней зафиксированной датой начала роста расходов воды после длительного зимнего спада. Из этого следует, что при увязке годового водного баланса надо рассматривать сток с апреля (IV) по март (III) следующего года, а не за гидрологический год (X — IX), как это делалось ранее [88]. Этот факт используем при реконструкции многолетнего ряда стока с бассейна.

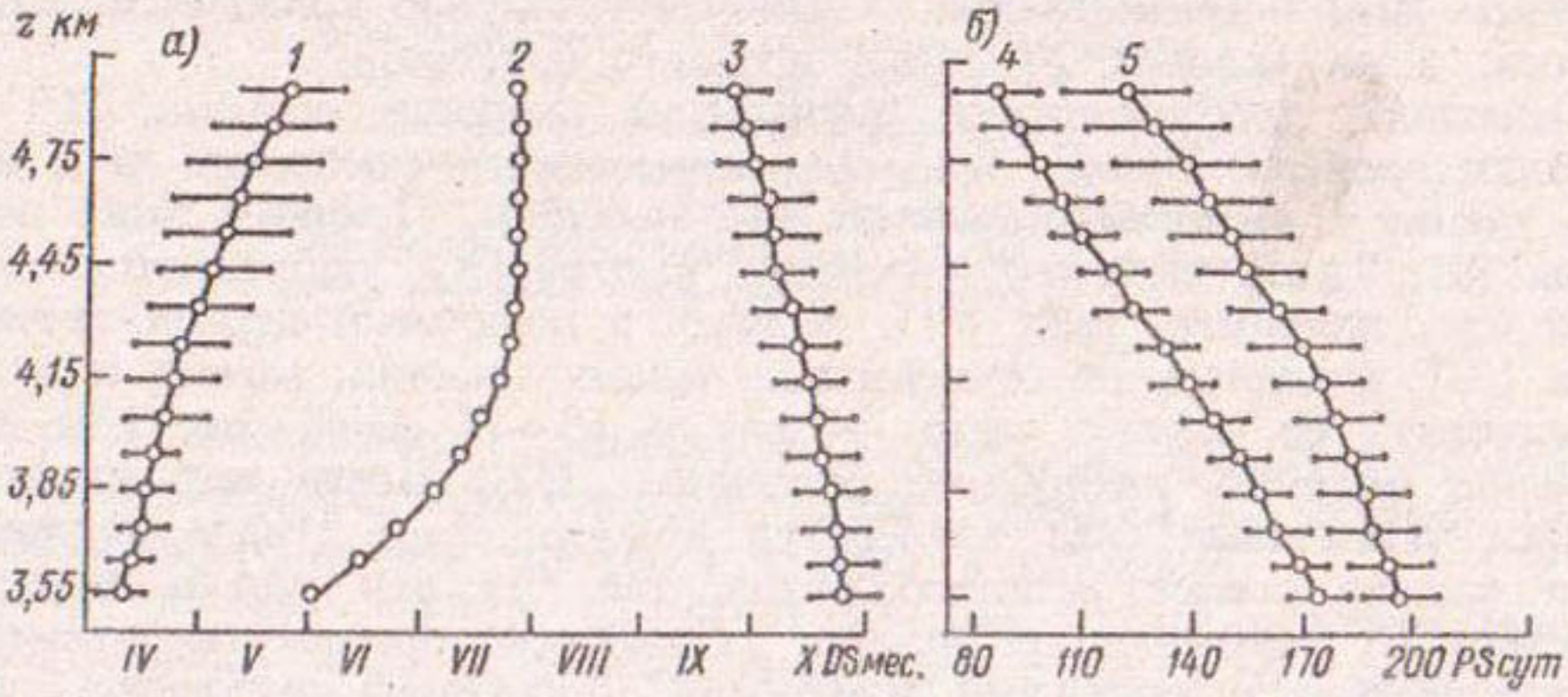


Рис. 4.13 Изменение с высотой (*z*) средних многолетних характеристик сезона таяния на неледниковых склонах дат *DS* (*а*) начала таяния снежного покрова (*1*), снежников (*2*), конца таяния (*3*) и числа дней *PS* (*б*) с таянием (*4*) и продолжительности периода таяния (*5*).

Длина горизонтального отрезка по одну сторону от кружка соответствует стандарту отклонений.

Наличие таяния в конце октября необходимо учитывать при оценке параметра T (см. раздел 4.1). Для его расчета „в лоб" можно рассматривать кривые спада расхода воды с ноября, но не ранее.

Подведем некоторые итоги:

— получены достаточно просто реализуемые алгоритм и формулы для расчета суточного таяния снега и льда;

— удалось выявить пространственную изменчивость параметров в формуле связи таяния с температурой воздуха;

— получен набор временных характеристик периода абляции. Их анализ позволяет предложить ряд практических рекомендаций по методике полевых измерений, моделированию стока, водно-балансовым обобщениям.

4.4. Колебания запасов воды в фирновой области

К настоящему времени накоплен большой опыт моделирования гидрографов с помощью однообъемной модели трансформации [12, 44, 49, 96 и др.]. Возможности альтернативного варианта (из простейших моделей) — схемы изохрон — неясны [29, 158]. Какую модель выбрать? Для этого проанализируем особенности стекания воды с различных морфологических частей ледника: с языка и фирновой области.

В отношении языка известно, что скорость стекания воды с него велика. С языков крупных ледников вода стекает в течение нескольких часов поверхностным путем и по каналам внутри и под ними, формируя внутрисуточный ход стока в ледниковой речке [29, 44, 100, 174 и др.]. Это довод в пользу схемы изохрон. Однако формированию стока с фирновой области, конечно, лучше соответствует однообъемная модель трансформации, т. е. рассмотрение фирновой области как некоторого резервуара, заполненного пористым веществом [157]. Поскольку стокообразование в фирне по ряду причин изучено гораздо хуже, чем на языке, попробуем выяснить, какова роль именно этой части ледника в стоке с бассейна и какие особенности стока с нее следует учесть при расчете гидрографа по генетической формуле стока, к которой мы склоняемся. Уникальные возможности для этого дают экспериментальные материалы по колебанию уровня внутриледниковых вод на леднике Абрамова. Большая роль в постановке и организации этих наблюдений принадлежит Б. В. Кислову.

Измерения уровня воды выполнялись в глубоких шурфах, один из которых расположен на высоте 4,2 км, т. е. вблизи фирновой линии ледника Абрамова, а второй, верхний, — на высоте 4,44 км. Шурфы были заложены для изучения внутреннего питания [39, 67, 68]. Измерения уровня воды в них делались попутно с комплексом наблюдений за стратиграфией, плотностью и температурой толщи. Методика слежения за уровнем подробно изложена в

работах [37, 115], поэтому отметим только, что верхний шурф был оборудован самописцем длительного действия ГР-38, а в нижнем уровень эпизодически фиксировался по рейке. Рядом с верхним шурфом велись метеонаблюдения и измерения таяния.

Вслед за Г. Н. Голубевым обнаруженное в фирновой области ледника Абрамова скопление воды будем именовать „линзой". При этом насыщение водой нижней части фирновой толщи происходит в пологих частях фирновой области в условиях плохого оттока, когда трещины не достигают ложа ледника. По мнению автора работы [44], в этом случае мы имеем дело с аналогом обычных безнапорных грунтовых вод, очевидно, имеется в виду „верховодка" [144]. Видимо, площадь таких внутриледниковых озер в бассейне велика, так как большая часть фирновых областей ледников имеет малый уклон, а глубина трещин значительна только в районе ледопадов.

Вид внутригодовых колебаний уровня воды в фирновой области аналогичен гидрографу ледниковой речки. Судя по отрывочным наблюдениям зимой 1975—1976 г., выполненным В. И. Шуровым, с сентября по май имеют место устойчиво низкие значения. С началом таяния, а точнее после пропитки фирново-ледяной толщи до максимальной водоудерживающей способности, начинается рост уровня, претерпевающего значительные колебания в июне — сентябре с амплитудой до 5 м в отдельные годы. Необходимо отметить, что в разных точках вода с поверхности может достигать зеркала линзы в разные сроки из-за пространственной изменчивости мощности фирна и наличия трещин. К сожалению, засечь дату начала подъема после зимней межени ни разу не удалось. В конце августа — в сентябре начинается плавный спад, и вновь устанавливается стабильно низкий уровень. Ход уровней в течение одного из периодов наблюдений в обоих шурфах показан на рис. 4.14 *д*. На том же рисунке приведены изменения некоторых метеоэлементов и таяния в районе верхнего шурфа. Хорошо видно, что амплитуда колебаний в нижнем шурфе меньше. Несмотря на то что наблюдения в нем носили отрывочный характер, заметна синхронность колебаний с уровнем воды в верхнем шурфе, особенно во второй половине половодья. Это, к сожалению, еще не говорит о том, что большая часть фирновой области ледника занята единым водным горизонтом, поэтому судить об объеме воды в „линзе" не представляется возможным.

Чем определяются колебания уровня воды? Видимо, двумя основными факторами: режимом поступления талой воды в фирн и фильтрационными характеристиками самой фирновой толщи. Для выяснения этого построим простейшую модель уровенного режима. Будем считать, что мы имеем бак с вертикальными стенками и площадью f, заполненной фирном с пористостью ξ. На него сверху поступает талая вода с интенсивностью ab. Интенсивность оттока q будем считать, как это делал Ю. М. Денисов [44], про-

порциональной объему воды W над некоторым фиксированным базисным уровнем, т. е. $q = \alpha_ф \cdot W$. Тогда изменение объема воды в нашем баке будет равно:

$$\frac{dW}{dt} = ab \cdot f - \alpha_ф \cdot W. \qquad (4.8)$$

Очевидно, что когда пористость ледяной решетки фирна $\xi = 1$ (имеется только вода), то уровень $h^* = W/f$. Если же $\xi \neq 1$, то $h^* = W/\xi \cdot f$ и из уравнения (4.8) получаем

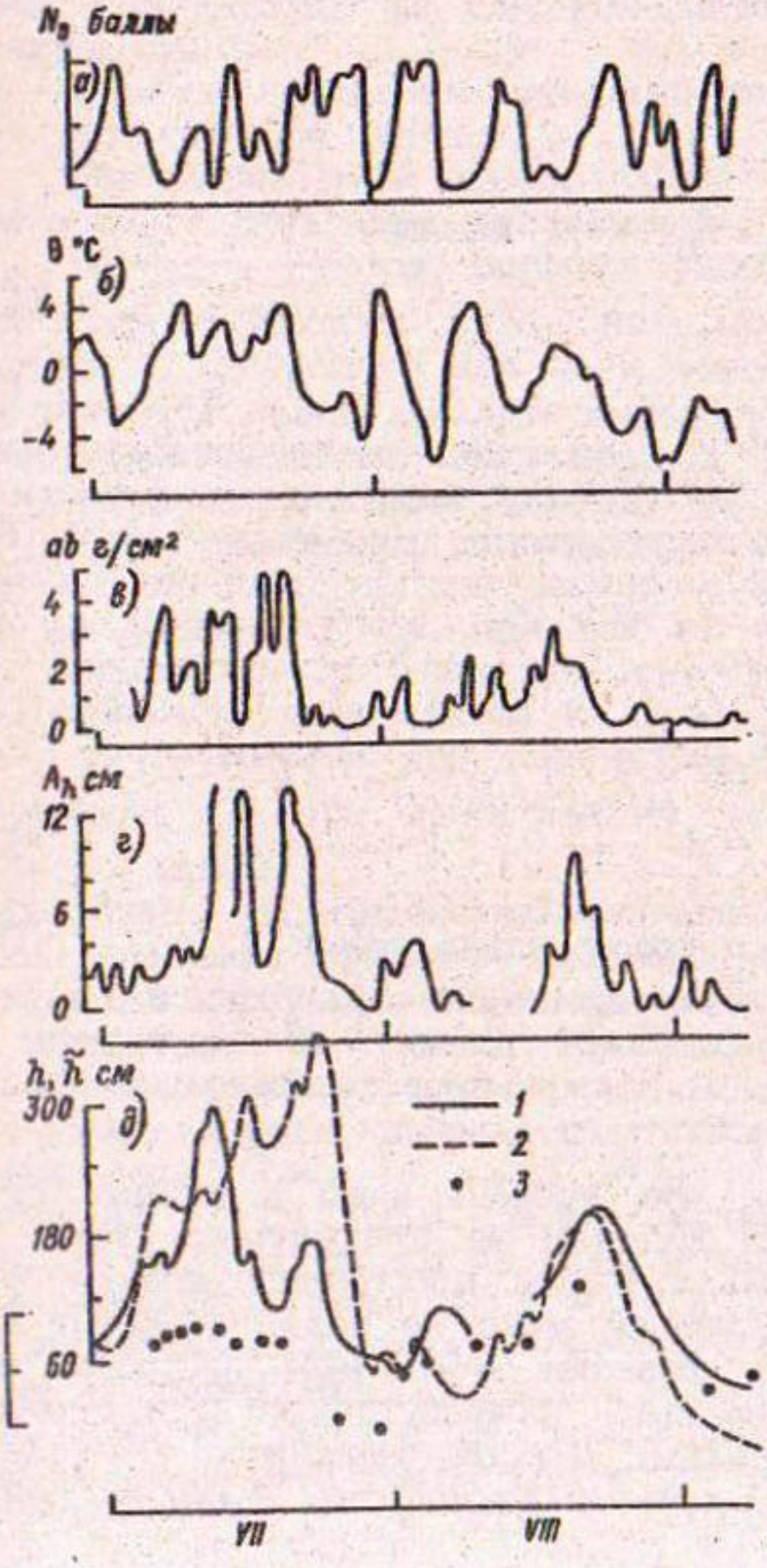


Рис. 4.14. Хронологический ход летом 1974 г. на высоте 4,44 км в фирновой области ледника Абрамова: *а*) среднесуточной общей облачности N_0; б) температуры воздуха θ; в) суточного таяния *ab*; *г*) внутрисуточных амплитуд колебания уровня воды в шурфе A_h; *д*) среднесуточных уровней воды $\bar{h}, h_н$ в шурфах $h, \bar{h}, h_н$.

1 — измеренный уровень h, *2* — вычисленный по однообъемной модели ($\bar{h}$) уровень воды в верхнем шурфе, *3* — измеренный мгновенный уровень в нижнем шурфе $h_н$.

$$\frac{\xi\, d(hf)}{dt} = ab \cdot f - \alpha_{\Phi} \cdot h^* \cdot \xi \cdot f$$

или

$$\frac{dh^*}{dt} = \frac{ab}{\xi} - \alpha_{\Phi} \cdot h^*.$$

Примем теперь во внимание, что мы имеем измерения уровня лишь относительно некоторой условно взятой, но постоянной отметки, превышение которой h_0 над „краем водослива" неизвестно. Тогда при $h^* = h_0 + h$, где h — измеренное значение уровня, получаем

$$\frac{dh}{dt} = \frac{ab}{\xi} - \alpha_{\Phi}(h_0 + h)$$

и окончательно, положив $\alpha_{\Phi} \cdot h_0 = \beta$, имеем

$$\frac{dh}{dt} = \frac{ab}{\xi} - \beta - \alpha_{\Phi} \cdot h. \qquad (4.9)$$

Так как в нашем распоряжении имелись лишь суточные величины абляции, пришлось использовать также среднесуточные значения h. Это позволило без большой погрешности перейти от уравнения (4.9) к уравнению в конечных разностях:

$$\Delta h_i = \left(\frac{ab_i}{\xi} - \beta - \alpha_{\Phi} \cdot h_i\right) \Delta t_i$$

или, учитывая, что $\Delta t = 1$ сут:

$$h_{i+1} = \frac{ab_i}{\xi} - (\alpha_{\Phi} - 1) \cdot h_i - \beta. \qquad (4.10)$$

Мы получили уравнение с тремя параметрами ξ, α_{Φ}, β. Первый из них был измерен непосредственно в шурфе и оказался равным в среднем для всей фирновой толщи 0,33. Параметры же α_{Φ} и β были найдены методом наименьших квадратов; их значения: $\alpha_{\Phi} = 0{,}194$, $\beta = 9{,}77$.

До сих пор мы считали, что уровень воды в данные сутки зависит только от уровня и абляции за предыдущие сутки. На самом же деле, даже в рамках нашей простейшей модели, уровень может реагировать в большей мере на абляцию каких-либо предшествующих суток. Для проверки этого была построена взаимно-корреляционная функция $r(\Delta t)$ среднесуточного h и суточной абляции, измеренной по рейкам. Первый максимум ($r = 0{,}55$) пришелся на сдвиг, равный 2 суткам. Кроме того, были построены

корреляционные функции $r(\Delta t)$ межсуточных изменений уровня с абляцией, суточными суммами суммарной радиации и среднесуточной температурой воздуха. Все они также дали первый максимум при сдвиге равном 1—2 суткам. Таким образом, вместо уравнения (4.10) следует пользоваться другим:

$$h_{i+1} = \frac{ab_{i-1}}{\xi} - (\alpha_\Phi - 1) \cdot h_i - \beta. \qquad (4.11)$$

Расчет показал, что в этом уравнении $\alpha_\Phi = 0{,}187$ и $\beta = 10{,}6$. На рис. 4.14 *д* показано сравнение вычисленных по уравнению (4.11) и измеренных среднесуточных уровней воды в шурфе. Как видно, соответствие не слишком хорошее. Перечислим основные причины этого:

— ошибки измерения суточного таяния, которые особенно велики для снега и фирна;

— рассматриваемый процесс более сложен и его надлежит описывать более сложными уравнениями, например, с учетом еще и ab_{i-2} и h_{i-2}. Правда, попытка учесть величину таяния за четверо предшествующих суток не дала значительного улучшения сходимости результатов для двух периодов наблюдений — 1974 и 1975 гг. [115];

— скачкообразное изменение ξ при колебаниях h. В самом деле, толща представляет собой чередование прослоек фирна и льда, мощность которых вполне сравнима с амплитудой изменения уровня. Допустим, насытив мощную прслойку фирна, вода поднялась до ледовой. Тогда, при тех же величинах поступления, следует ждать гораздо большего прироста уровней, чем ранее, так как пористость льда близка к нулю;

— внутригодовой ход параметров модели (α_Φ и времени запаздывания τ_Φ) при просачивании талых вод с дневной поверхности до линзы.

Не будем усовершенствовать модель, так как из рис. 4.14 *д* видно, что даже рассмотренная простейшая довольно четко показывает основные тенденции хода уровней. Попытаемся выявить ход параметров в течение периода половодья. Это представляет для нас больший интерес.

Проанализируем имевшиеся также внутрисуточные колебания уровня воды. Так, 14 июля 1974 г. наблюдался резкий скачок уровня на 62 см вверх, затем быстрая его сработка. На общем фоне повышения уровня это резкое повышение и не менее резкий спад произошли всего за 7 ч. Ряд авторов [5, 44], анализируя внутрисуточные гидрографы стока с ледников, отмечали пульсационные его колебания. Вероятно, упомянутый скачок можно объяснить прорывом внутренней водосодержащей полости, аналогичной обнаруженным при рытье шурфов [37], поэтому в дальнейшем анализе данные за 14 июля не использовались.

Резонно положить, что между размахом колебаний абляции и уровня воды должна существовать связь, но для анализа внутрисуточных колебаний уровня необходимо сначала выделить их в чистом виде, т. е. убрать тренд долговременных колебаний. Для этого наблюденная лимниграмма аппроксимировалась прямой. За амплитуду колебаний A_h принималась сумма максимальных отклонений вверх и вниз фактической кривой от проведенной прямой. Оказалось, что в целом за период наблюдений 1974 г. амплитуды зависят от суточной абляции снега, — хорошо выраженный максимум взаимно-корреляционной функции (r = 0,72 при 60 парах значений) пришелся на лаг, равный 2 суткам. Аппроксимируя внутрисуточный ход таяния треугольником, синусоидой, или параболой (имеющими максимум), что оправдано ходом метеоэлементов, определяющих абляцию, можно показать, что обнаруженная связь указывает именно на зависимость размаха колебаний уровня от амплитуды интенсивности абляции внутри суток. Очевидно, сдвиг максимума $r(\Delta t)$ между ab и A_h равен некоторому осредненному по площади ледника в районе шурфа времени просачивания талых вод к поверхности линзы. Этим мы воспользуемся для выявления внутригодового хода времени просачивания талых вод $\tau_ф$.

Для последовательных двадцатидневок (за 4 периода наблюдений с 1974 по 1977 г.) были определены сдвиги максимума взаимно-корреляционной функции A_h и ab. Оказалось, что время добегания талых вод существенно меняется в течение периода таяния, что видно на рис. 4.15 *а*. В июне на просачивание уходит трое суток и более; в середине июля — одни сутки; в дальнейшем талая вода успевает достигнуть уровня линзы в тот же день, когда она образовалась. Таких изменений и следовало ожидать. В самом деле, в июне фирновая толща только „зреет", происходит ее прогрев до нуля и увеличение влажности, фильтрация происходит медленно. В период интенсивного таяния (июль — август) вода начинает просачиваться гораздо быстрее, поскольку доказано, что высоким значениям таяния соответствуют и высокие скорости фильтрации [44, рис. 4]. В сентябре толща хорошо промочена, трещины зачастую открыты, и ручейки талых вод беспрепятственно стекают в них, поэтому условия для фильтрации оптимальны и времени на нее тратится очень мало. Разброс точек на графике объясняется, по-видимому, различными от года к году датами начала интенсивного таяния и накопленными в активном слое ледника запасами холода [71].

Перейдем к анализу изменений параметра $\alpha_ф$. Учитывая, что $\alpha_ф$ характеризует динамическое состояние системы оттока из линзы, в дальнейшем будем называть его „индексом развития дренажной сети". Для тех же последовательных двадцатидневок были определены значения $\alpha_ф$ при лаге таяния, равном 1 сут-

кам (рис. 4.15 *б*). Как видно, максимум индекса приходится на время интенсивного таяния, а на границах периода абляции его значения существенно меньше. Это позволяет разделить период „половодья" в фирновой области на три условных промежутка: формирования, наилучшего функционирования сети дренажа и ее опорожнения — разрушения.

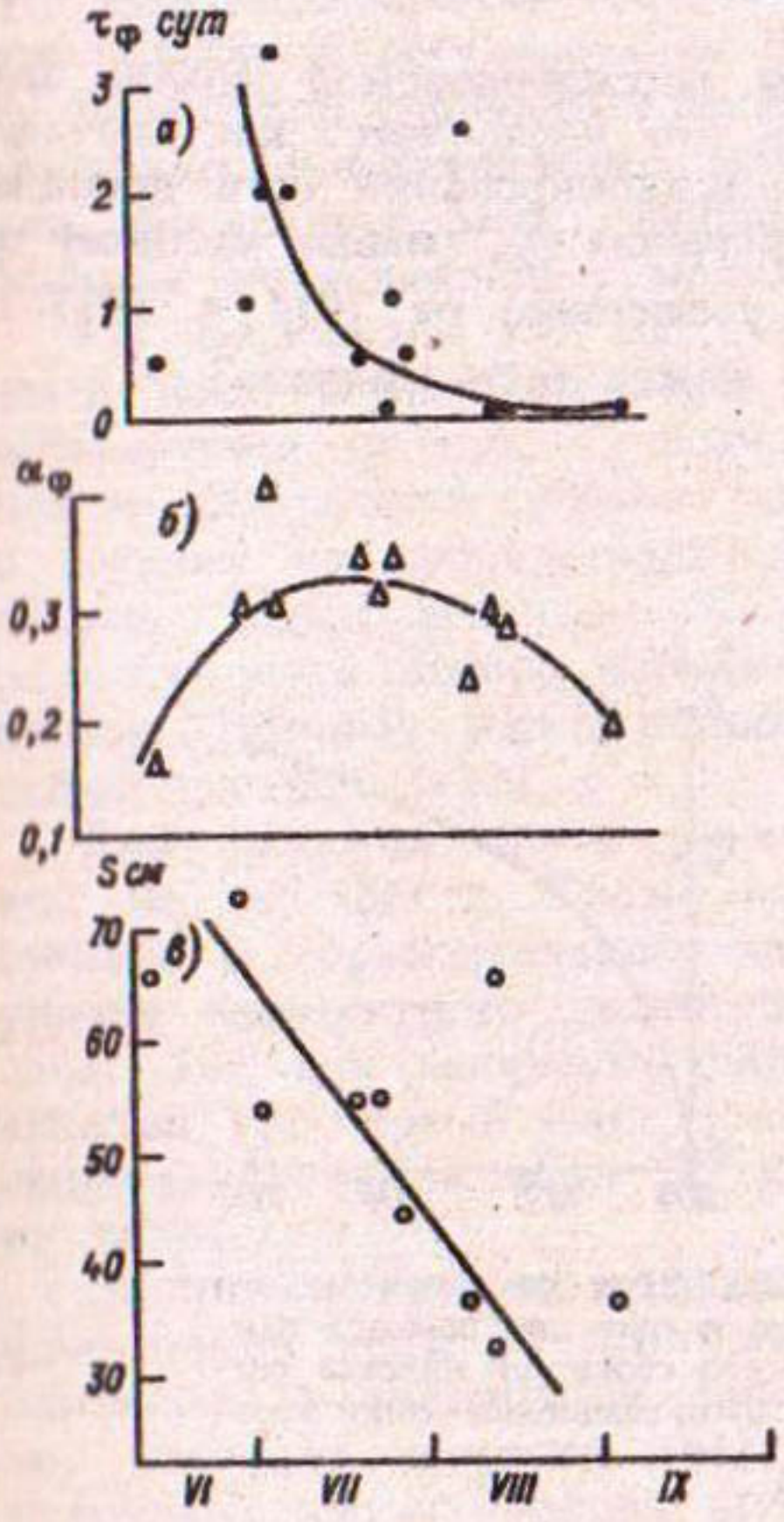


Рис. 4.15. Изменение с течением времени *t* внутри года времени просачивания талых вод $\tau_ф$ с поверхности до горизонта внутрифирновых вод (*а*), индекса развития дренажной сети $\alpha_ф$ (*б*) и стандартной ошибки расчета уровней *S* (*в*).

Очевидно, что после длительной зимней межени внутриледниковые каналы разрушены движением льда, и с началом таяния проходит некоторое время, прежде чем они приспособятся к пропуску все увеличивающихся объемов воды. С этим связаны низкие значения индекса в июне. Процесс стока в июле — августе ясен: разработанные к этому времени каналы хорошо пропускают воду. Падение индекса к концу половодья, на наш взгляд, объясняется не столько разрушением сети дренажа, сколько умень-

шением напора внутриледниковых вод. Хотя теоретически процесс смыкания полостей и каналов внутри ледника протекает довольно быстро [108, 173], в пользу нашей версии говорит то, что от июня к сентябрю происходит улучшение сходимости измеренных и рассчитанных уровней, как это видно из рис. 4.15 *а*. Очевидно, непрекращающаяся разработка каналов стока приближает систему к предпосылкам, заложенным в модель, и в сентябре состояние дренажа не хуже, чем в августе. Видимо скорость горизонтальной фильтрации в фирне, так же, как и вертикальной, падает с уменьшением интенсивности таяния.

Оказалось также, что параметры рассматриваемой модели меняются от года к году. Выяснилось это после того, как мы выбрали для периодов наилучшего функционирования сети дренажа значения $\tau_ф$ и соответствующие им значения h_0, равные частному от деления $\alpha_ф$ на β (см. выше). Их увеличение от 1974 к 1977 г. показано на рис. 4.16. С чем оно может быть связано?

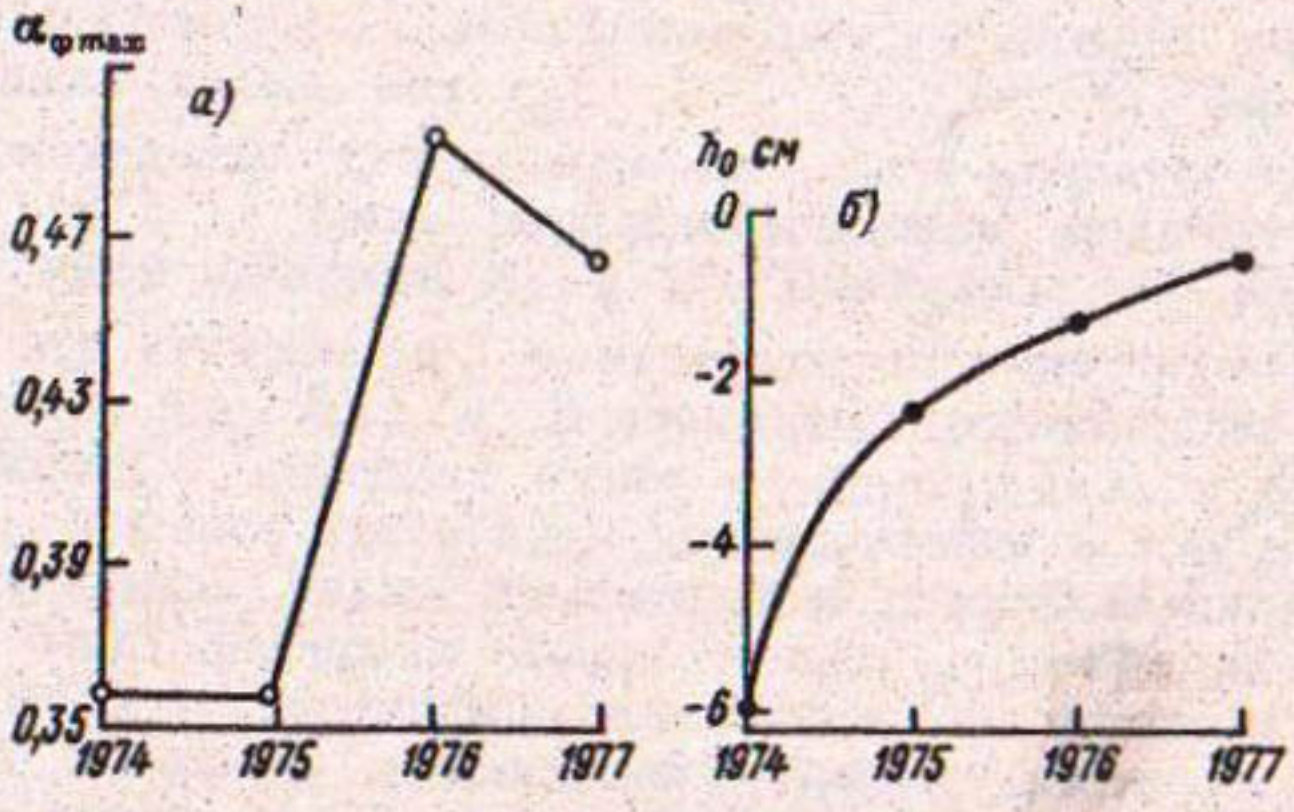


Рис. 4.16. Изменение параметров линейной модели режима уровней воды от года к году для периода наилучшего функционирования сети стока: *а*) индекса развития дренажной сети $\alpha_{ф max}$; б) превышения рейки уровня над краем „водослива“ h_0.

Во-первых, с непрерывным улучшением условий оттока. Ведь рост $\alpha_ф$ указывает на увеличение пропускной способности дренажной сети, а рост h_0 — на увеличение превышения нуля рейки над краем „водослива", через который происходит сток из линзы, связанный с врезанием струек в порог. В 1978 г., когда эти результаты были получены [50], такое объяснение казалось скоропалительным, однако в 1984 г. получило веское подтверждение. Вода из шурфа исчезла, причем шурф не мог просто „уплыть"

из зоны насыщения, так как незадолго до этого глубина воды в нем была велика [устное сообщение Б. В. Кислова].

Выявленные колебания параметров $\alpha_ф$ и T (однообъемной модели трансформации стока) убедительно подтверждают и дополняют друг друга. Объясним это. Раз при одинаковых напорах в июне и сентябре (по сравнению с июлем — августом) опорожнение внутрифирновой области происходит слабее ($\alpha_ф$ мало), значит, и сток в замыкающем створе должен истощаться медленнее. Это позволяет сформулировать некоторые выводы: а) роль фирновой области в регулировании стока с бассейна в целом велика и б) физической сущности процесса стока наилучшим образом соответствуют многообъемные модели с переменными параметрами или, по крайней мере, обобщенная формула стока [86] — комбинация однообъемной с моделью изохрон.

Как показано в [20, 32], применение многопараметрических моделей носит в настоящее время познавательный характер, поэтому отказываемся от них. С возможностями применения однообъемной модели для расчета суточных колебаний стока все ясно — точность в среднем на „удовлетворительно"; оценить гидрограф стока не только с неисследованного бассейна, но и с того же, для которого осуществляется подбор параметров, но за другой год практически нельзя. Поэтому ниже попробуем разобраться с возможностями схемы изохрон [112].

Для сужения круга поиска параметров обратим внимание еще на два факта. Талые воды в фирновой области начинают стекать в горизонтальном направлении после просачивания до уровня монолитного ледяного водоупора или влагонасыщенного слоя. Так как мощность фирновой толщи растет с абсолютной высотой, то первый факт таков: результирующая горизонтальная скорость стекания воды по крайней мере к верховьям ледника не возрастает.

Эксперименты по определению скорости горизонтальной фильтрации воды из верхнего шурфа, основанные на фиксации изменения концентрации раствора соли в нем, дают очень низкое значение скорости [41]. Ориентировочные вычисления показывают, что из района шурфа вода, фильтруясь с такой скоростью, достигает языка ледника через год — полтора. Так как опыты проведены при низких стояниях уровня, в работе [41] сделан резонный вывод, что такая скорость характерна для квазистационарных запасов воды в леднике. Если просачивание воды из динамических запасов происходит даже на 1—2 порядка быстрее, то и в этом случае скорость движения воды в фирне не больше, чем на языке ледника, а, скорее всего, намного меньше. Это второй факт.

4.5. Применение схемы изохрон

...ищите методы, подходящие к вашей задаче, а не задачи, подходящие к вашему методу.

Г. Селье

Для расчета стока с ледников по схеме изохрон необходимо знать распределение площади ледников $f_л$ между изохронами, т. е. вид функции, называемой кривой добегания:

$$\frac{\partial f_л}{\partial \tau} = f(\tau) \tag{4.12}$$

где τ — время добегания воды до створа. Тогда расход воды q определяется по формуле

$$q = \int_0^{\tau_{max}} \frac{\partial f_л}{\partial \tau} q_п(t-\tau) \cdot \alpha(t-\tau) d\tau. \tag{4.13}$$

Это выражение, именуемое генетической формулой стока, предложено М. А. Великановым [15]. В нем $q_п$ — удельное поступление воды на элемент поверхности бассейна (здесь ледника) между изохронами τ и $\tau + d\tau$ в момент времени $(t-\tau)$; α — коэффициент водоотдачи с этого элемента поверхности в тот же момент времени, показывающий, какая доля поступившей воды попадает в сток. Многие исследователи для простоты называют его коэффициентом стока [12, 32, 44], поскольку физический смысл их схож.

Для определения кривой добегания воспользуемся идеей, изложенной в работе [29]. Можно положить, что на долинном леднике линии одинакового времени добегания горизонтальны, так как длина ледника намного превышает его ширину и поэтому расстояние пробега воды l от любой точки до замыкающего створа можно выразить функцией абсолютной высоты точки z. Принимая, что угол наклона поверхности γ крупного долинного ледника по всей его длине постоянен, эту зависимость можно аппроксимировать прямой:

$$l = \frac{z - z_{ств}}{\sin \gamma}. \tag{4.14}$$

Следовательно, достаточно подобрать зависимость $dz/d\tau$ от времени добегания, чтобы затем, воспользовавшись кривой распределения площади ледника по высоте, определить искомую кривую добегания. Такова вкратце идея. Насколько она применима для расчета стока с системы ледников нашего бассейна, и как ее реализовать?

Ледник Абрамова имеет в самом деле довольно постоянный уклон (около 5°) по всей длине, возрастающий только в районе ледопада и на стенках фирновых цирков. Длина ледника почти в 4 раза больше его ширины. Видимо, (4.14) для собственно ледника Абрамова выполняется с достаточной степенью точности. Однако на большинстве ледников бассейна точки с той же z по сравнению с точками на леднике Абрамова расположены явно ближе к створу, поэтому в целом для совокупности ледников допущение (4.14) выполняется хуже. Будем надеяться на то, что на долю главного ледника приходится основная часть площади оледенения.

Коэффициент водоотдачи меняется во времени и в пространстве. О пространственной изменчивости известно следующее. Во второй половине лета запас холода в фирновой области уже исчерпался [71], водоудерживающая способность фирновой толщи уменьшилась, уровень внутриледниковых вод хорошо реагирует на колебания таяния. В это время, видимо, существенных потерь талой воды на повторное замерзание и насыщение снежной и фирновой толщи на ледниках не происходит. Следовательно, отношение стока к поступлению определяется в основном испарением. Хотя известно, что с увеличением z вклад испарения в суммарную абляцию растет, мы вынуждены принять здесь, что α одинаков для любой точки на ледниках для рассматриваемых двух месяцев. Эта неточность до появления надежных способов определения посуточного испарения пока неустранима.

В течение периода таяния α меняется существенно, но его колебания от августа к сентябрю, для которых будем осуществлять подбор параметров, не столь велики, как от июня к июлю, или от июля к августу (см. ниже). Можно было бы аналитически выразить его ход, но это перегрузит модель параметрами, требующими подбора. Мы вынуждены считать α константой, и его можно вынести из-под знака интеграла в формуле (4.13).

В отношении зависимости скорости движения воды от времени добегания трудно сразу сказать что-то определенное, а вот с высотой, как показано в предыдущем разделе, $dl/d\tau$ (и соответственно $dz/d\tau$) должна не возрастать, а, вероятнее всего, убывать от максимальных значений на конце языка до минимальных в верхних частях ледника, где велики потери времени на просачивание сквозь мощную толщу фирна. Поэтому будем рассматривать различные варианты невозрастающих зависимостей $\frac{dz}{d\tau}(z)$ и, решая соответствующие дифференциальные уравнения, определим искомые $\frac{dz}{d\tau}(\tau)$ и $\frac{\partial f_л}{\partial \tau}(\tau)$. Вариант, который даст наилучшую сходимость измеренного и рассчитанного гидрографов, будем считать истинным. (Величина $dz/d\tau$ есть скорость перетекания воды с одной высотной отметки на другую — вертикальная компонента скорости

движения воды. Ниже нам часто придется оперировать с ней, поэтому для краткости назовем ее скоростью „спуска" воды.)

Сначала приведем формулу (4.13) к расчетному виду. Так как мы собираемся рассчитывать посуточный гидрограф, то $d\tau \approx \Delta t = 1$ сут. Учтя сказанное в отношении α и перейдя к конечным разностям, выражение (4.13) перепишем в виде

$$q_{в,\,i} = \alpha \sum_{niz=1}^{kiz} (f_{niz} - f_{niz-1}) \cdot q_{п_{i-niz+1,\,niz}}, \qquad (4.15)$$

где $q_{в,\,i}$ — вычисленный среднесуточный расход воды в сутки номер i; niz — номер, а kiz — количество изохрон, кратных 1 суткам, исключая изохрону 0; f_{niz} — площадь ледников в бассейне ниже изохроны niz; $q_{п_{i-niz+1,\,niz}}$ — среднее удельное поступление воды на ледник между изохронами niz и $niz - 1$, в сутки ($i - niz + 1$). Из-за того, что дожди в бассейне — явление исключительно редкое, положим, что $q_п$ равно таянию (ab), алгоритм и необходимые выражения для расчета которого получены выше. Коэффициент, учитывающий размерность в (4.15), опущен.

На рис. 4.17 тонкими линиями показаны проверенные варианты плавных невозрастающих функций $\frac{dz}{d\tau}(z)$, соответствующие им $z(\tau)$ и $\frac{dz}{d\tau}(\tau)$. Любая из этих функций описывается с помощью двух параметров, один из которых (V_0) характеризует скорость „спуска" воды на конце языка ледника, а второй — степень убывания скорости (a) по мере увеличения высоты точки. При $a = 0$ предельный вариант $dz/d\tau = \text{const}$.

Для использованной нами программы оптимизации параметров, заимствованной из работы [118], необходимо задать метрику R_0, минимум которой отыскивается при различных комбинациях параметров, начальные и предельные значения параметров. В качестве метрики использовалась стандартная ошибка расчета S. Порядок задания крайних значений параметров продемонстрируем на примере одного из вариантов убывания $dz/d\tau$ с высотой, показанного на рис. 4.17 тонкой сплошной линией, общий вид которого:

$$\frac{dz}{d\tau} = \sqrt{B + A \cdot (z - z_{ств})}, \qquad (4.16)$$

где $A < 0$.

Сделаем следующие замены: $B = V_0^2$ и $A = 2a$. Тогда решение уравнения (4.16) можно записать в виде

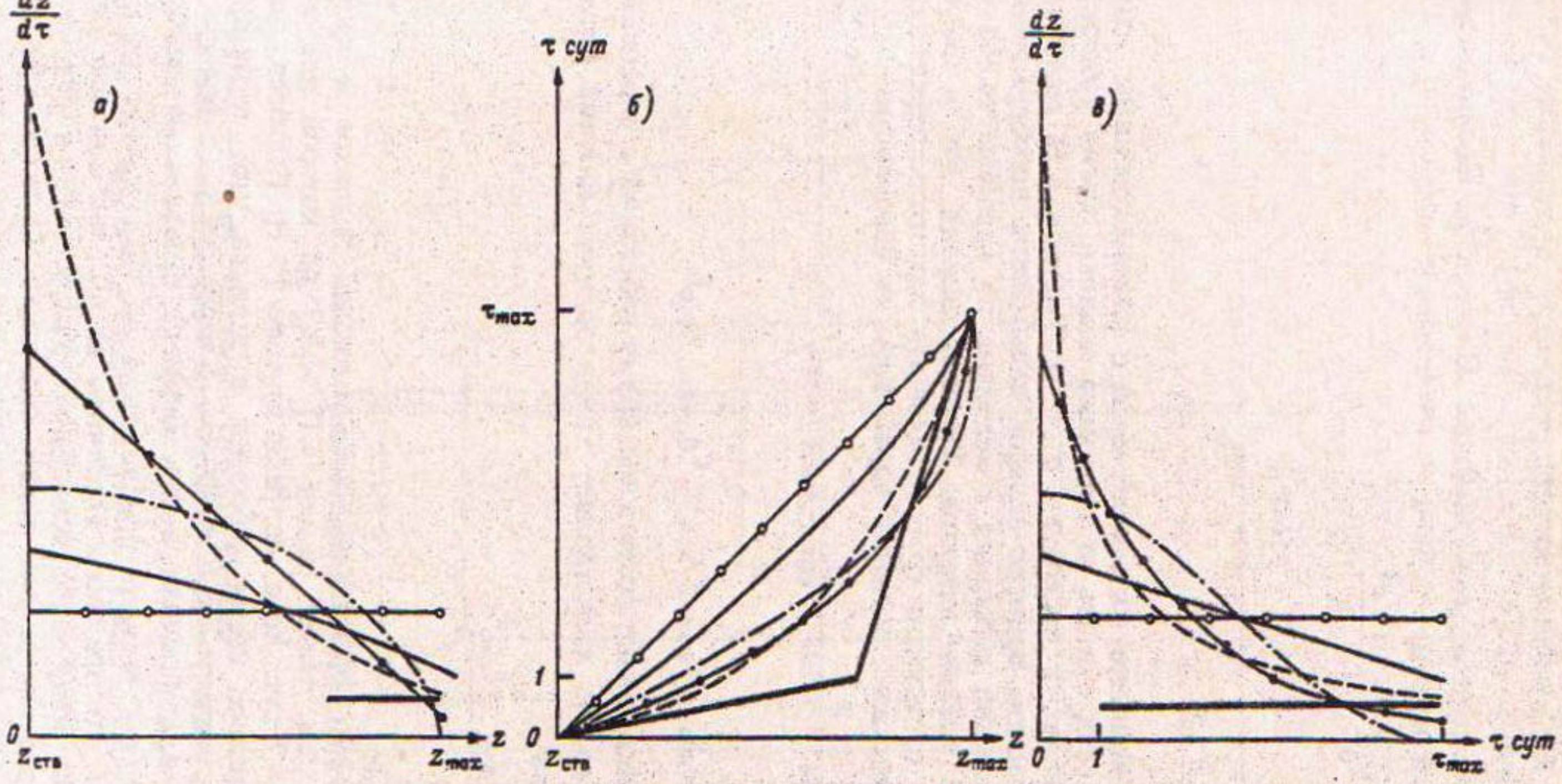


Рис. 4.17. Общий вид проверенных зависимостей изменения скорости „пуска" воды по ледникам $dz/d\tau$ от высоты z (*а*) и соответствующих им зависимостей времени добегания τ от высоты (*б*) и скорости „спуска" от времени добегания (*в*).

Для иллюстрации различий показаны кривые, описываемые таким сочетанием параметров, при котором время добегания τ_{max} с верхней отметки ледников z_{max} одинаково и равно 7 сут.

$$\tau = \frac{1}{a}\left[C + \sqrt{V_0^2 + 2 \cdot a \cdot (z - z_{\text{ств}})}\ \right],$$

а так как при $z = z_{\text{ств}}$, $\tau = 0$, то $C = -V_0$. После несложных преобразований имеем:

$$z - z_{\text{ств}} = V_0 \cdot \tau + \frac{a \cdot \tau^2}{2}. \qquad (4.17)$$

Откуда

$$\frac{dz}{d\tau} = V_0 + a \cdot \tau,$$

т. е. в этом варианте мы имеем дело с равноускоренным „спуском" частиц воды, если считать от верховьев ледника, время добегания откуда максимально, и поскольку $a < 0$. Рисунок 4.18 иллюстрирует на рассматриваемом примере порядок дальнейших преобразований для определения кривой добегания с ледников по параболе (4.17) и гипсографической кривой ледников. Резонно полагая, что в августе — сентябре сток происходит со всей площади ледников, определили минимально возможные значения параметров из неравенства

$$V_{0,\min} \cdot \tau_{\min} + \frac{1}{2} a_{\min} \cdot \tau_{\min}^2 \geq z_{\max} - z_{\text{ств}}$$

или

$$a_{\min} \geq 2 \cdot \tau_{\min}^{-2} \cdot (z_{\max} - z_{\text{ств}} - V_{0,\,\min} \cdot \tau_{\min}), \qquad (4.18)$$

где $\tau_{\min}$ — минимально возможное время добегания с верховьев ледника. Зная его, не представляет труда оценить нижний предел V_0 из неравенства

$$V_{0,\,\min} \geq \frac{z_{\max} - z_{\text{ств}}}{\tau_{\min}},$$

а затем и $a_{\min}$.

В работе [44] предложена связь площади ледников и временной константы T (см. также раздел 4.1), судя по которой для ледника Абрамова $T = 7$ сут. Хотя, вопреки мнению Г. Н. Голубева, параметр T не есть среднее время добегания с ледника, эти характеристики должны быть связаны друг с другом. Скорее всего, τ больше T, но с запасом за $\tau_{\min}$ приняли 5 сут. Верхний предел τ не столь существен, в качестве первого приближения он был принят равным 30 сут, но затем его пришлось увеличить до 50, так как для ряда лет оказалось, что наилучшее совпадение измеренного и рассчитанного гидрографов получается при таком сочетании V_0 и a, для которого

время добегания с верховьев превышает 30 сут. Чтобы „пощупать" различные значения a, пришлось подбирать параметры поэтапно, — увеличивая V_0, что позволяло, согласно (4.18), рассматривать все больший интервал значений a, максимальное значение которого, естественно, оставалось неизменным и равным нулю.

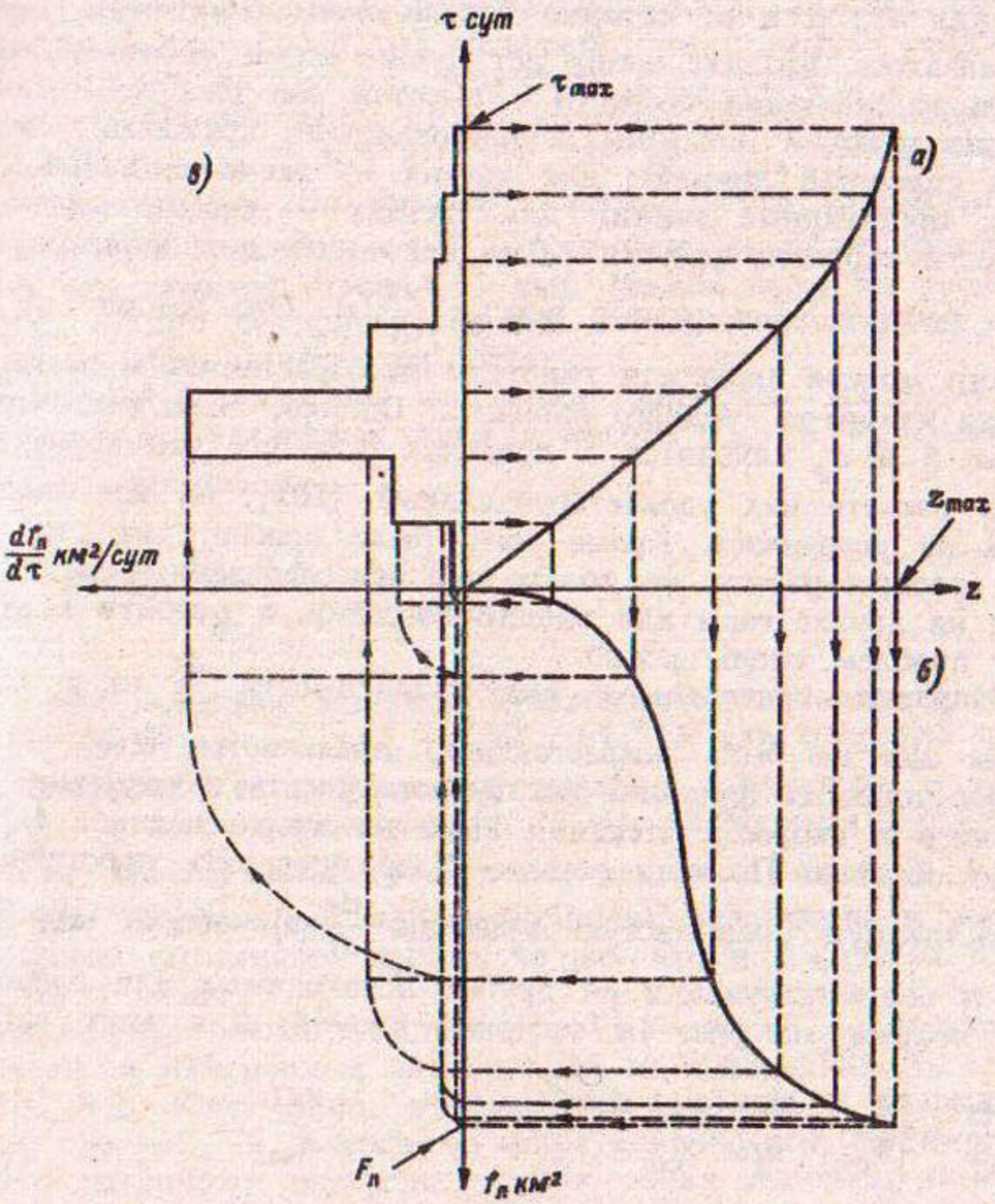


Рис. 4.18. Схема определения кривой добегания.

а) зависимость времени добегания талой воды до створа τ от высоты z; *б)* интегральная гипсографическая кривая ледников; *в)* распределение площади ледников между изохронами, $\left(\frac{\partial f_л}{\partial \tau}\right)$ — кривая добегания. Стрелки указывают порядок действий. Для оси z начало координат — $z_{ств}$, для остальных осей — 0.

За нижний предел α приняли 0,5, а за верхний — 1,5, так как известно, что во второй половине периода таяния сток может превышать поступление по причине отдачи ледниками аккумулированных ранее талых вод [44, 128]. За начальные значения параметров принимались средние арифметические найденных крайних. По данным за 1968—1983 гг. (всего 16 лет) были подобраны значения V_0, a и α, которые давали наименьшие S.

Оказалось, что для одних лет лучше всего „работает" гипотеза линейного убывания скорости с высотой (на рис. 4.17 соответствующие графики показаны зашрихованными кружками, соединенными сплошной линией); для других — экспоненциального убывания (пунктирные линии); для третьих — вообще версия неизменности скорости „спуска". Для некоторых лет одинаковую точность расчета дали разные версии $\frac{dz}{d\tau}(z)$. Это говорит об устойчивости модели (верности гипотезы невозрастания) и возможности выбора какого-то среднего варианта. Однако, оказалось, что отношение S к σ_q находится в пределах 0,5—0,6, что характеризует метод расчета как удовлетворительный [102], но нас такая точность не устраивает. Кроме того, было неясно, как эти результаты распространить не только на неисследованные ледники, но даже на другие годы для нашего бассейна, а подойти к решению этих проблем очень важно.

Безразличие модели к виду зависимости $\frac{dz}{d\tau}$ от z (главное, чтобы она не была возрастающей) объясняется тем, что с помощью плавных функций невозможно учесть качественно разный характер и скорости стекания воды на языке ледника и в фирновой области. Поэтому решено было проверить простейшую невозрастающую прерывистую функцию $\frac{dz}{d\tau}(z)$, общий вид которой, как и соответствующих ей других необходимых для расчета связей, показан на рис. 4.17 жирной линией. Для этого варианта

$$\frac{dz}{d\tau} = \begin{cases} V_л, & \text{при } z_{ств} \le z < z_{ств} + V_л \cdot 1 \text{ сут}, \\ V_ф, & \text{при } z_{ств} + V_л \cdot 1 \text{ сут} < z \le z_{max} \end{cases}$$

где $V_л$ и $V_ф$ — параметры, которые предстоит определить. Назовем их условно суточными скоростями „спуска" по льду языка и в фирновой области, причем $V_л > V_ф$.

Время добегания связано с высотой следующим образом:

$$z = \begin{cases} z_{ств} + V_л \cdot \tau & \text{при } \tau < 1 \text{ сут}, \\ z_{ств} + V_л \cdot 1 \text{ сут} + V_ф(\tau - 1) & \text{при } \tau \ge 1 \text{ сут}. \end{cases} \quad (4.19)$$

Смысл этой версии таков: с языка ледника (а может быть с части его, или с языка и некоторой нижней части фирновой области) вода сбегает за одни сутки, т. е.

$$z_{\text{ств}} + V_{\text{л}} \cdot 1 \text{ сут} \approx z_{\text{ф}}, \tag{4.20}$$

где $z_{\text{ф}}$ — средняя высота фирновой линии в системе ледников бассейна (около 4,25 км). С остальной части ледника стекание происходит с одинаковой, но меньшей, чем с языка, скоростью.

При задании параметров учитывали следующее:

1) из (4.20) явствует, что в качестве первого приближения можно принять $V_{\text{л}}$ = 0,6 км/сут, так как $z_{\text{ств}}$ принята равной $z_{\min}$, т. е. 3,65 км. За нижнее значение этого параметра приняли 0,3, а за верхнее — 1,0 км/сут (максимальное превышение ледника над створом равно 1,35 км). Можно было бы расширить интервал, но это не принципиально, а только увеличивает затраты времени при расчетах на ЭВМ;

2) из (4.19) очевидно, что между временем добегания воды $\tau_{\max}$ с наиболее удаленных точек с высоты $z_{\max}$ и $V_{\text{ф}}$ существует следующее соотношение:

$$V_{\text{ф}} = \frac{z_{\max} - z_{\text{ств}} - V_{\text{л}} \cdot 1 \text{ сут}}{\tau_{\max} - 1}. \tag{4.21}$$

Так как мы ранее задались ограничениями на время добегания с верховьев (5 сут $< \tau_{\max} <$ 50 сут), то для простоты именно его и подбирали в процессе оптимизации параметров, а интересующую $V_{\text{ф}}$ затем определили из (4.21). Оговоримся заранее, что при этом удалось рассмотреть очень широкий интервал $V_{\text{ф}}$ (см. табл. 4.2). Ограничения на коэффициент водоотдачи и метрика, при которой выполнялся подбор, те же, что и в случаях с плавными функциями.

Полученные значения параметров и оценки сходимости рассчитанных и измеренных гидрографов за 1968—1983 гг. сведены в табл. 4.2. Как видно, применение функции с разрывом, а иными словами — попытка учета особенностей формирования стока в различных морфологических зонах ледника, позволила повысить точность расчета гидрографа. Среднее за 16 лет значение S/σ равно 0,37, что соответствует корреляционному отношению r = 0,93. Для большинства лет S/σ не превышает 0,4 ($r > 0{,}92$), что характеризует метод расчета как хороший [102], особенно при сравнении с результатами моделирования гидрографов ледниковых речек с шагом 1 сут другими способами.

Таблица 4.2

Параметры модели стока с ледников и оценка сходимости измеренного и рассчитанного для августа — сентября гидрографов

№ пп	Год	$V_л$ м/сут	$V_ф$ м/сут	τ_{max} сут	α	S/σ	z_{max}^{ccr} км
1	1968	426	35	28	0,782	0,27	4,14
2	1969	430	19	49	0,830	0,43	4,04
3	1970	500	37	25	0,904	0,36	4,20
4	1971	550	17	49	1,038	0,44	4,27
5	1972	407	81	13	1,029	0,35	4,07
6	1973	559	17	47	1,014	0,37	4,34
7	1974	382	77	14	0,777	0,48	4,25
8	1975	485	44	21	0,949	0,31	4,35
9	1976	551	160	6	0,861	0,32	4,34
10	1977	524	18	47	1,007	0,39	4,47
11	1978	514	19	45	0,890	0,41	4,45
12	1979	362	25	41	0,988	0,34	4,22
13	1980	525	47	19	0,912	0,44	4,33
14	1981	461	42	23	0,805	0,44	4,16
15	1982	544	24	35	0,845	0,26	4,28
16	1983	519	31	28	0,823	0,32	4,22
	Среднее	484	43	31 (21)	0,903	0,37	4,26

Примечание. Среднее количество зон, указанное в скобках, получено по средним значениям $V_л$ и $V_ф$.

Примеры графического сравнения смоделированных и измеренных вариаций расходов для самого „плохого", „среднего" по качеству расчета и „наилучшего" годов показаны на рис. 4.19. Видно, что основные волны гидрографа описываются хорошо. Абсолютная ошибка расчета во всех случаях примерно одинакова, а более низкие оценки для „плохого" 1974 г. (см. рис. 4.19 *а*) связаны с меньшим по сравнению с 1982 г. (см. рис. 4.19 *в*) размахом колебаний расхода в 1974 г. Внимательно проанализировав данные табл. 4.2, можно сделать вывод, что качество расчета очень слабо зависит от климатических условий года, комплексной характеристикой которых может служить максимальная высота сезонной снеговой границы z_{max}^{ccr} [74]. Так, в холодные влажные годы, когда лед обнажался только до высоты 4,1 км, отношение S/σ = 0,39. Для сухих и жарких лет, когда $z_{max}^{ccr} > 4{,}4$ км, S/σ = 0,40, а в остальные, так называемые нормальные, годы, отношение S/σ в среднем несколько меньше (0,36).

Оказалось, что с помощью полученных параметров можно рассчитывать сток и за большие промежутки времени. Например, для всего теплого периода (июнь—сентябрь) в среднем за 16 лет S/σ = 0,28. Очевидная причина этого — асинхронность водоотдачи с ледников и неледниковых склонов.

Очевидно, модель перспективна, но наиболее важным мы считаем то, что удалось выявить зависимость ее параметров от внешних условий. Оказалось, что величина $V_л$ (скорость спуска воды по льду, численно равная превышению первой изохроны над гидрометрическим створом) и коэффициент водоотдачи (α) увеличиваются в годы с высоким залеганием границы сезонного снега так, как это показано на рис. 4.20, построенном по данным табл. 4.2 путем осреднения значений параметров по 100-метровым интервалам z^{ccr}_{max}.

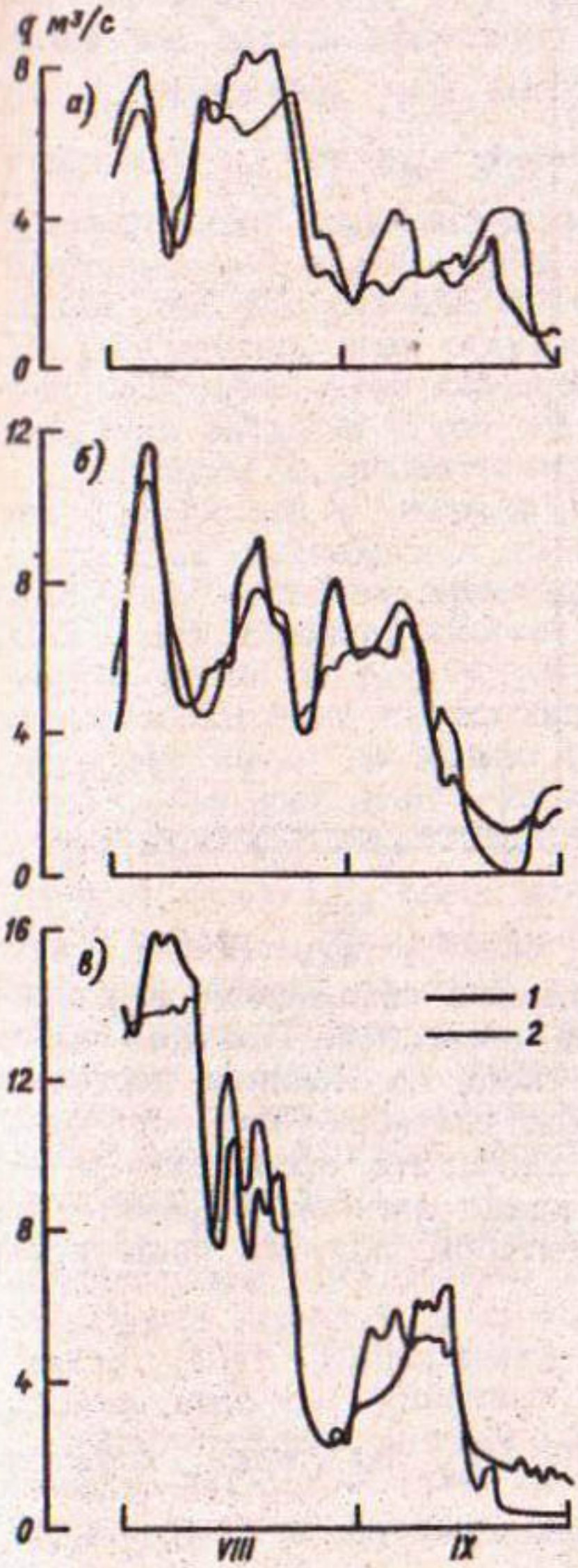


Рис. 4.19. Примеры сравнения измеренных и вычисленных гидрографов р. Коксу.

а) для года с самой плохой сходимостью (1974); *б*) для года со средним качеством расчета (1972); *в*) для года с наилучшим качеством расчета (1982); *1* — измеренные гидрографы, *2* — вычисленные.

Как и следовало ожидать, в годы с более высоким залеганием снеговой границы растет и отметка $z_{V_л}$, с которой талая вода успевает сбежать в русло реки в день своего образования (см. рис. 4.20 *а*), так как на все больших высотах на дневную поверхность выходит монолитный лед, скорости стекания по которому велики.

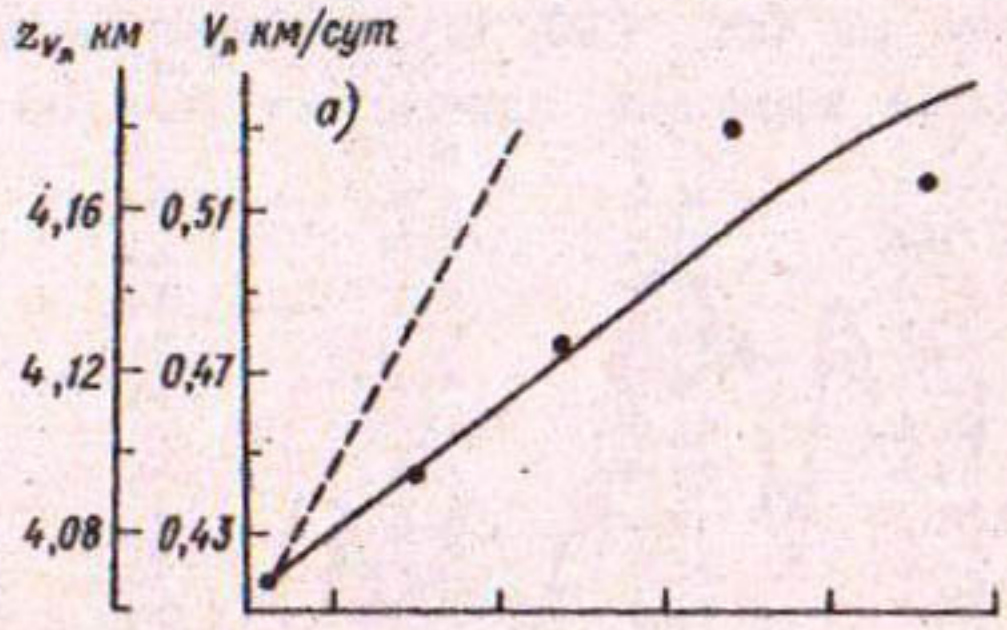


Рис. 4.20. Связь параметров модели изохрон: скорости спуска воды по ледникам $V_л$ в нижней (первой) зоне (*а*) и коэффициента водоотдачи с ледников α с максимальной высотой сезонной снеговой границы z^{ccr}_{max} на леднике Абрамова (*б*).

$z_{V_л}$ — отметка первой изохроны. Пунктиром показана линия равных значений $z_{V_л}$ и z^{ccr}_{max}.

Кроме того, высота первой изохроны меньше z^{ccr}_{max} (только в области минимальных значений они примерно совпадают), и разница между ними растет по мере роста последней. Причины этого ясны. Во-первых, граница сезонного снега на леднике достигает максимальных отметок обычно в конце сентября (см. рис. 4.12) и только в годы с очень холодным летом это происходит в середине рассматриваемого периода — конце августа. Параметр же $V_л$ получен для периода август — сентябрь, поэтому чаще всего

$$z_{V_л} = z_{ств} + V_л \cdot 1 \text{ сут} < z^{ccr}_{max},$$

только в редкие холодные годы $z_{V_л} \approx z^{ccr}_{max}$. Во-вторых, характер поверхности льда вверх от конца языка ледника заметно меняет-

ся: если внизу это сравнительно гладкий лед, микровыемки в котором заполнены мелкой фракцией поверхностной морены, то ближе к границе снега его шероховатость велика — хорошо развита кора таяния, часть площади занята пятнами насыщенного водой снега. Струйкам воды приходится преодолевать многочисленные препятствия — линзы и иглы льда, ледниковые „стаканчики", снежные „болота". Скорости стекания падают и, видимо, не со всей площади ледника ниже ССГ талая вода стекает в русло в тот же день, когда она сформировалась. Это значит, что попытайся мы задать временной ход $V_л$, и в этом случае получили бы $z_{V_л}$ меньшую, чем высота ССГ. Причина нарастающего „отставания" $z_{V_л}$ от $z_{ссг}$ кроется еще и в том, что в годы, когда граница снега поднимается много выше фирновой линии, площадь благоприятной для быстрого стока поверхности увеличивается медленно, так как сначала обнажается многолетний фирн, но не лед. Не исключено, что обсуждаемая разница возникает еще и по причине упомянутой большей близости к створу точек на других ледниках бассейна с той же высотой, что и на леднике Абрамова.

Перейдем к рассмотрению рис. 4.20 *б*. Коэффициент водоотдачи с ледников в жаркие годы с обильным таянием и стоком, когда ССГ поднимается до больших высот, выше чем в нормальные или умеренно холодные годы с более низким положением ССГ. Это связано, скорее всего, с относительным постоянством потерь стока от года к году. В самом деле потери стока в ледниковом бассейне происходят за счет испарения и повторного замерзания воды, но можно показать, что погодные условия, работающие на рост одного из компонентов потерь, одновременно приводят к снижению второго и наоборот. То, что для летних периодов, когда $z_{max}^{ссг}$ была меньше 4,1 км, мы получили тоже очень высокое значение α (отскочившая точка на рис. 4.20 б, нанесенная по данным за 1969 и 1972 гг.), объясняется просто. После обильных осадками зим 1969 и 1972 гг. в течение прохладного лета вклад стока со склонов в суммарный был велик. Поэтому принятое в модели допущение, что измеренный в августе — сентябре сток с бассейна формируется только на ледниках, для этих лет несправедливо.

Как видно, совершенно оправдан давний интерес к такому комплексному показателю метеорологических условий высокогорья и режима ледников и стока с них, как снеговая граница на ледниках [134]. Информативность данных о ней очень высока, и список проблем, решенных с их помощью, будет пополняться.

Для проверки модели на независимом материале были использованы данные за 1985 и 1986 гг. (июнь — сентябрь). По измеренным в конце периодов таяния $z_{max}^{ссг}$ с помощью показанных на рис. 4.20 связей определены значения $V_л$ и α. Параметр $V_ф$

принят одинаковым и равным среднему из 16 значений (см. табл. 4.2) — 43 м/сут. На рис. 4.21 приведены вычисленные и измеренные в 1985 и 1986 гг. гидрографы за июнь—сентябрь. Ошибка расчета S среднесуточных расходов воды р. Коксу в 1985 г. составила 0,4 от стандарта отклонения, а в 1986 — 0,5, что оценивается на „хорошо" [102].

Очень интересно оценить применимость модели для других бассейнов. Проделаем это для бассейнов рек Актру на Алтае и Сельдара на Памире (система ледника Федченко) при нарочито жестких ограничениях на исходные данные.

Положим, что имеем дело с почти неисследованными бассейнами, для которых известно только: а) ход температуры воздуха на станции вне ледника: для р. Сельдара — метеостанция Алтын-Мазар, для р. Актру — метеопункт в ее пойме; б) картографические характеристики совокупности ледников в бассейне: кривая распределения площади по высотам, отметка конца языка. Примем средневзвешенную высоту ледников равной высоте фирновой линии в бассейне.

Все перечисленные данные для р. Актру заимствованы из работы [97], картометрические данные ледников для бассейна р. Сельдара — из работы [152], а температура по метеостанции Алтын-Мазар и измеренные расходы воды, с которыми потом проводилось сравнение, любезно предоставлены Д. П. Соколовым. Данные по температуре воздуха на станции экстраполировались на ледниковую поверхность, как рекомендовано в работе [83]. Коэффициенты водоотдачи и скорость „спуска" воды в фирне принималась равными их средним значениям для нашего бассейна (см. табл. 4.2), т. е. 0,91 и 43 м/сут соответственно. Численное значение параметра $V_л$ определялось как разница отметок фирновой линии и нижней точки оледенения. Таяние рассчитывалось по температурному коэффициенту, равному 0,7 г/см^2 за сутки на один градус положительной среднесуточной температуры воздуха [145].

Вычисленный и измеренный гидрографы показаны на рис. 4.22. Оказалось, что S/σ для р. Актру равно 0,68, а для р. Сельдара — 0,86. Это значит, что в первом случае сходимость удовлетворительная, а во втором — нет [102]. Коэффициенты корреляции измеренных и вычисленных q (не путать с корреляционным отношением!) оказались равными 0,84 и 0,59 соответственно. Но следует учитывать, что уж чересчур „в лоб" были выполнены расчеты. Несомненно, попытка учета разницы в таянии снега и льда, хода градиента и скачка температуры воздуха [26, 74], ориентировочный учет грунтового питания (в случае для р. Актру), корректировки параметров $V_л$ и α позволят улучшить качество расчета. Приблизительную поправку $V_л$ можно выполнить по крутизне ледника, а коэффициента водоотдачи — по погодным условиям года: жарко — поправка с плюсом, холодно — с минусом. Систему ледника Федченко, возможно, стоит разделить на не-

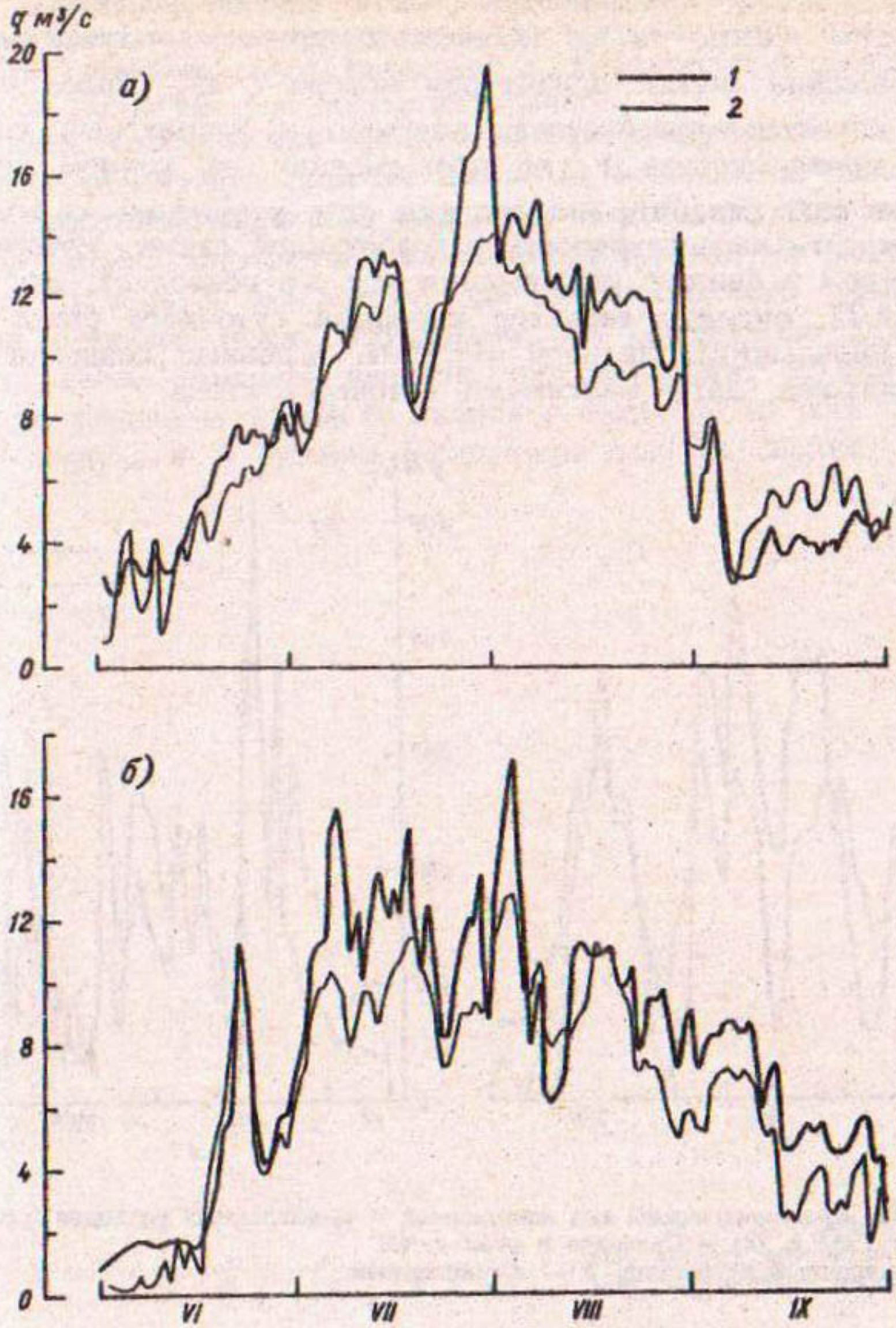


Рис. 4.21. Сравнение расходов воды р. Коксу *q*, измеренных и вычисленных по схеме изохрон, параметры которой определены по максимальной высоте границы сезонного снега на леднике Абрамова.

***а*) в 1985 г., *б*) в 1986 г.; *1* — измеренный гидрограф, *2* — вычисленный.**

сколько подсистем, и вычислять сток с каждой раздельно, затем суммировать. Можно также попытаться придать полученным для нашего бассейна связям параметров модели с z_{max}^{ccr} более универсальный характер, преобразовав аргумент в ледниковый коэффициент и пронормировав $V_л$ по превышению над концом ледника. Напомним еще раз, что не сделаны эти уточнения специально, чтобы показать перспективность разработанной схемы, которая при самом остром дефиците информации все же позволяет, как видно из рис. 4.22, оценить характер вариаций суточного стока с локальной нивально-гляциальной системы, основные спады и подъемы гидрографа, даты максимума суточного стока.

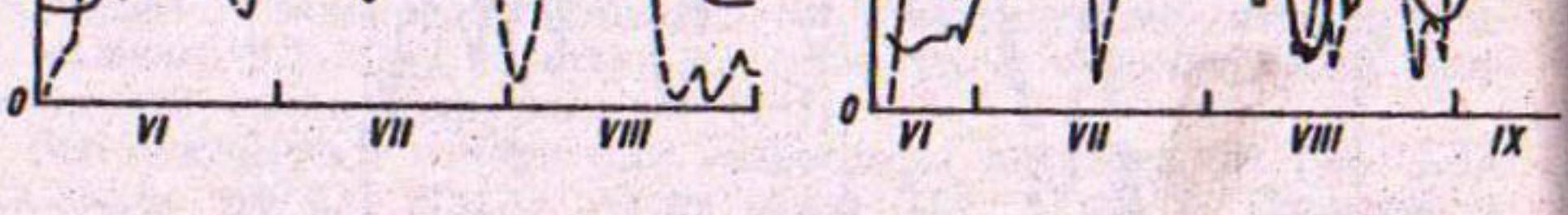


Рис. 4.22. Хронологический ход измеренных и вычисленных расходов воды q для рек Актру в 1968 г. (*а*) и Сельдара в 1958 г. (*б*)
1 — измеренный гидрограф, *2* — вычисленный..

Как и предполагалось выше, генетической формуле стока следует отдать предпочтение по сравнению с однообъемной моделью трансформации для бассейнов с высокой степенью оледенения. Так, по данным Г. Н. Голубева, параметр T однообъемной модели для ледника Федченко равен 8 сут [44, рис. 53], но анализ рис. 4.22 *б* показывает, что уменьшение q в e раз при отсутствии поступления происходит гораздо быстрее. Приближенно оценив параметры, с помощью модели изохрон удалось описать резкие колебания стока вытекающей из ледника Федченко р. Сельдары. Проверка показывает, что однообъемная

модель дает сильно сглаженный ход q, даже при расчете по подобранным для этого года, но неизменным во времени параметрам. Видимо, колебания суточного стока, связанные с динамическими запасами воды в системе, схема изохрон описывает удачнее.

Наконец, сравним, как примененная схема соотносится с методом единичного гидрографа. Если бы таяние не менялось по площади ледника (с высотой), единичный гидрограф был бы подобен кривой добегания, средний многолетний вид которой показан на рис. 4.23. На практике, используя неизменное для некоторого года распределение площади ледников между изохронами, мы оперировали для каждых (!) суток своей функцией влияния. Вид ее зависит от изменения в эти сутки величины удельного таяния с высотой, то есть от температуры воздуха θ и степени покрытости ледника снегом.

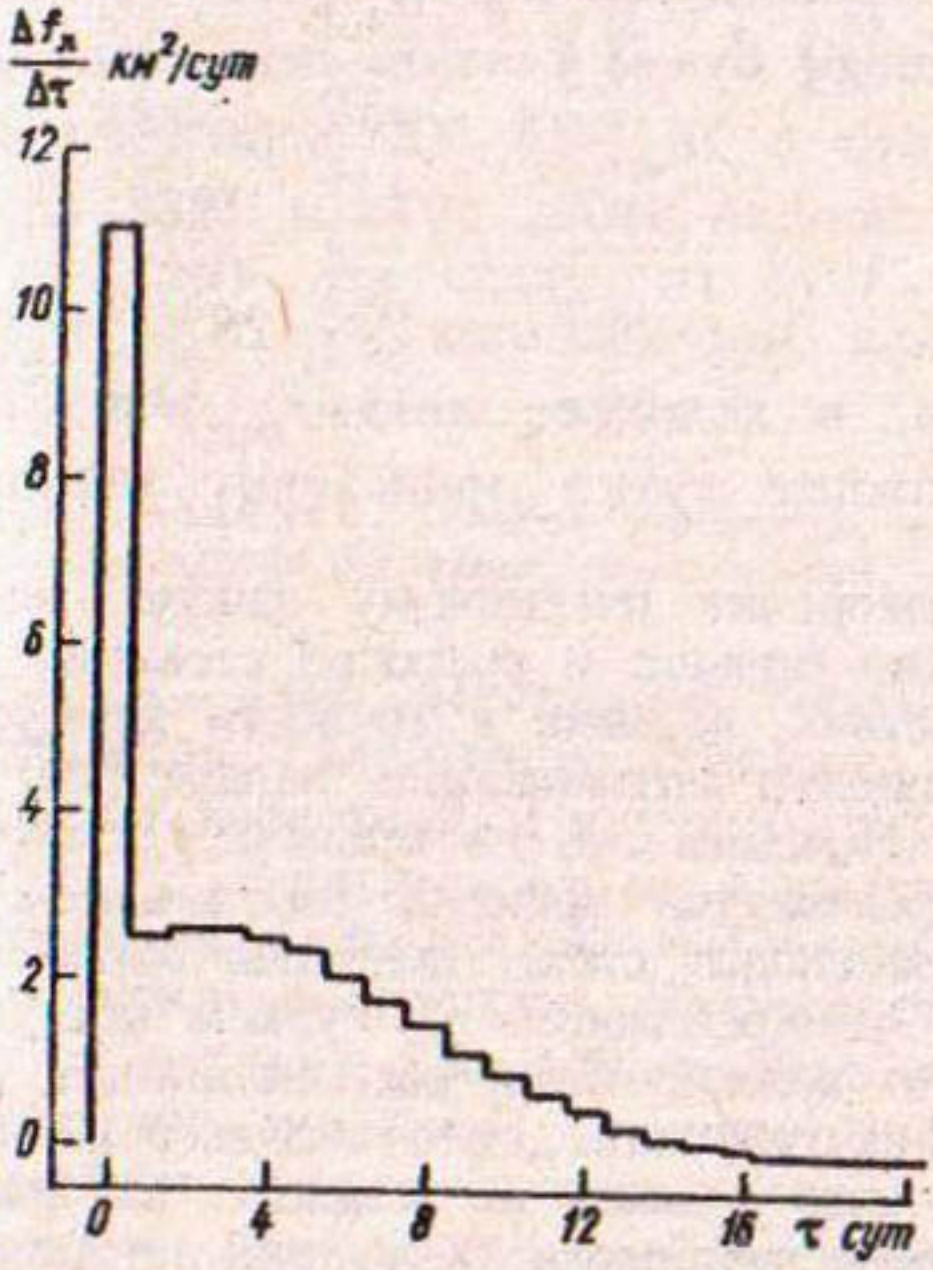


Рис. 4.23. Средняя многолетняя кривая добегания для ледников исследуемого бассейна.

Поясним это на примере. Допустим θ такова, что таянием охвачена малая нижняя часть площади. В такие сутки мало и количество действующих изохронных зон, объем таяния и стока распределяется по малому числу суток, поэтому функция влияния представляет собой круто падающую кривую. В жаркий день с обильным таянием единичный гидрограф распластан по оси τ, так как число зон больше. С учетом абсолютных значений таяния в первом случае

мы имеем слабый сосредоточенный импульс, во втором — мощный, но растянутый. Ситуация получается интересной. Рассматривая модель как схему изохрон, имеем случай с сосредоточенными параметрами. Если же считать ее вариантом „единичного гидрографа", то параметры нестационарны и меняются почти случайным образом. Мы не представляем, как можно было бы априори задать такой характер колебания параметров при попытке создавать модель с нестационарными параметрами, рассматривая ледник как некоторую „емкость", „бак", „водохранилище".

Сказанное о степени распластанности функции влияния для отдельных суток должно быть справедливым и для больших промежутков времени, отличающихся интенсивностью таяния. Для проверки этого условно разделим все 16 лет на серии с холодным, жарким и нормальным летом и определим для них среднее время добегания с верховьев ледника τ_{max}. Используем данные о сумме месячных летних температур воздуха $\Sigma\theta_a$ из табл. 4.3 и сведения о τ_{max} из табл. 4.2. Холодным будем считать лето, для которого $\Sigma\theta_a < 12$ °С, жарким — лето с $\Sigma\theta_a > 18$ °С, нормальным — любое другое. В первую серию попали 1972, 1974 и 1981 гг., во вторую — 1971, 1973, 1977 и 1978 гг. Оказалось, что для холодного лета $\tau_{max} = 17$ сут, для нормального — 28 сут, для жаркого — 47 сут. Как видим, в холодное лето τ_{max}, в самом деле, невелико, так как не каждые сутки происходит таяние в верхних зонах.

С другой стороны, это противоречит очевидному факту — при большей интенсивности поступления больше и скорости стекания (см. выше). Причина такого несоответствия, видимо, в точности измерений и специфике математических процедур оптимизации параметров, которые мы вынуждены применять. Поясним это на примере. Допустим, что мы для случая холодного промежутка времени (но таянием охвачен весь ледник и отовсюду происходит сток), подбирая параметры, наткнулись на истинный вариант распределения по суткам поступивших объемов воды. Очевидно, оно должно быть распластанным, ведь скорости добегания малы. Однако абсолютная „сила входного сигнала" от верхних зон настолько мала, что уловить их влияние на выходе нам не удается из-за ошибок измерений стока. Критерий качества S не улучшается, а то и ухудшается из-за неточностей при суммировании малых величин по сравнению с более резким сосредоточенным импульсом. В сторону сочетания параметров, дающих такой ощутимый импульс, и приходится продолжать поиск. Осуществляется это за счет увеличения площади зон, через уменьшение τ_{max} и соответственно рост $V_ф$ (см. формулу (3.26)). Вот почему, выполняя проверку модели на независимом материале (см. рис. 4.21), мы не корректировали $V_ф$ по „связи" с температурой воздуха, хотя это и позволяет формально уменьшить ошибку проверочного расчета.

Таблица 4.3

Измеренный и рассчитанный сток с бассейна ледника Абрамова

№ пп.	Год	$q_{ср}$ (IV — III), м³/с			Ошибка расчета		$\Sigma\theta$, °С	
		измеренный	приведенный	рассчитанный по $\Sigma\theta_ф$	м³/с	%	$\Sigma\theta_ф$	$\Sigma\theta_а$
1	1968	2,22	2,72	2,77	— 0,05	— 1	7,3	14,9
2	1969	1,93	2,40	2,43			5,7	13,4
3	1970	2,69	3,03	2,62	+ 0,41	+ 14	6,6	16,2
4	1971	3,28	3,54	3,50			10,2	18,1
5	1972	1,58	1,71	1,74	— 0,03	— 1	1,4	9,1
6	1973	3,57	4,08	4,42			13,2	19,9
7	1974	1,93	1,93	2,17	— 0,24	— 12	4,3	11,7
8	1975	2,79	2,79	2,70			7,0	14,7
9	1976	3,16	3,16	3,21	— 0,05	— 2	9,1	16,4
10	1977	4,02	4,02	3,67			10,8	18,7
11	1978	3,69	3,69	3,94	— 0,25	—7	11,7	20,3
12	1979	2,57	2,57	2,66			6,8	14,5
13	1980	3,09	3,09					16,6
14	1981	2,01	2,01					10,9
15	1982	2,37	2,37					13,5
16	1983	2,57	2,57					14,6
17	1984	4,60	4,60					22,3
18	1985	3,29	3,29					16,9
19	1986	2,97	2,97					15,0

Примечание. Ошибка определена за годы, данные по которым не использовались при выводе расчетных зависимостей.

Итак, нами всесторонне проанализированы возможности моделирования гидрографа стока с ледников и бассейна с учетом времени добегания. Получены параметры модели изохрон и выявлены их зависимости от высоты снеговой границы на леднике, выполнена проверка на независимом материале.

Основным способом совершенствования модели, наверняка, является задание временного хода ее параметров. Это позволит существенно повысить точность расчета. Высокое качество расчета позволяет допустить использование модели в сугубо практических целях — для краткосрочного прогноза стока рек с ледниково-снеговым питанием.

4.6. Расчет многолетних колебаний стока с бассейна

Как показано в разделе 4.2, основная изменчивость стока с бассейна связана с колебаниями стока с ледников. Поэтому не представляет труда удлинять ряд стока, что является необходимым этапом инженерно-гидрологических расчетов на реках с короткими рядами измерений. Подчеркнем, что традиционный метод

реконструкции ряда стока путем подбора реки-аналога для бассейнов со значительным оледенением вряд ли применим из-за отсутствия набора длинных рядов измерений на реках с большим вкладом ледникового стока.

Впервые такая попытка была предпринята нами в 1983 г. с использованием результатов измерений за период с 1968 по 1982 г. [26]. При этом не был учтен факт, ставший в настоящее время очевидным: измеренный ряд стока с бассейна неоднороден. Это связано с переносом створа в августе 1973 г. вниз по реке Коксу на 0,5 км в связи с угрозой разрушения продвинувшимся ледником [88]. Измеряемый сток стал, при прочих равных условиях, большим, о чем убедительно свидетельствует рис. 4.24. На рисунке показана зависимость среднегодового расхода воды р. Коксу $q_{ср}$ от суммы среднемесячных летних температур воздуха на станции Ледник Абрамова, пункт „морена". С учетом дат начала таяния в бассейне (см. выше) величина $q_{ср}$ рассчитывалась за годовой промежуток времени с апреля по март включительно. Несмотря на хорошую тесноту связи, точки, относящиеся к годам до подвижки ледника (1968—1973 гг., обозначены крестиками), лежат ниже других в среднем на 0,4 $м^3/с$, что в объемных единицах составляет около $13 \cdot 10^6$ $м^3$ воды в год.

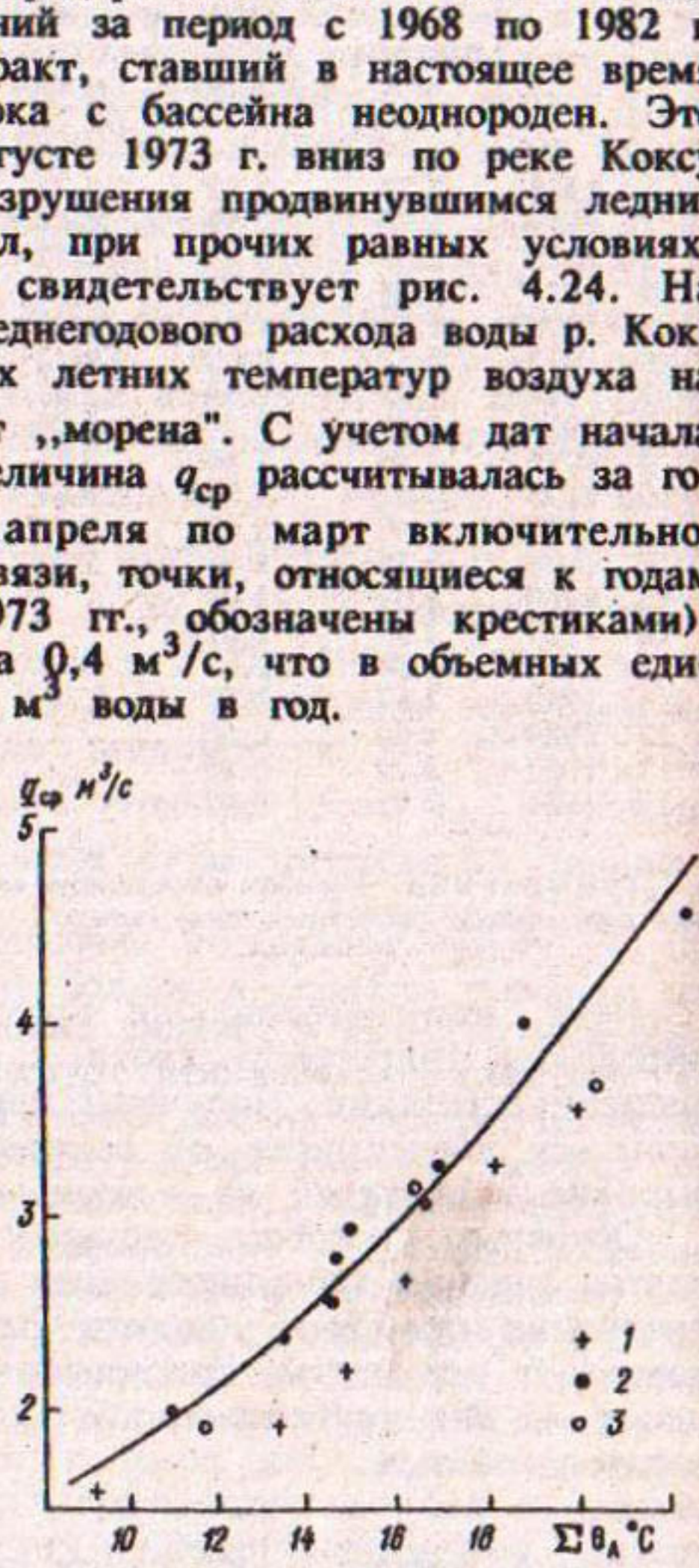


Рис. 4.24. Связь среднегодового расхода воды $q_{ср}$ р. Коксу с суммой среднемесячных летних температур воздуха $\Sigma\theta_A$ на станции Ледник Абрамова.

1 — данные по старому створу; *2*, *3* — данные по новому створу, использованные и неиспользованные соответственно.

В работе [88] этот факт никак не учтен в балансовых обобщениях для бассейна, хотя такая прибавка в 2(!) раза превышает сумму скрупулезно учтенных испарения и внутреннего питания. Отсутствуют сведения о том, к новому или старому створу относятся гипсографические кривые бассейна и ледников, а переход к

объемным единицам по всем компонентам водного баланса выполнен по одинаковым площадям и в годы до переноса створа и после. Увеличение стока если и связано с увеличением площади ледника вследствие подвижки, то крайне незначительно, так как при этом площадь оледенения увеличилась менее чем на 1 %. Кроме того, точки на рис. 4.24, относящиеся к середине 80-х годов, когда ледник принял прежние размеры, также лежат систематически выше кривой, построенной по данным старого створа.

Итак, возникает необходимость привести измеренные значения $q_{ср}$ к одному створу, что мы и сделали с помощью достаточно тесной связи, приведенной на рис. 4.24 по измеренным в годы до пульсации ледника летним температурам. Дальнейшее удлинение ряда стока не вызывает труда. Использовав любезно представленные А. С. Щетинниковым данные по суммам среднемесячных летних температур воздуха $\Sigma\theta_Ф$ на станции Ледник Федченко, часть из которых приведена в табл. 4.3 (см. ниже), определили их связь с $\Sigma\theta_А$ за годы наблюдений (рис. 4.25), восстановили ряд $\Sigma\theta_А$ за 1935—1967 гг., а по нему — ряд $q_{ср}$ за тот же период с помощью зависимости, показанной на рис. 4.24. Проверочные расчеты по неиспользованным при выводе зависимостей $\Sigma\theta_А$ ($\Sigma\theta_Ф$) и $q_{ср}$ ($\Sigma\theta_А$) данным за 1968, 1970, 1972, 1974, 1976, 1978 гг. демонстрируют высокую точность определения $q_{ср}$ по изложенной схеме (см. табл. 4.3), $S/\sigma = 0{,}32$ [102]. Не следует, правда, забывать, что за 1968, 1970 и 1972 гг. приведенные к новому створу значения $q_{ср}$ мы можем назвать измеренными только с натяжкой. Среднее из измеренных за период 1968—1979 гг. и вычисленных по летним температурам на леднике Федченко отличаются на 0,01 м^3/с.

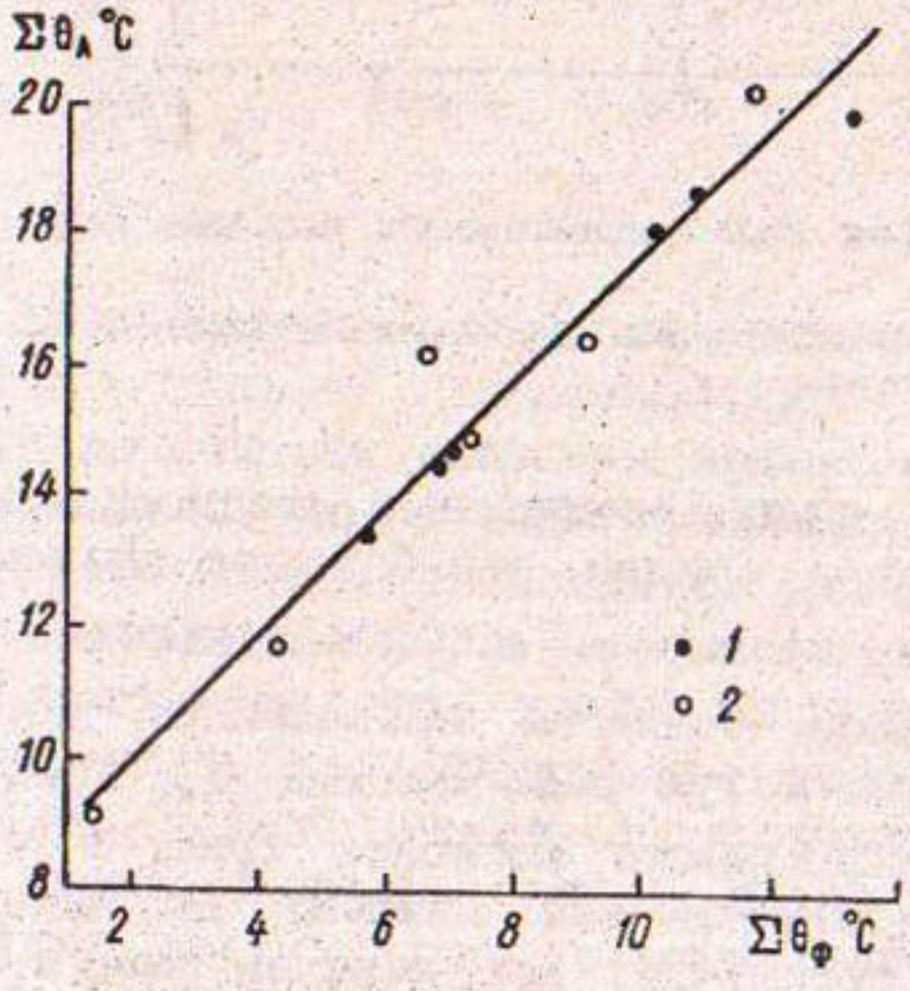


Рис. 4.25. Связь сумм среднемесячных температур воздуха на станциях Ледник Абрамова ($\Sigma\theta_А$) и Ледник Федченко ($\Sigma\theta_Ф$).

1 — использованные и неиспользованные для определения зависимости точки.

Хронологический ход $q_{ср}$, начиная с 1935 г., показан на рис. 4.26. На сглаженном гидрографе видны периоды повышенного стока в начале 40-х и в 70-х годах, что говорит, в частности, о том, что наблюдениями на р. Коксу, начатыми в 1968 г., охвачен недостаточно репрезентативный в отношении определения нормы стока отрезок времени. Так, среднее значение ряда q с 1935 по 1968 г. равно 2,76 м^3/с, а за период измерений — 2,98 м^3/с. Разница весьма ощутимая, так как составляет 30 % от стандартного отклонения $q_{ср}$. Отметим также, что рассчитанные колебания стока с бассейна и баланса массы ледника Абрамова за тот же период (см. рис. 7.8), происходят в противофазе. Это вполне естественно, так как „хорошие" для существования ледника метеоусловия — большое количество твердых осадков и низкие температуры воздуха летом, приводят к уменьшению стока с бассейна в целом.

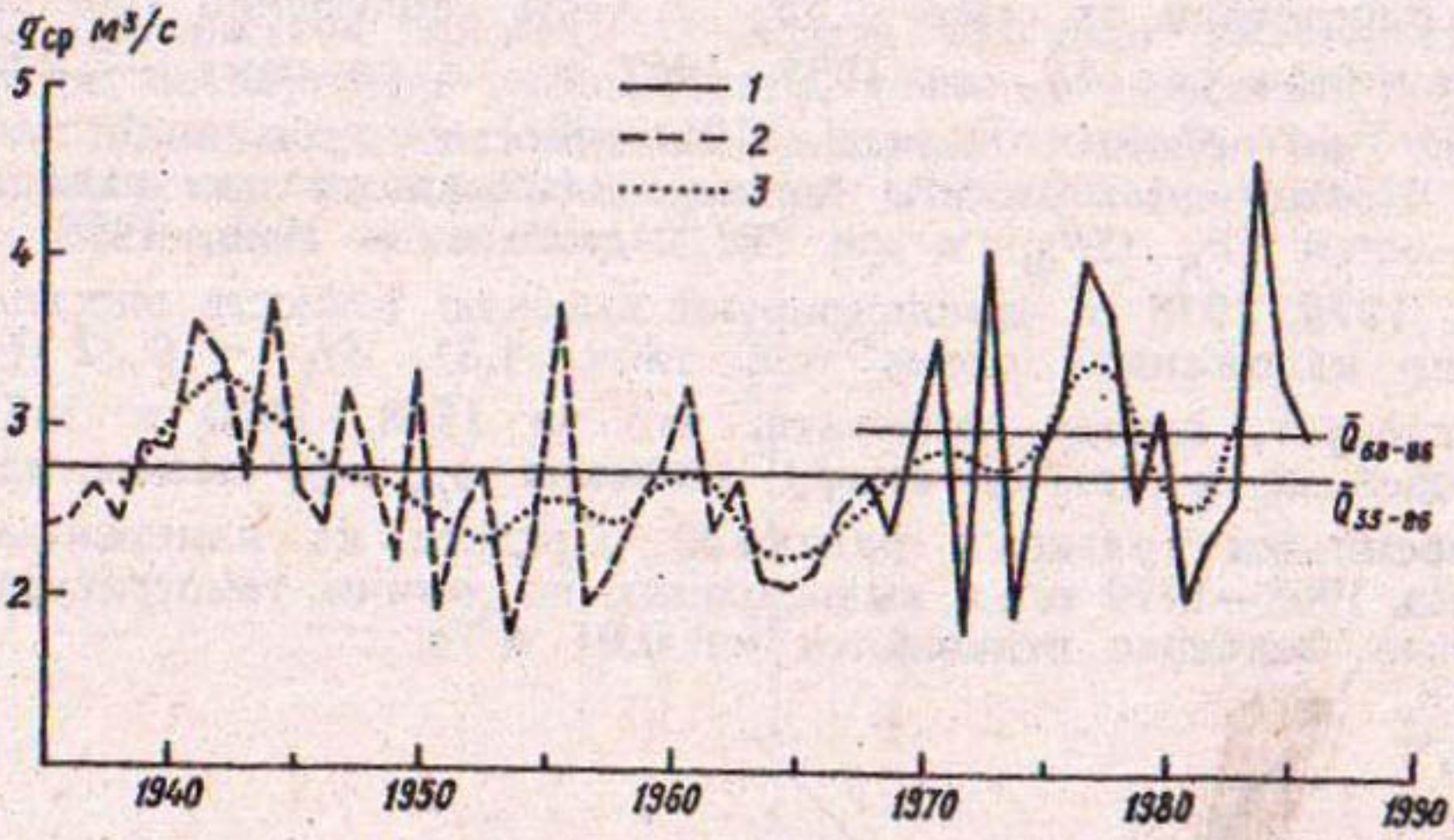


Рис. 4.26. Хронологический график хода среднегодовых расходов воды $q_{ср}$ р. Коксу.

1, *2* — измеренные и вычисленные ежегодные значения соответственно; *3* — сглаженные по скользящим 7-летиям.

Удлинив ряд, можно сделать очень интересные статистические выводы. Уже из рассмотрения хода $q_{ср}$ видно, что большие значения расходов наблюдаются реже, чем малые, т. е. распределение $q_{ср}$ имеет положительную асимметрию. Расчеты показывают (табл. 4.4), что C_S больше нуля и почти в три раза больше C_v, хорошо видна асимметричность и на гистограмме расходов (рис. 4.27*б*). Вычислив эмпирические обеспеченности для каждого из членов ряда по известным формулам [117, 142], мы нанесли точки на

применяемые в СССР клетчатки вероятности С. Н. Крицкого — М. Ф. Менкеля [123], спрямляющие кривые обеспеченности с определенным соотношением C_S к C_v. Как видно из рис. 4.27*а*, клетчатка для $C_S = 3 \cdot C_v$ при $C_v = 0{,}23$ хорошо спрямляет эмпирическую кривую. Можно считать, что вид распределения подобран удачно, и коэффициент асимметрии определен вполне надежно, поэтому мы сочли возможным проэкстраполировать полученную „кривую" на экстремальные значения обеспеченности. Результаты приведены в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Некоторые статистические характеристики ряда среднегодовых расходов воды р. Коксу

Характеристика	Значение
1. Длина ряда, число лет	52
2. Среднее, $м^3/с$	2,76
3. Экстремальные величины, $м^3/с$	
максимум	4,60
минимум	1,71
4. Стандартное отклонение, $м^3/с$	0,64
5. Коэффициенты	
вариации	0,23
асимметрии	0,67
6. Мода, $м^3/с$	2,40
7. Обеспеченность среднего, %	43
8. Расходы различной обеспеченности, $м^3/с$	
0,01 %	6,07
1 %	4,64
5 %	3,95
50 %	2,67
95 %	1,85
99 %	1,59
99,99 %	1,10

Отвлеченность подобных вычислений для отдельной ледниковой речки только кажущаяся. Представляется, что из-за продолжающегося освоения высокогорья надобность в них возникнет очень скоро, а опыт восстановления рядов стока с бассейнов со значительным оледенением пока мал [26, 53, 75]. Ценность предложенного метода удлинения ряда стока видится прежде всего в элементарности использованных данных и в том, что оперировали мы в общем-то с очень короткими рядами. Высокое качество реконструкции обеспечивается при этом большой теснотой использованных связей; подобные связи должны иметь место и для других рек с большой долей стока с ледников, расположенных в сходных климатических условиях.

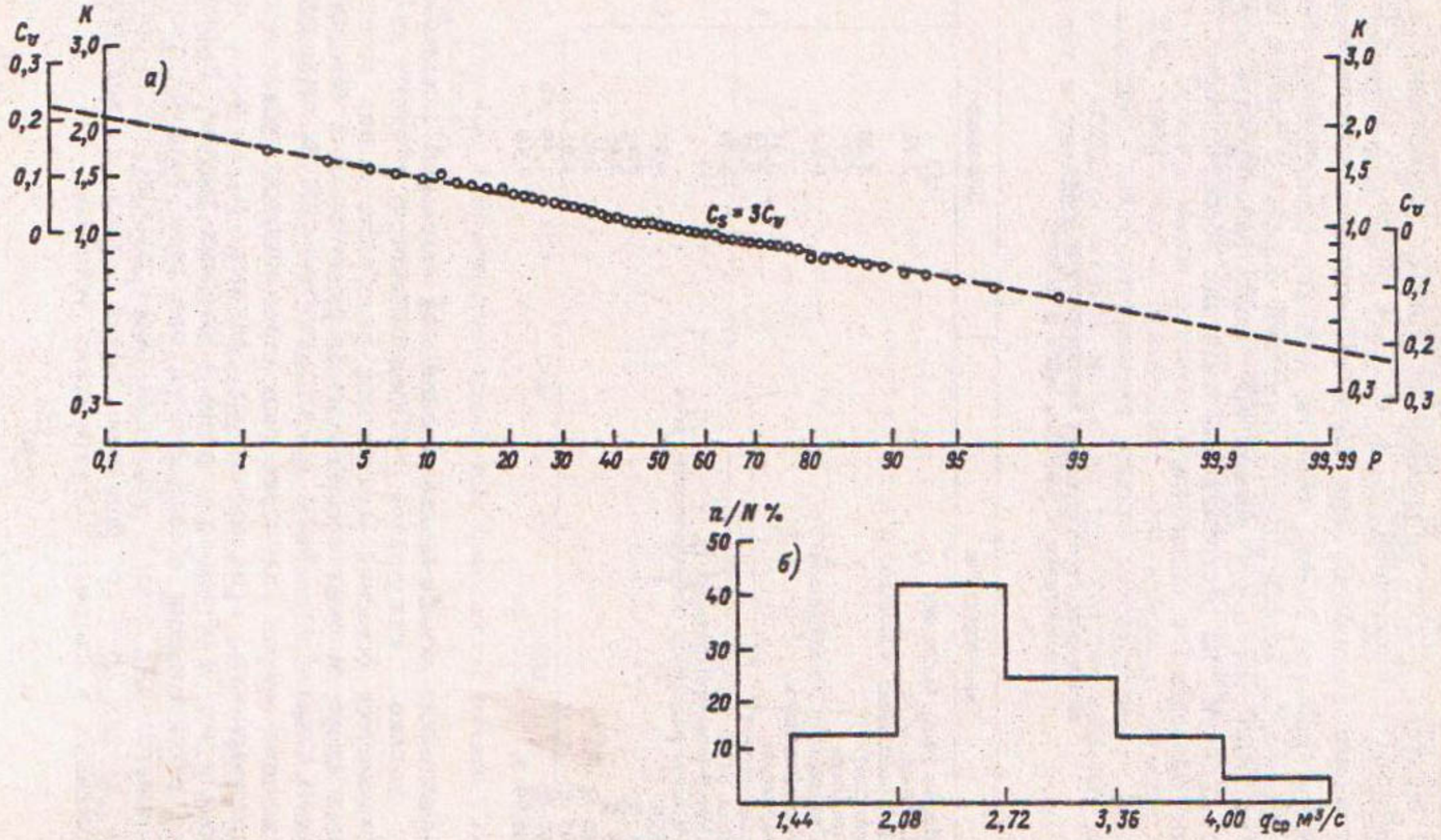


Рис. 4.27. Кривые обеспеченности p среднегодовых расходов воды $q_{ср}$ р. Коксу на спрямляющей клетчатке вероятностей (*а*) и распределения (*б*).

K — модульный коэффициент, n/N — число значений в интервале, N — общая длина ряда.

4.7. Твердый сток

Режим твердого стока с бассейна ледника Абрамова, условия его формирования, причины внутригодовой и многолетней изменчивости весьма полно проанализированы А. А. Акбаровым и О. Алиевым [4, 88]. Поэтому в этом небольшом разделе, написанном при активном участии Х. К. Ташметова, выполнившего основную часть расчетов, мы остановимся на некоторых частных, но интересных вопросах. Тем более, что в упомянутых работах использован ряд наблюдений лишь с 1968 по 1975 г., а в нашем распоряжении данные до 1988 г.

Прежде всего напомним, что наблюдения за твердым стоком (стоком взвешенных наносов) начались одновременно с другими гидрометрическими наблюдениями на р. Коксу в 1968 г. [88], однако, отметим, что в ряду наблюдений отсутствуют данные 1979 и 1981 гг.

Методика измерений стока взвешенных наносов была стандартной, а следовательно, ошибки, учитывая большую внутрисуточную его изменчивость, по крайней мере не меньше таковых на предгорных и равнинных створах. Но даже на них, как считает Ю. Н. Иванов [56], среднемесячные (!) расходы оцениваются с ошибками до 50 %, а среднегодовые — до 20 %. Это необходимо учитывать при анализе данных и не огорчаться не слишком тесными зависимостями. Именно поэтому мы не будем приводить их аналитические выражения — для понимания процессов важны тенденции.

Основной объем твердого стока на реках, берущих начало из-под ледников, проходит в летние месяцы, поэтому мы анализировали данные только за июнь—сентябрь каждого года. На рис. 4.28 показаны средние за эти месяцы расходы воды q и мутность воды ρ (г/м^3). Обращает на себя внимание резкое увеличение мутности после 1972 г. Причина понятна: во время подвижки ледник интенсивно выпахивал ложе, поставляя твердый материал в поток. Снижение мутности в 1971—1972 гг., если допустить, что это не случайное отклонение точек, вызванное ошибками наблюдений, можно объяснить следующим образом: в эти годы на леднике возникло большое количество трещин, затрудняющих сток воды и транспортировку наносов. В связи с этим вынос последних резко возрос уже после подвижки. В дальнейшем происходило монотонное снижение мутности. Именно существенное изменение условий стока привело к отсутствию связи среднегодовой мутности и стока взвешенных наносов со среднегодовыми расходами воды.

Хотя рассчитывать статистические параметры такого ряда рискованно, укажем все же, что средний за многолетний период вынос твердого материала в виде взвешенных наносов равен примерно $76 \cdot 10^6$ кг/год. Суммарный же твердый сток рассчитать трудно, так как за весь период наблюдений влекомые наносы бы-

ли измерены лишь несколько раз [88, табл. 54]. Если в качестве первого приближения принять долю влекомых наносов равной 28 %, как следует из этой работы, то суммарный твердый годовой сток можно оценить в $100—110 \cdot 10^6$ кг/год. Учитывая, что площадь бассейна равна 55,5 км^2 [88], находим, что средний смыв равен 2 кг/м^2 в год, а приняв среднюю плотность рыхлообломочного материала в бассейне равно 1,5 г/см^3, получаем, что ежегодно смывается слой около 1,3 мм. Такова интенсивность современной геологической деятельности ледников и поверхностных вод. Ее большое значение в формировании твердого стока горных рек отмечала О. П. Щеглова [150]. Любопытно, однако, что влияние ледников на этот процесс может быть двояким: либо, как в данном случае, они стимулируют интенсивный смыв, либо, если в верховьях рек имеются приледниковые моренные озера и зандровые поля, то они играют роль фильтров и вытекающие из них ручьи несут ничтожное количество твердого материала [146].

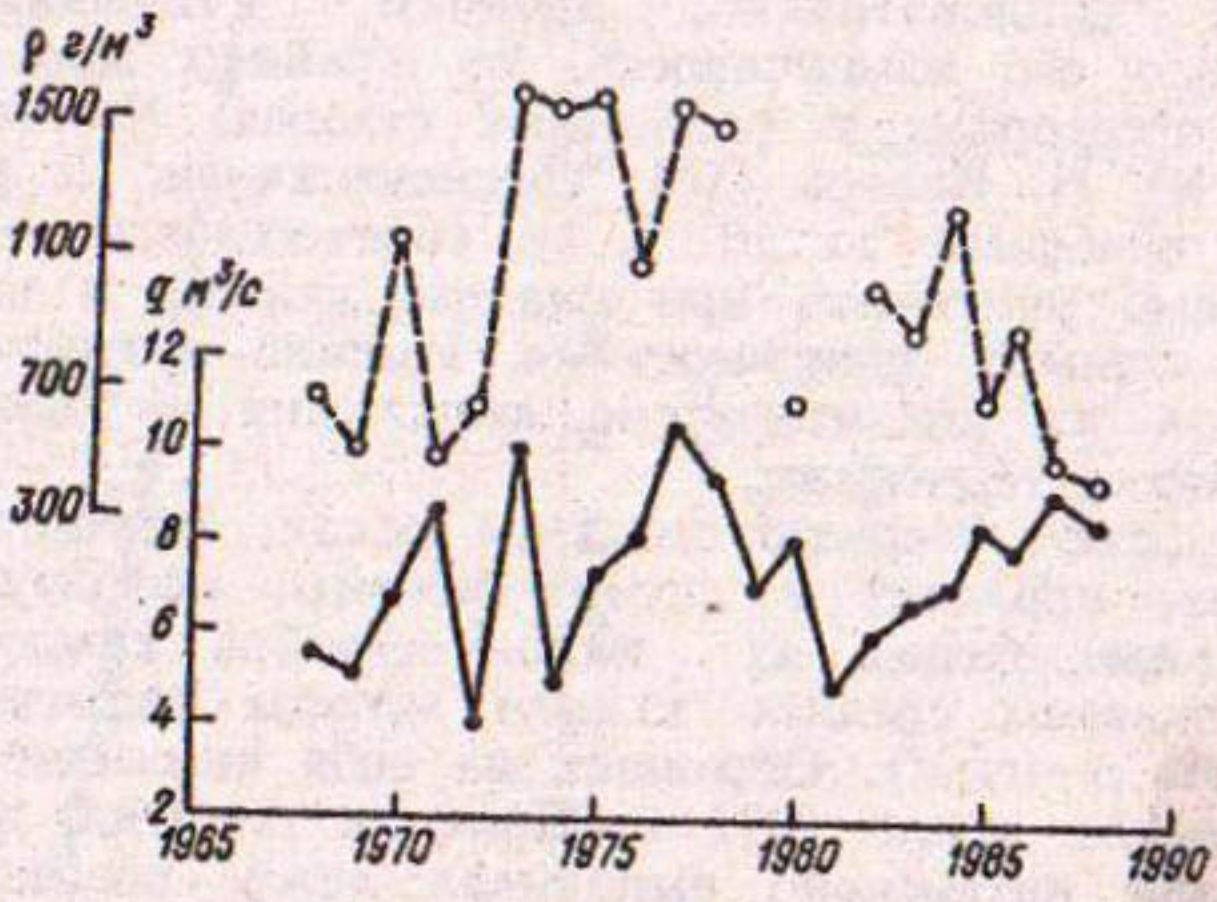


Рис. 4.28. Многолетний ход средних за июнь — сентябрь расходов воды q и мутности воды ρ р. Коксу у ледника Абрамова.

Перейдем теперь к внутригодовому режиму стока взвешенных наносов. Понятно, что из-за больших колебаний расходов воды ледниковых рек как внутри года, так и внутри суток резко меняются и характеристики твердого стока. Это хорошо известно [4, 65, 124 и др.]. Известно также, что ежегодно имеются две ветви зависимости $\rho(q)$, что вызвано, видимо, тремя причинами: с одной стороны, весной в мутность вносит вклад снеготаяние на окружающих ледники склонах, с другой, — в течение зимы ледник подготавливает к выносу рыхлообломочный материал, который

к осени вымывается, наконец, с третьей, — должна сказываться перестройка дренажной сети в леднике [168, 175 и др.].

Особенно четко проявляется этот феномен, если сопоставить ρ с внутрисуточными колебаниями стока, показателем которых взята разность между расходами в 20 и 8 ч (Δq м^3/с). На рис. 4.29 показана такая зависимость для летнего периода 1982 г. Временной границей, от которой расходятся зависимости, оказалось в этом году 10 июля. Правда, такие явные две ветви зависимости $\rho(\Delta q)$ удалось обнаружить не для всех лет.

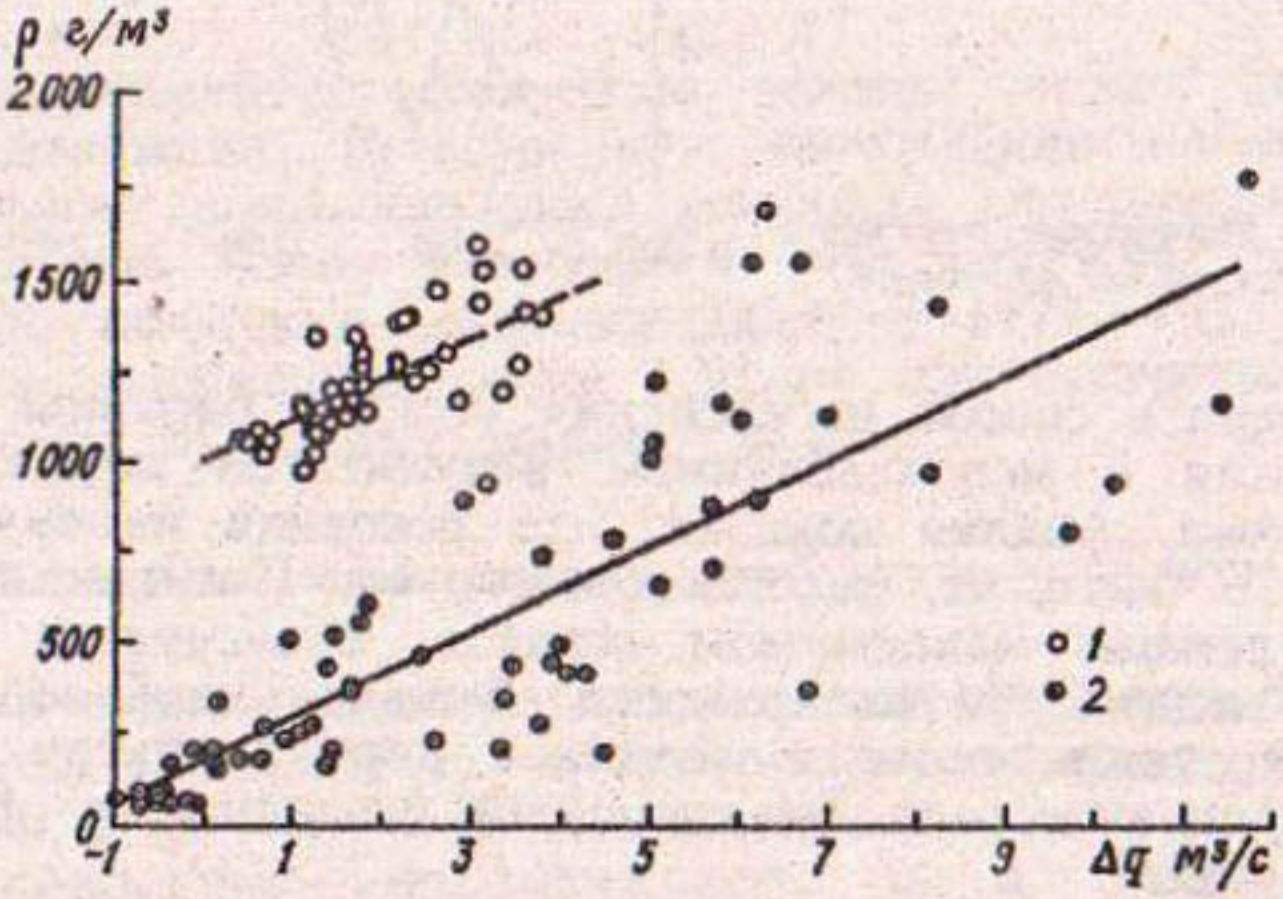


Рис. 4.29. Зависимость $\rho(\Delta q)$ по данным за лето 1982 г.
1 — период до 10 июля; *2* — после 10 июля.

Наконец, как сказалась подвижка ледника на связях твердых (R) и жидких расходов? Допустим, что эти связи для среднесуточных величин едины для каждого года и линейны:

$$R = aq + b, \qquad (4.22)$$

где a, b — параметры. На рис. 4.30 четко видно влияние подвижки ледника на эту зависимость. Параметр a резко увеличился в 1974 г., а с 1977 г. стал монотонно убывать. Как видим, подвижка ледника сказалась на всех гидрологических характеристиках верховьев р. Коксу.

Проведенные исследования позволили:

1) оценить возможности расчета и прогноза внутригодовых колебаний стока с ледникового бассейна с помощью однообъемной линейной модели трансформации, а также целесообразность применения переменных параметров;

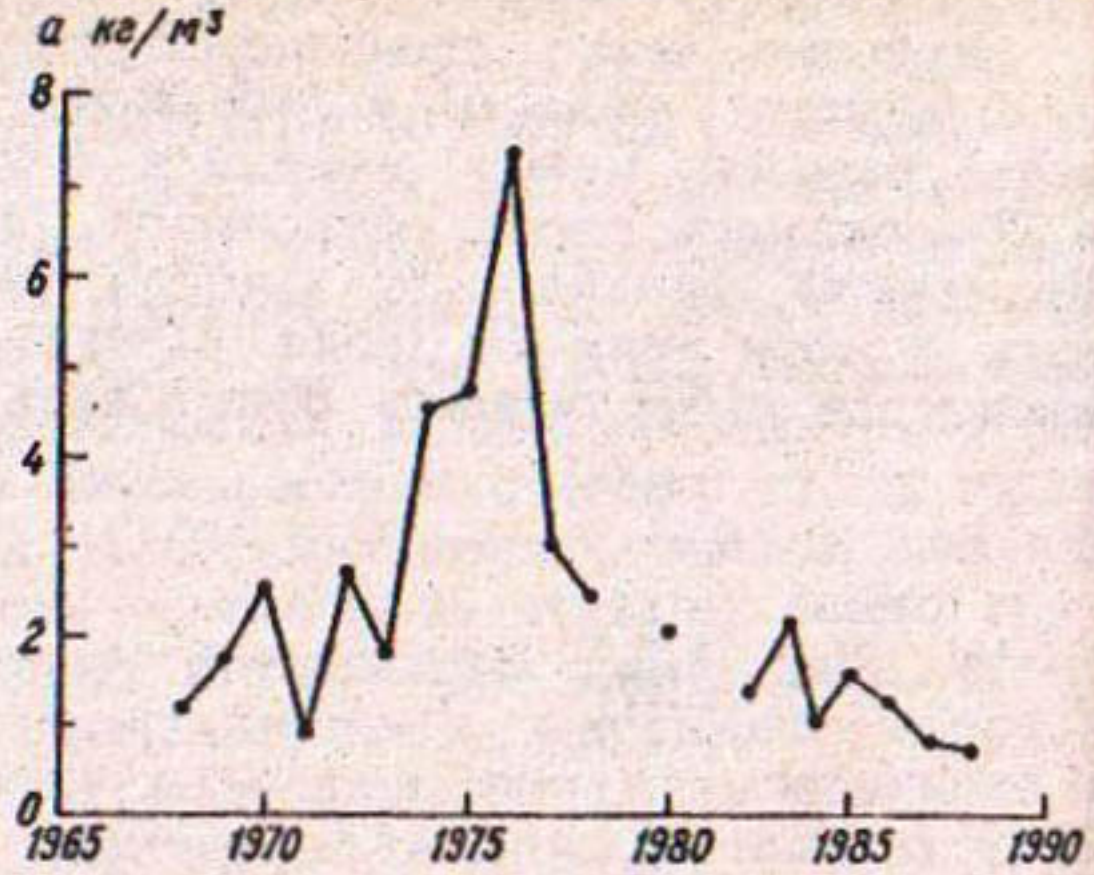


Рис. 4.30. Изменение параметра a в зависимости (4.22) по годам.

2) проверить способ расчленения стока с бассейна по областям формирования с использованием результатов параллельных измерений стока. Анализ показал, что основная изменчивость годового стока с бассейна, расположенного на Памире, в отличие от района с летним максимумом осадков, объясняется колебаниями таяния на ледниковой поверхности. Выявлен наиболее подходящий для моделирования стока с ледников период внутри года;

3) получить просто реализуемый алгоритм и формулы для расчета таяния;

4) впервые всесторонне проанализировать возможности моделирования гидрографа стока с ледников и бассейна с учетом времени добегания; получить параметры модели изохрон и выявить их зависимость от высоты снеговой границы на леднике, а также выполнить проверку зависимостей на независимом материале;

5) реконструировать ряд годового стока с бассейна ледника Абрамова и определить его статистические параметры;

6) оценить количественные характеристики и выявить основные черты режима твердого стока этой ледниковой реки. Самое интересное, что впервые, насколько нам известно, удалось непосредственно наблюдать влияние на него подвижки ледника.

ГЛАВА 5

ДИНАМИКА ЛЕДНИКА

"Вперед! Там солнца яркие снопы!"
"А где дорога?" — слышно из толпы.
"Нашел... найду..." — но прозвучит с тревогой
Последний крик: "Темно, и ни тропы!"

О. Хайям

Одним из важнейших элементов режима любого ледника является его динамика. Естественно, многолетние наблюдения на леднике Абрамова дали обширный материал для описания движения ледника, тем более интересный, что охватили практически весь цикл его подвижки, произошедшей в 1972—1973 гг. Полученные данные послужили также основой для построения математической модели пульсации горного ледника.

5.1. Методика и основные результаты наблюдений

Достаточно подробное описание методики наблюдений, а также их результатов в период до и во время подвижки (1967—1973 гг.) приведено в работе [54]. В дальнейшем было увеличено количество скоростных поперечников, а в 1983 г. метод провешенной линии [122], использовавшийся до этого, был заменен съемкой методом прямой засечки с постоянных базисов [45, 61]. К сожалению, в первые годы наблюдения велись регулярно лишь на нижних профилях (см. рис. 1.1), что не позволяет оценить режим скоростей в верховьях ледника до подвижки. Однако, по нашему мнению, и накопленный материал имеет большую ценность.

Мы не будем подробно описывать поле скоростей на леднике, так как, во-первых, оно типично для горных ледников, во-вторых, достаточно подробно описано в работах [45, 54, 88], а в-третьих, хорошо видно на рис. 5.1. Остановимся лишь на гораздо менее изученных изменениях вдоль по леднику параметра V_z — приращении толщины ледника, связанном только с течением льда, без учета изменения высоты поверхности за счет аккумуляции-абляции.

Геодезические и балансовые наблюдения позволили рассчитать величину V_z по формуле $V_z = \dfrac{\Delta z_п - \Delta z_b}{\Delta t}$, где $\Delta z_п$ — измеренное изменение высоты поверхности ледника за промежуток времени Δt, Δz_b — изменение высоты поверхности за счет разности поверхностных аккумуляции и абляции снега, фирна и льда.

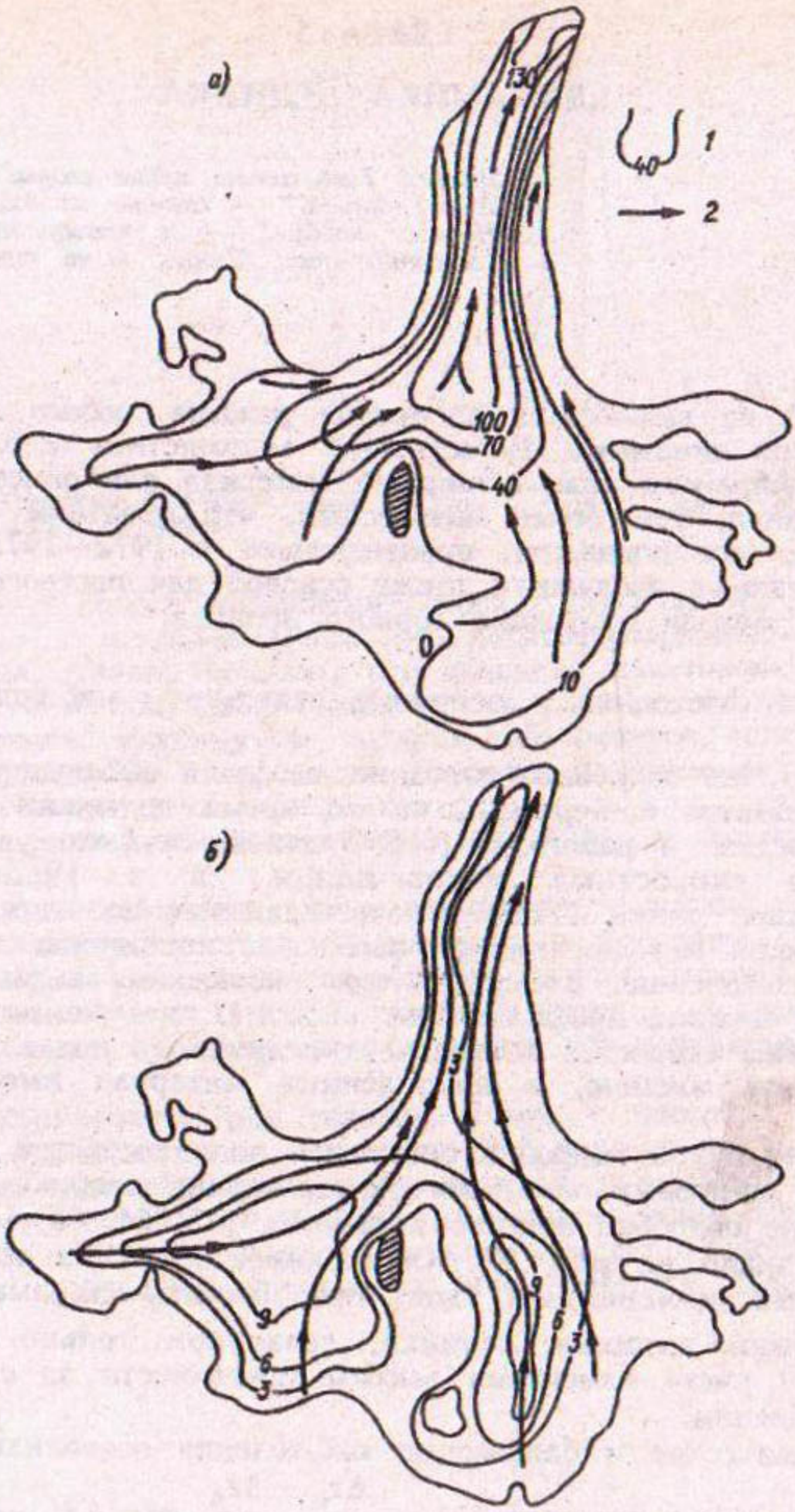


Рис. 5.1. Карта-схема поверхностных скоростей движения льда в период подвижки в 1973 г. (*а*) и в спокойный период в 1976 г. (*б*).

***1* — изотахи, см/сут; *2* — линии тока.**

Рассмотрим распределение V_z по площади ледника. Прежде всего отметим, что если плотность вещества ледника неизменна, а изменения массы происходят только на дневной поверхности и учитываются балансовыми измерениями, то:

$$\int_f V_z \, df = 0.$$

Здесь f — площадь ледника, df — элемент этой площади. Если же рассматривать зависимость V_z только от высоты местности, то при таких условиях эта функция должна быть строго возрастающей, как это следует из хорошо известной теории Финстервальдера течения ледника [61, 108].

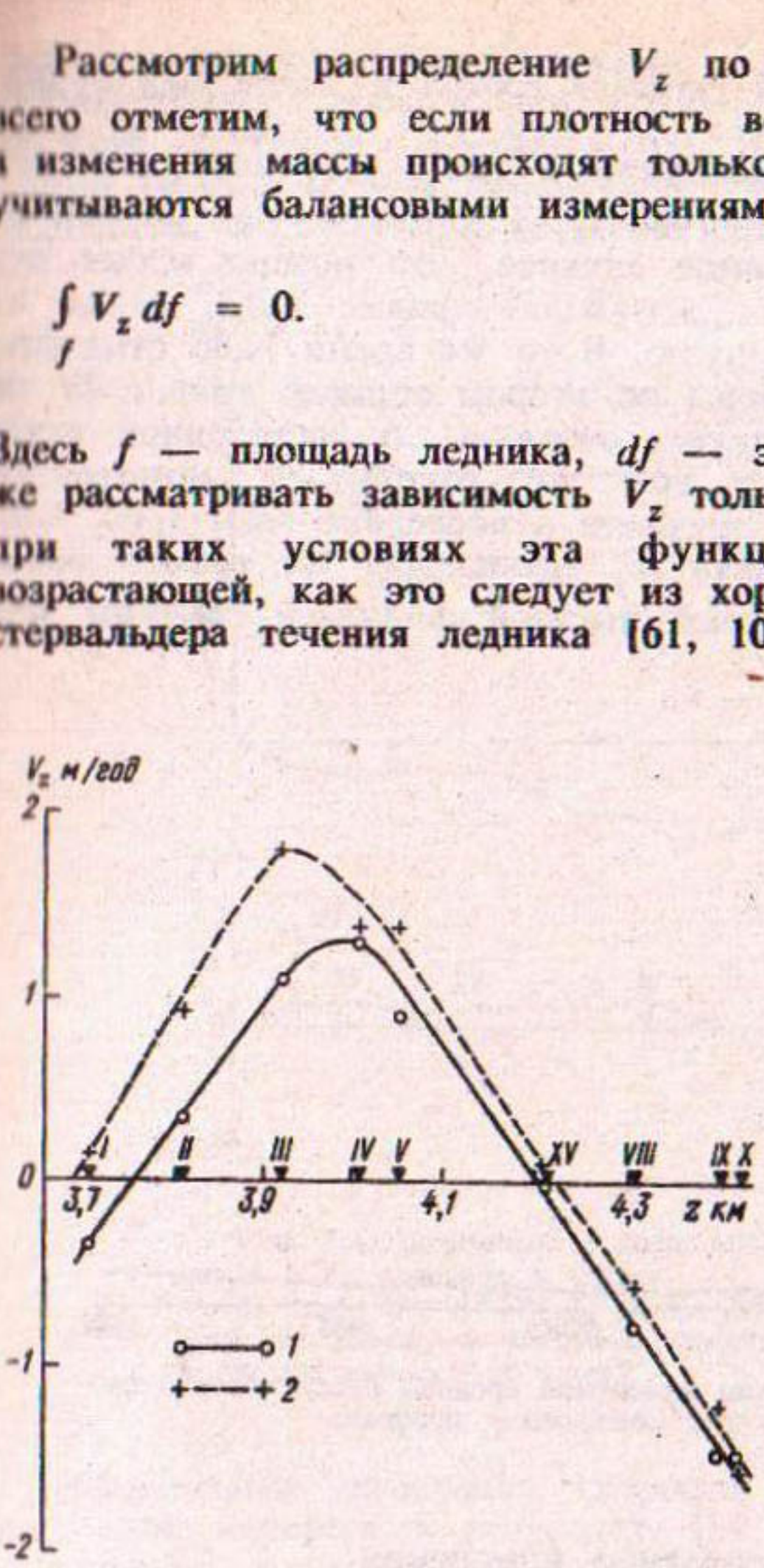


Рис. 5.2. Изменение мощности ледника за счет движения V_z на разных высотах z.
Римскими цифрами показаны номера поперечных профилей; *1* — средние балансовые значения за 1982—1986 гг.; *2* — за 1986—1989 гг.

Однако два важных фактора искажают теоретический вид кривых $V_z(z)$. Во-первых, в фирновой области существует постоянное оседание фирна, ежегодная величина которого составляет примерно 1,5—2% от толщины фирнового слоя [7, 39]. Если принять последнюю для верховий ледника Абрамова равной 15 м [88], получим скорость оседания порядка 0,2—0,3 м/год. Во-вторых, в языковой части ледника происходит довольно интенсивное таяние на контакте "ледник — ложе". Его результаты

проявляются в виде сложной системы гротов и подледных туннелей.

На рис. 5.2 показаны зависимости $V_z(z)$, осредненные для двух периодов: 1982—1986 и 1986—1989 гг. Как видно, они далеки от идеальных теоретических. Самое главное, что потери массы под ледником в языковой части „загибают" кривые вниз, делая их на конце языка близкими к нулю. В то же время надо отметить, что максимум кривых сместился во втором периоде вниз с IV на III профиль, что свидетельствует, очевидно, о постепенной активизации языка. Кстати, о том же говорит и монотонное возрастание скоростей на III профиле в последние годы (рис. 5.3).

Отметим, что смена знака V_z происходит на высоте около 4,2 км, совпадающей со средней высотой фирновой границы (см. главу 3).

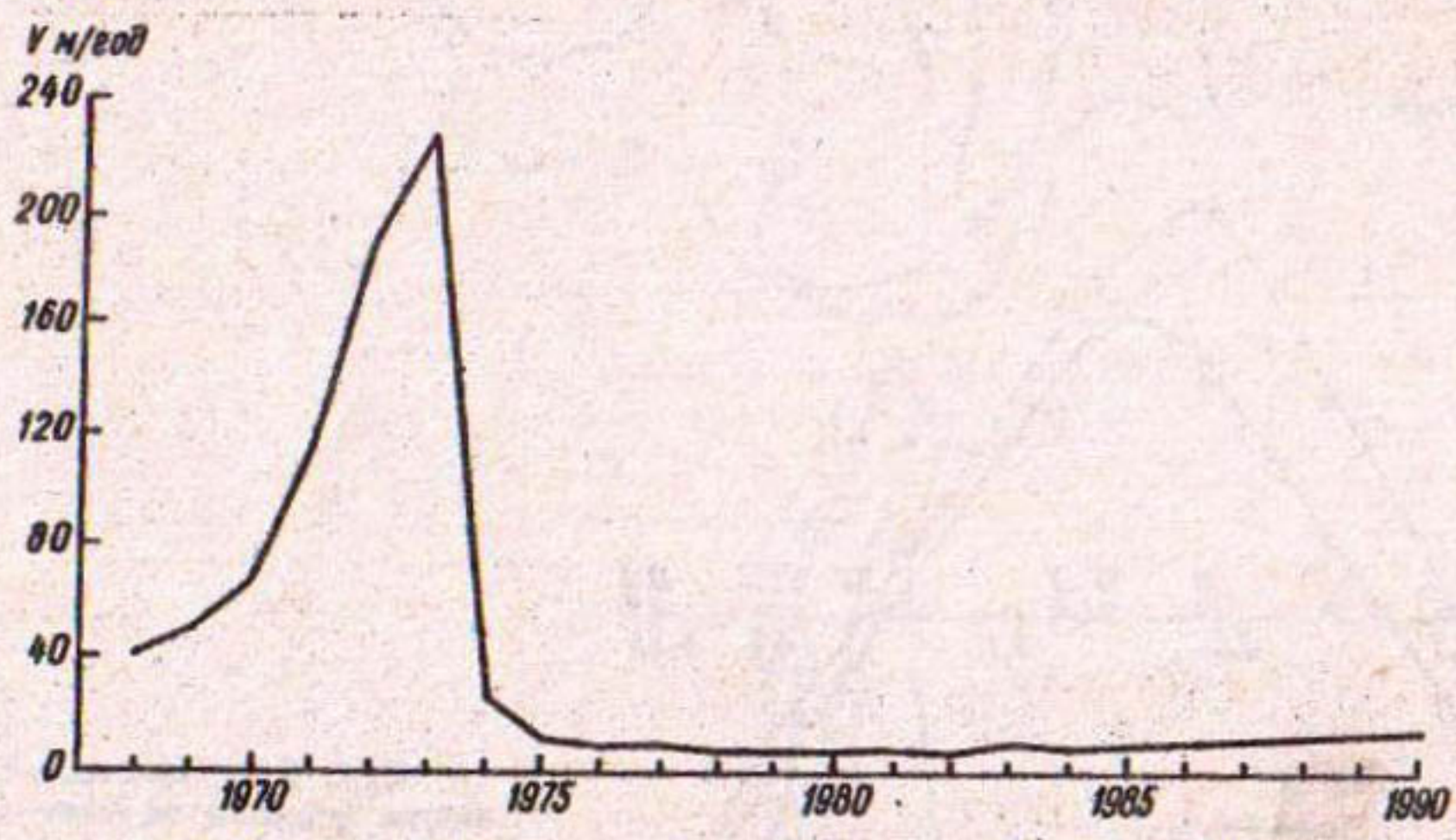


Рис. 5.3. Хронологические изменения средней поверхностной скорости движения льда V на 2-м поперечном профиле.

5.2. Многолетние изменения

Общее представление об изменении скорости движения льда на языке в связи с его подвижкой дает рис. 5.3. Комментариев он не требует. Влияние подвижки на поле скоростей по всему леднику можно оценить по рис. 5.1: после мощного всплеска к 1974—75 гг. скорость упала до значений порядка 10—15 м/год.

Изменения во времени высоты поверхности ледника по продольному профилю можно проследить по имеющимся картам масштаба 1 : 25000, построенным по данным аэрофотосъемок 1954, 1967 гг. (А. М. Кидяев) и 1975, 1986 гг. (В. А. Кузьмиченок). На рис. 5.4 показаны изменения высоты поверхности за

периоды между этими съемками. Вполне отчетливо проявляется продвижение динамической волны, прошедшей по леднику со средней скоростью 150—200 м/год. Интересно, что эта волна, которую можно назвать поперечной, вызвала изменения высоты поверхности, достигающие десятков метров.

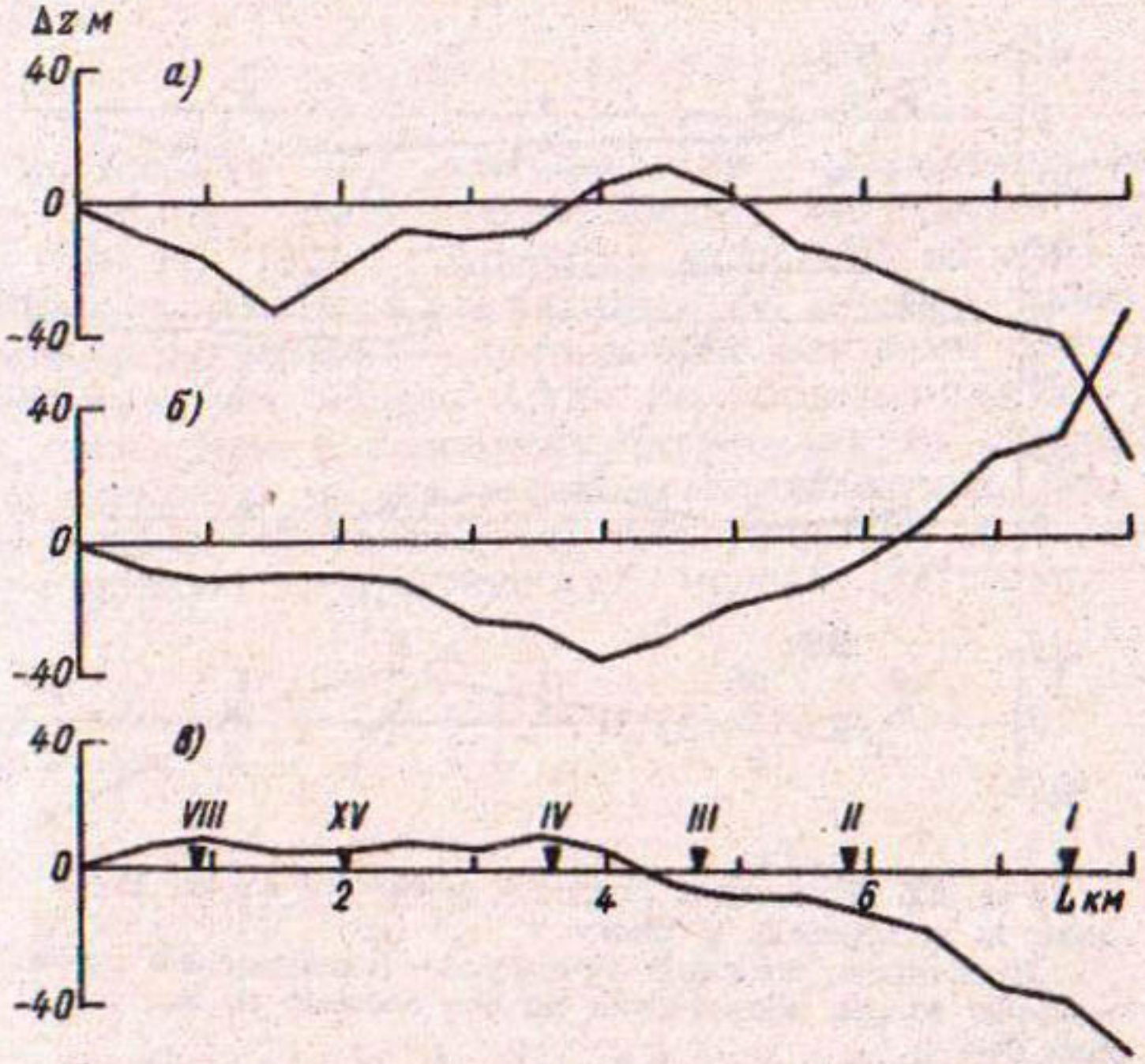


Рис. 5.4. Изменение высоты поверхности ледника Δz по его длине *L* от перевала к языку.

а) за 1954—1967 гг., *б*) за 1967—1975 гг., *в*) за 1975—1986 гг.; римскими цифрами отмечены положения соответствующих поперечных профилей.

Тщательные измерения скорости дали возможность получить еще один интересный результат. На рис. 5.5 показано изменение скорости движения льда на продольном профиле от перевала Бок-баш до конца языка за разные годы. В качестве показателя скорости взяты не истинные ее значения *V* (м/год), а величины $k_v = \frac{V_i - V_{ср}}{V_{ср}}$. Здесь V_i — скорость движения льда на соответствующем поперечнике в *i*-м году, $V_{ср}$ — средняя за 1976—1989 гг. скорость на нем. Такая нормировка была выполнена для приведения колебаний скорости к одному масштабу и позволила наглядно сопоставить их изменения по продольнику. Не слишком четко, но все же видно продвижение вниз по леднику продольной

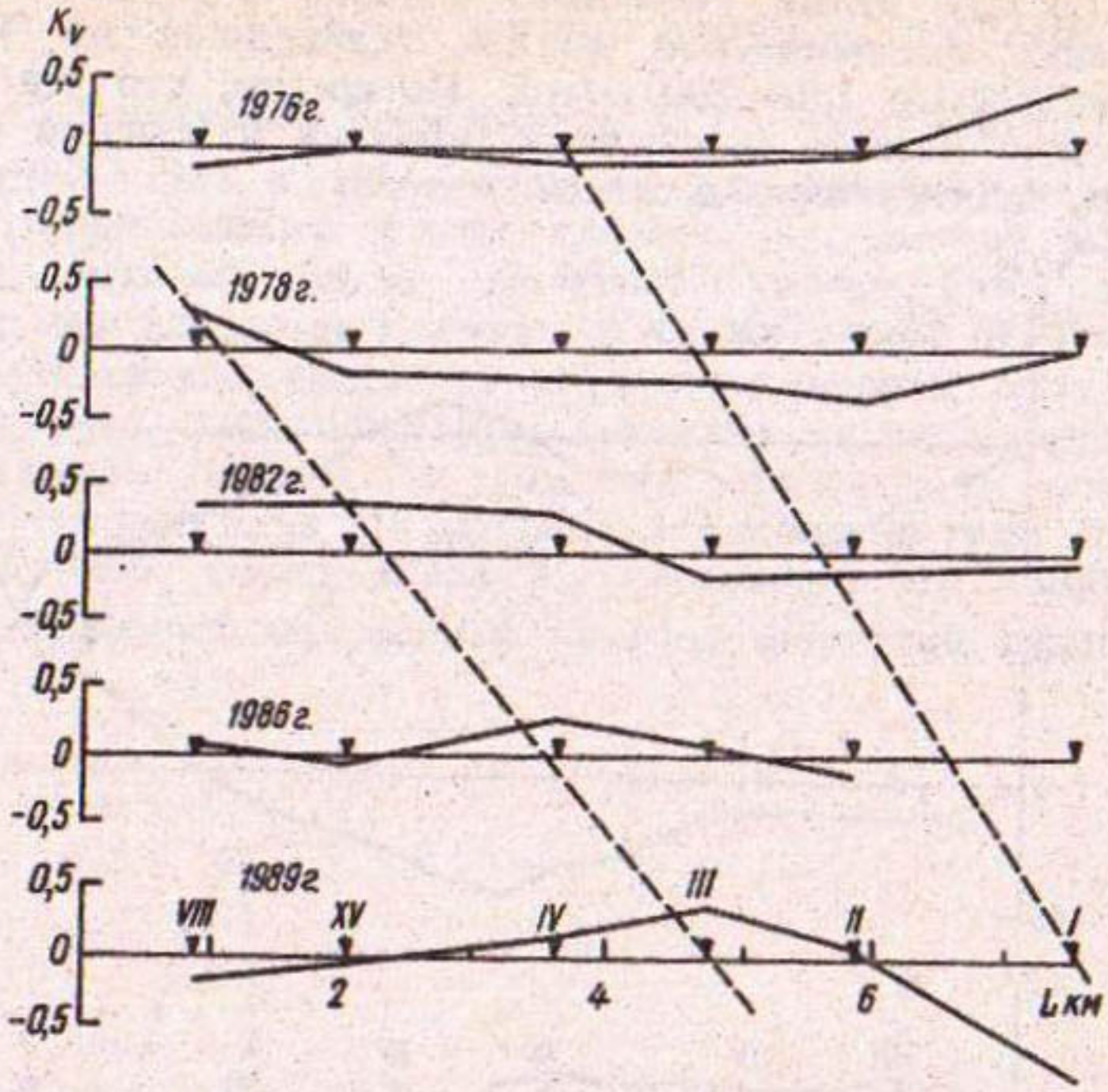


Рис. 5.5. Изменение скорости движения K_v по длине ледника L от перевала к языку.

Пунктиром показано примерное перемещение гребня и впадины волны; обозначения по оси абсцисс те же, что и на рис. 5.4.

волны со скоростью 30—40 м/год. Напомним, что график охватывает период уже после подвижки ледника (1976—1989 гг.).

Итак, что же мы получили? Прежде всего обнаружено, что на леднике существуют по меньшей мере две системы волн, скорость которых отличается в несколько (4—5) раз. Первая, более быстрая, возможно, и послужила причиной подвижки ледника. Заметим, что сходная картина наблюдалась, например, на леднике Шокальского в Заилийском Алатау [94]. Во-вторых, скорость более медленной продольной волны все же примерно на порядок превышает среднюю по продольному профилю скорость движения льда (см. для сравнения рис. 5.1), что существенно больше известной теоретической оценки Д. Ная [172 и др.].

Таким образом, регулярные наблюдения за скоростью движения и изменениями высоты поверхности ледника дают интереснейшие сведения о его динамическом режиме. Они позволили также проверить математическую модель резких подвижек горных ледников.

5.3. Математическая модель подвижки ледника

Не тот умен, кто умеет отличить добро от зла, а тот, кто их двух зол умеет выбрать меньшее.

Талмуд

Для построения и идентификации математической модели подвижки ледника были использованы материалы наблюдений за 1967—1980 гг. [92]. Разработка модели и расчеты выполнены А. Б. Мазо и А. Н. Саламатиным, а подбор данных и интерпретация результатов — остальными авторами работы [98].

Математическая модель. Судя по наблюдениям за динамикой ледников, даже при интенсивных подвижках их ширина изменяется незначительно, за исключением конца языка. Это позволяет положить в основу качественного теоретического изучения их движения одномерную математическую модель [92]:

$$\frac{\partial l}{\partial t} = \frac{1}{H}\frac{\partial}{\partial x}(HQ + b) \quad 0 < x < x_0(t), \; t > 0,$$

$$Q = \operatorname{sign}\left(\frac{\partial l}{\partial x}\right)\left[(l - z_0)V_0 + \frac{(l - z_0)^{n+2}}{n+2}\left|\frac{\partial l}{\partial x}\right|^n\right], \qquad (5.1)$$

$$Q\Big|_{x=0} = Q\Big|_{x=x_0} = 0 \quad (l - z_0)\Big|_{x=x_0} = 0, \; l(x, 0) = l_0(x),$$

описывающую осредненные по ширине ледника $H(x)$ характеристики течения в безразмерных величинах. Здесь x — продольная горизонтальная координата, точка $x = 0$ расположена в верховьях ледника, t — время, $x_0(t)$ — координаты края языка, $z_0(x)$ — сглаженный рельеф дна, $b(x, t)$ — удельный баланс массы, $l(x, t)$ — искомый профиль поверхности ледника, V_0 — скорость скольжения льда по ложу, n — показатель степени в реологическом законе Глена; все гидродинамические характеристики течения (поля напряжений и скоростей) могут быть рассчитаны по l из работы [54].

В уравнении (5.1) функции z_0, H, b и l_0 считаются заданными и строятся по известным экспериментальным данным о высоте поверхности ледника, его толщине, балансе массы и форме в плане. Переход к безразмерным величинам проводится в соответствии с общей методикой [126]. Для замыкания системы (5.1) необходимо также задать закон скольжения, определяющий скорость V_0 через

другие характеристики ледника. Мы используем три способа задания V_0, отражающие разные виды механического взаимодействия на контакте „лед — ложе":

1) монотонный закон скольжения

$$V_0 = k_1 T_0^{(n+1)/2}, \quad T_0 = (l - z_0) \left| \frac{\partial l}{\partial x} \right|; \tag{5.2}$$

2) „ступенчатый" закон скольжения

$$V_0 = k(t)\, T^{(n+1)/2}, \quad k(t) = \begin{cases} k_1, & \text{при } t < t^*, \\ k_0, & \text{при } t \geq t^*, \ k_0 >> k_1; \end{cases} \tag{5.3}$$

3) неоднозначный закон скольжения

$$V_0 = [(1 - I)\, k_0 + I k_1]\, T_0^{(n+1)/2};$$

$$I(x, t+0) = \begin{cases} 0, & \text{если } T_0(t-0) = T^2, \ \dfrac{\partial T_0}{\partial t}(t-0) > 0, \\ 1, & \text{если } T_0(t-0) = T^1, \ \dfrac{\partial T_0}{\partial t}(t-0) < 0, \\ I(t-0) & \text{в остальных случаях;} \end{cases} \tag{5.4}$$

$$I(x, 0) = I_0(x), \quad T^2 > T^1.$$

Здесь T^1 и T^2 — сдвиговые напряжения на ложе, T_0 — касательные напряжения на ложе, k — коэффициент донного скольжения, t^* — время переключения режима скольжения.

Характерные особенности и общие закономерности течения ледников при законах скольжения (5.2) — (5.4) достаточно подробно изучены в [92]. Отметим, что при монотонном законе скольжения модель (5.1) — (5.2) описывает реакцию ледника только на изменения удельного баланса массы b. Ступенчатая зависимость V_0 от t позволяет моделировать „срыв" ледника одновременно на всем ложе, причем момент t^* в (5.3) не конкретизируется и может быть связан, например, с достижением предела прочности в придонных слоях льда или с образованием водной пленки между льдом и ложем. Неоднозначный закон (5.4) допускает локальное „переключение" режима скольжения в произвольной точке x, которое зависит от критических значений сдвиговых напряжений

T^1 и T^2: если интенсивность касательных напряжений T_0 в некоторой области на ложе достигает величины T^2, скорость V_0 резко увеличивается. Прежний режим скольжения может восстановиться, если T_0, уменьшаясь, достигнет критического значения $T^1 < T^2$.

Физически интерпретировать такой механизм движения льда у ложа можно следующим образом: при сравнительно малых напряжениях $T_0 < T^2$ происходит преимущественно пластическое обтекание характерных неровностей подстилающей поверхности. При $T_0 = T^2$ достигается „предел прочности" льда в придонном слое и образуются внутренние поверхности скола-скольжения. В результате этого эффективная шероховатость ложа значительно уменьшается, что приводит к резкому увеличению скорости проскальзывания V_0. Сплошность льда у ложа начинает восстанавливаться при падении скорости относительного движения образовавшихся поверхностей скола до величины, соответствующей нижнему критическому значению T^1. Модель (5.1) — (5.4) описывает автоколебания ледников и объясняет появление и распространение кинематических волн [92]. Алгоритмы численного решения задач (5.1) — (5.2), (5.1) — (5.4) рассматривались в [91, 92] и основаны на применении метода сеток.

Подготовка исходных данных и предварительные расчеты. Для построения функций z_0, H, b и l_0 были использованы материалы многолетних исследований на леднике. Поскольку регулярные наблюдения за балансом массы и поверхностной скоростью ледника проводились лишь с 1967/68 г., он был выбран в качестве базового при подготовке исходных данных. По карте ледника 1967 г. с учетом распределения площадей высотных зон определены осредненный продольный профиль поверхности ледника $l_0(x)$ и его ширина $H(x)$. Для построения функции $b(x)$ использованы данные непосредственных наблюдений за распределением удельного баланса массы по высотным зонам. Продольный профиль ложа $z_0(x)$ предварительно восстанавливался по результатам радиозондирования языка ледника и области питания в отдельных точках.

Чтобы адекватно подобрать значения параметров модели (5.1) и оценить влияние неточностей при задании исходной информации, были проведены расчеты, в которых экспериментально определенные функции H, z_0, b и параметры модели (5.1) — (5.2) k_1 и n варьировались в разумных пределах для достижения наилучшего согласования измеренного l_0 и рассчитываемого по данным о балансе массы 1967 г. профиля l поверхности ледника.

Расчеты по стационарной модели (5.1) — (5.2) при $\partial l/\partial t = 0$ показали, что толщина ледника в основной части ус-

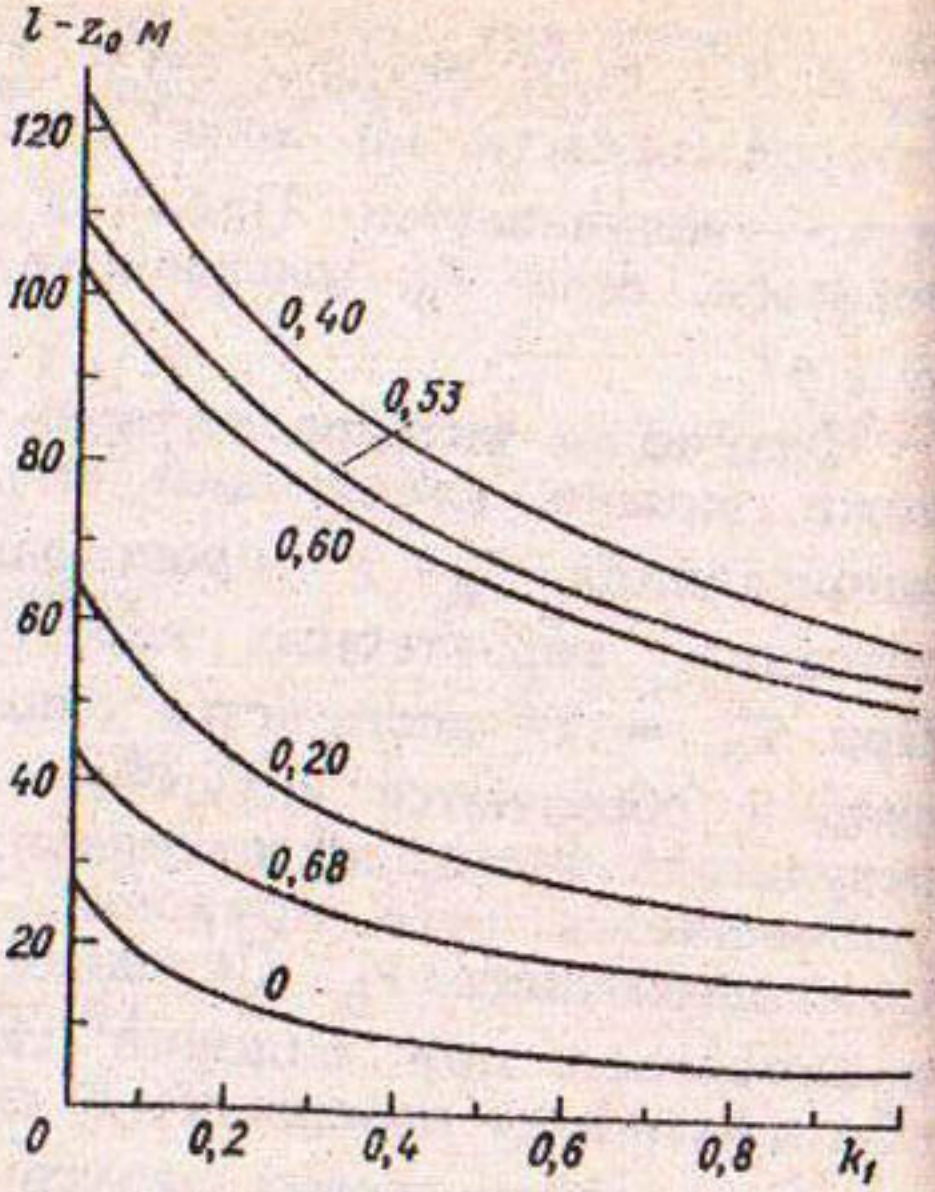


Рис. 5.6. Влияние коэффициента донного скольжения k_1 на толщину ледника $(l - z_0)$.

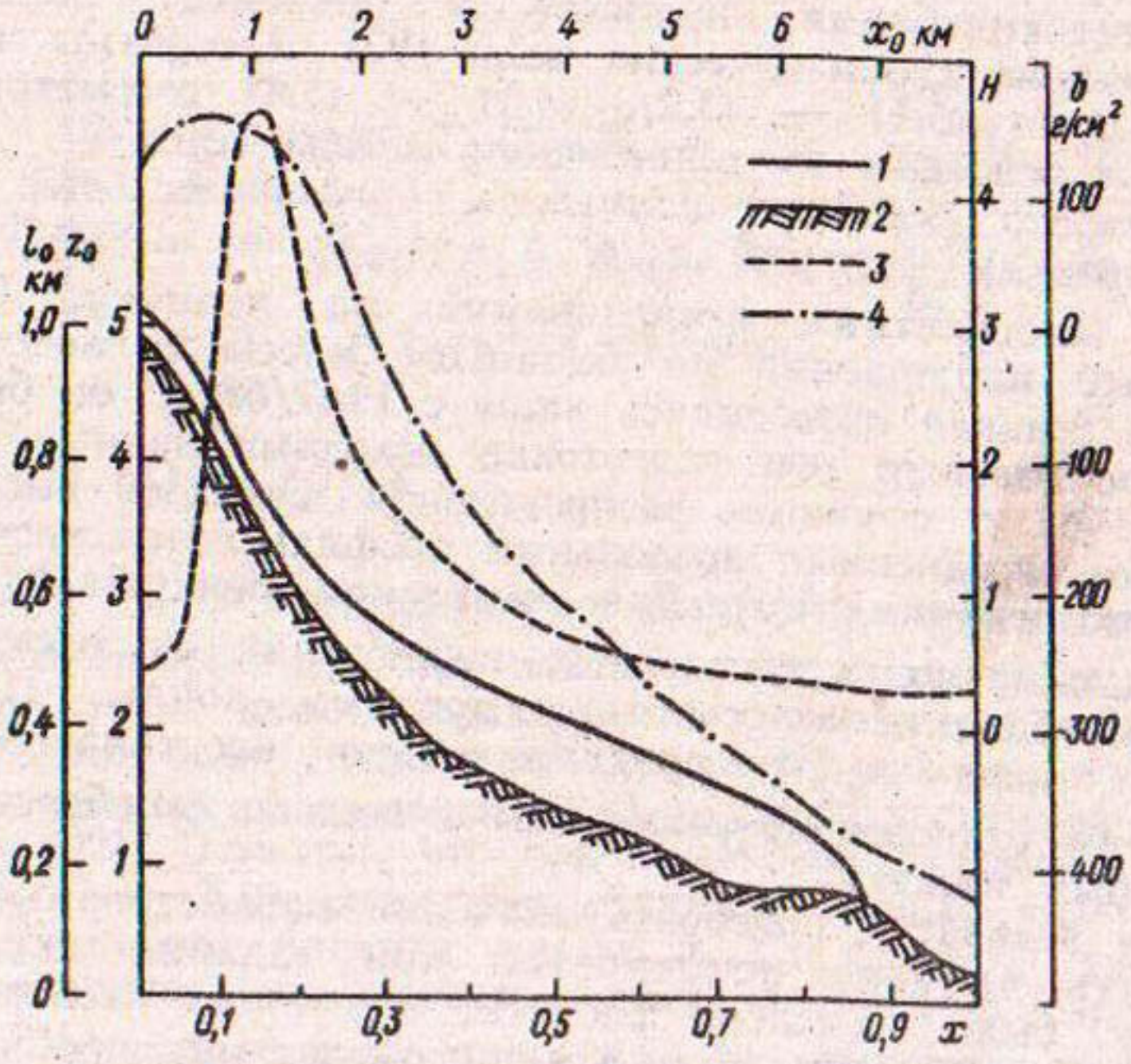


Рис. 5.7. Исходные данные для моделирования динамики ледника Абрамова.

1 — расчетный профиль поверхности l_0, *2* — профиль ложа z_0, *3* — ширина трубки тока H, *4* — баланс массы b в 1967 г.

тойчива к локальным изменениям функций b, H и z_0. Значительное влияние на толщину ледника оказывает коэффициент донного скольжения k_1 (рис. 5.6), который определяет скорость проскальзывания (5.2). Это означает, что смена режима скольжения может играть определенную роль в динамике ледника. В результате предварительных расчетов по стационарной модели были подобраны согласованные начальные распределения l_0, z_0, H, b (рис. 5.7) и найдена величина $k_1 = 2 \cdot 10^{-2}$ как наиболее приемлемая для описания режима скольжения льда при докритических напряжениях на ложе.

Результаты численного моделирования. Для исследования реакции ледника на колебания баланса массы $b(x, t)$ в 1967—1980 гг. были проведены эксперименты на ЭВМ с использованием модели (5.1) при монотонном законе скольжения (5.2). Мы рассмотрим два варианта задания исходной формы языка ледника, отражающие наиболее вероятные практические ситуации и позволяющие оценить возможное поведение ледника при реальных изменениях его баланса массы.

В первом случае за начальное состояние l_0 принималось предварительно найденное решение стационарной задачи. Последующее решение уравнений (5.1)—(5.2) показало, что изменение удельного баланса массы b приводит к незначительному наступанию ледника: с 1967 по 1980 г. его язык продвинулся на 49 м, при этом скорость наступания не превышала 8 м/год. Поскольку начальный профиль l_0 был задан искусственно, этот расчет следует рассматривать как модельный. Он позволяет оценить относительное влияние изменений баланса массы на динамику ледника, когда движение языка не осложнено действием остаточного льда на его краю.

Во втором варианте начальный профиль l_0 поверхности ледника на конце языка строился по данным радиолокации [88] (рис. 5.8). Согласно расчетам, картина динамики ледника в его основной части не отличается от полученной в первом случае, а конец языка быстро деградирует. Последнее обстоятельство свидетельствует о слабой динамической связи конца языка ледника с его основной частью в рассматриваемый период. По расчетам можно оценить и темпы отступания языка: при среднем уровне абляции 400—500 г/см^2 в год эта величина составляет 65 м/год. В рассматриваемых вариантах скорость поверхностного течения льда V_l фактически не изменялась со временем.

Рассчитанная картина динамики ледника принципиально отличается от реального его поведения в исследуемый период. Так, язык ледника продвинулся на 400 м, а скорость V_l во время подвижки возрастала в несколько раз. Таким образом, можно утверждать, что колебания баланса массы ледника в 1967—1973 гг.

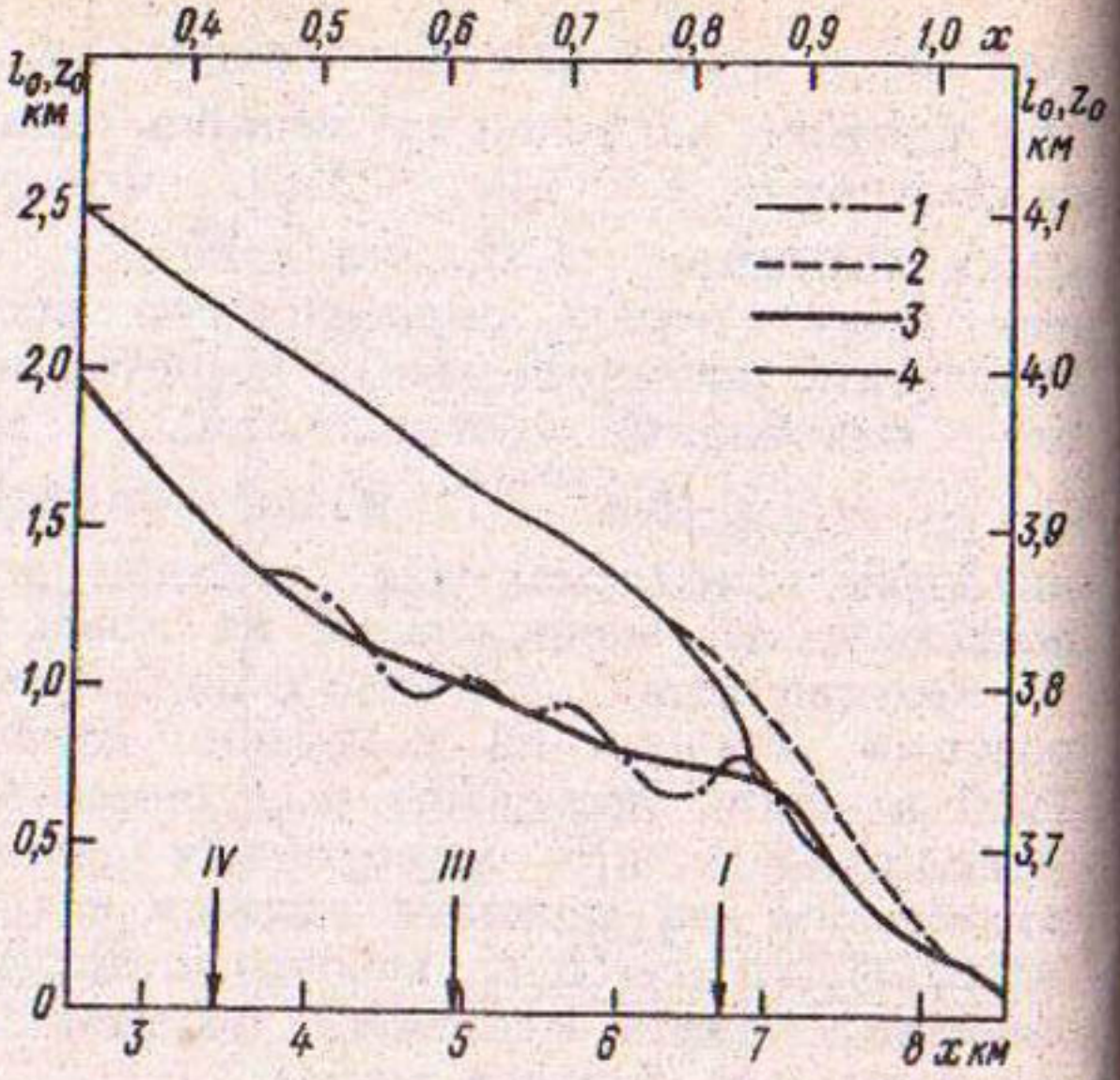


Рис. 5.8. Форма языка ледника Абрамова.

***1* и *2* — профили ложа и поверхности по данным радиолокации, *3* — сглаженное ложе, используемое в расчетах, *4* — поверхность ледника, полученная в результате решения стационарной задачи. Стрелками показаны координаты поперечных профилей, на которых измерялась поверхностная скорость движения льда.**

не могли вызвать наблюдавшуюся подвижку. В связи с этим мы рассмотрели влияние на динамику ледника возможной нестационарности его состояния в начальный момент времени. Профиль поверхности l_0 искусственно возмущался таким образом, чтобы вызвать „волну" на леднике и проследить ее влияние на течение льда и перемещение края. Численные эксперименты показали, что при монотонном законе скольжения интенсивность и продолжительность подвижек, вызванных отклонениями формы поверхности ледника от равновесной, не согласуются с данными наблюдений. Основное отличие заключается в том, что все процессы при таких модельных подвижках происходят значительно медленнее реальных. Например, скорость движения ледника плавно и медленно возрастает, достигая максимума лишь через несколько десятков лет, тогда как в действительности это произошло за 1—2 года. Отметим, что расчеты с разными значениями показателя ползучести $n = 1, 2, 3$ показывают качественно одну и ту же картину медленного течения ледника с временем релаксации около 200 — 300 лет. Таким образом, подвижка ледника Абрамова не может быть описана в рамках монотонного закона скольжения (5.2).

Расчеты по простейшей модификации монотонного закона скольжения (5.3) подтвердили определяющее влияние режима скольжения на динамику ледника. Судя по результатам численного моделирования, выбор константы k_0 и времени переключения t^* существенно влияет на движение ледника, причем при определенных значениях, например, при $k_0 = 0{,}5$, $t^* = 0{,}12$

происходит мощная подвижка, сопровождающаяся характерным для пульсирующих ледников возрастанием скоростей течения льда от 10—20 до 100—150 см/сут. Однако ни при каких значениях этих констант и даже при введении в (5.3) еще одного параметра — времени „обратного переключения" — не удается смоделировать одновременно быструю и кратковременную подвижку, наблюдавшуюся на леднике. Так, скорость движения льда на языке резко увеличилась в 1972 г., а его продвижение на расстояние около 400 м завершилось уже к 1974 г. В связи с этим можно предположить, что режим скольжения ледника изменялся не одновременно на всей площади контакта „лед — ложе", а лишь в локальных областях.

Для проверки этой гипотезы мы провели моделирование пульсации ледника на основе соотношений (5.1) — (5.4) при разных значениях k_0, T^1. Приведем основные характеристики установившихся автоколебаний ледника, рассчитанных при $k_0 = 1{,}4$, $T^1 = 1{,}2$, или 0,05 МПа в размерных величинах, $T^2 = 2{,}3$ или 0,097 МПа, поскольку полученная в этом случае картина течения ледника наиболее сходна с изучаемой подвижкой. При неизменном удельном балансе массы b решение задачи (5.1) — (5.4) описывает периодически возникающие и распространяющиеся по леднику зоны интенсивного скольжения, внутри которых $V_0 = k_0 T_0^{(n+1)/2}$, а вне их $V_0 = k_1 T_0^{(n+1)/2}$. Эти зоны могут инициировать подвижки языка. На рис. 5.9 показано чередование „затухающих" и приводящих к подвижке волн, отделенных друг от друга 6-летней стадией восстановления. Период времени между

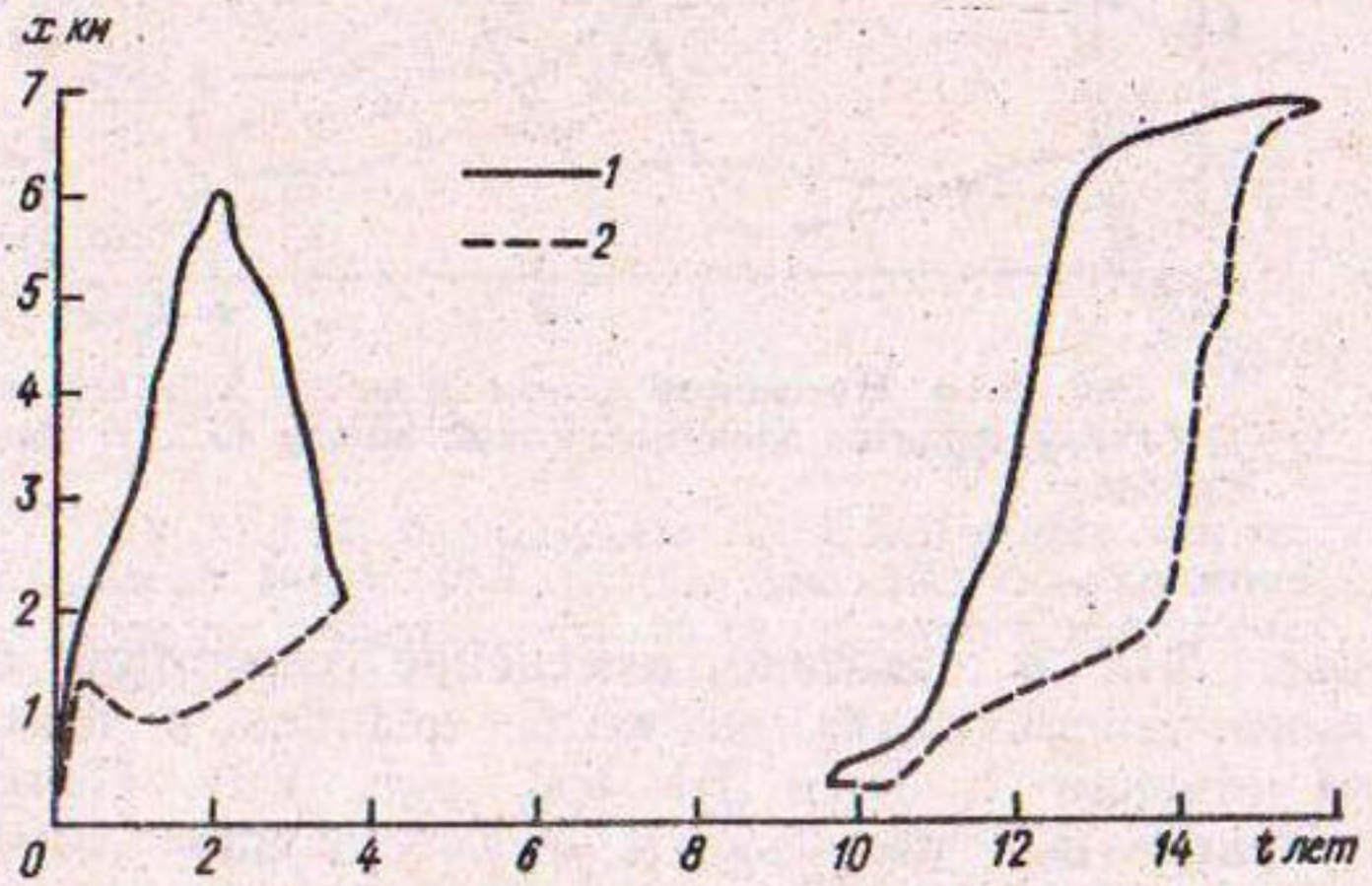


Рис. 5.9. Распространение зон интенсивного скольжения при установившихся автоколебаниях.

1 и *2* — движение переднего и заднего фронта кинематической волны. Зона интенсивного скольжения находится между парами кривых.

подвижками ледника равен приблизительно 22 годам. Правда, по расчетам, выполненным на основе оценок скорости стаивания конца ледника и приведенным в главе 8, предшествующая подвижка, возможно, произошла за 35—40 лет до последнего продвижения ледника в 1973 г. Такое значение периода может быть получено при расчетах по модели (5.1) — (5.4), если принять $T^1 = 0{,}5$ — 0,8. Общая расчетная картина подвижки при этом не меняется.

Более детально динамика фронтов зоны скольжения и изменение длины языка ледника при подвижке представлены на рис. 5.10. Видно, что непосредственное наступание языка начинается в тот момент, когда передний фронт волны, замедляясь, достигает конца языка ледника. Наступание длится около двух лет со средней скоростью 120 м/год, после чего начинается фаза деградации.

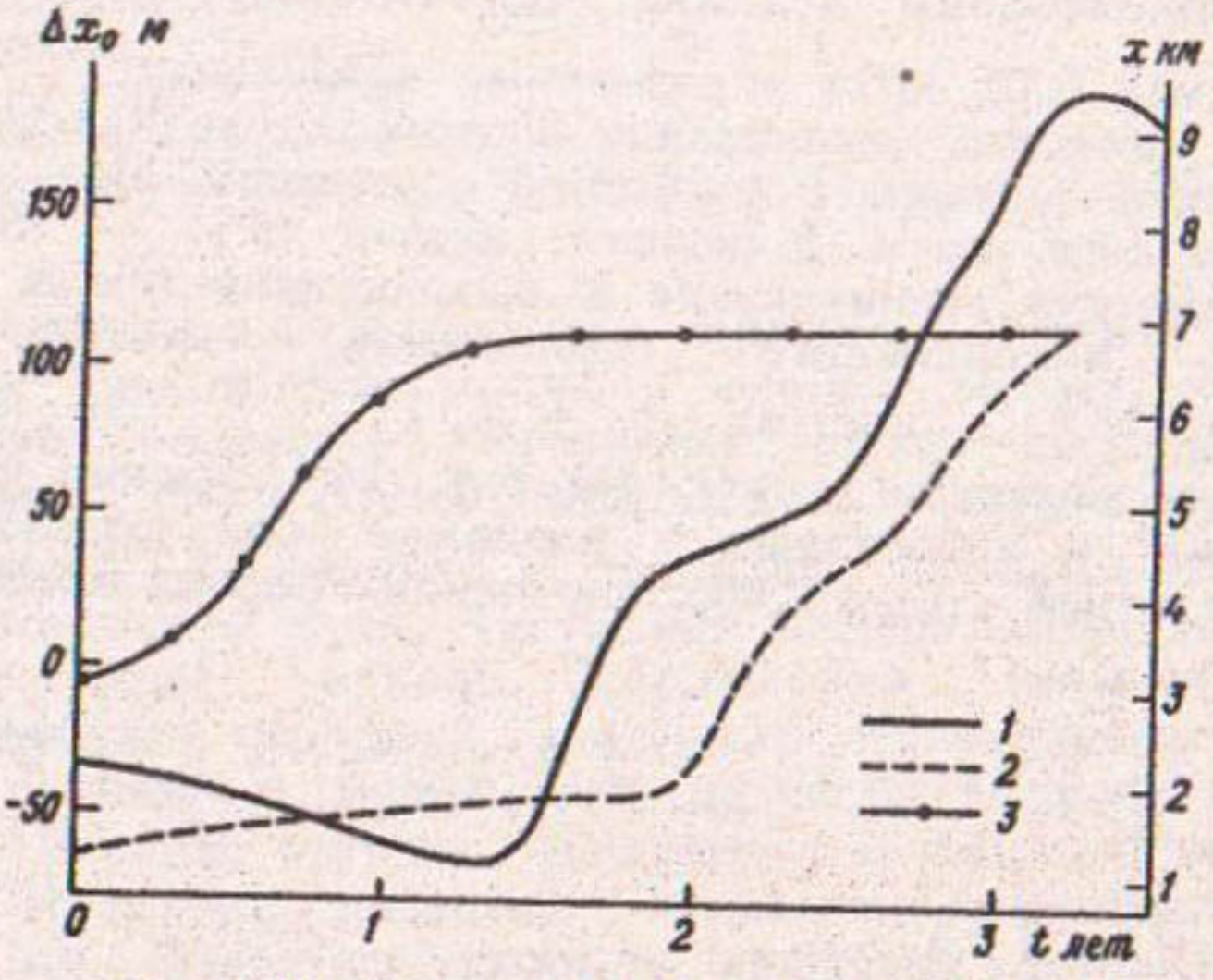


Рис. 5.10. Изменение длины ледника Δx_0 (*1*) и движение фронтов кинематической волны (*2*, *3*) при сердже.

На рис. 5.11 *а* показано изменение расчетной скорости поверхностного течения льда на языке ледника в точках, соответствующих створам I, II и III (см. рис. 5.8). Полученные при помощи расчетов результаты качественно согласуются с результатами, приведенными на рис. 5.11 *б*, заимствованном из [54], графиками измеренных скоростей, хотя их численные значения примерно втрое меньше действительных. Такое количественное расхождение можно устранить адекватным выбором коэффициента k_0.

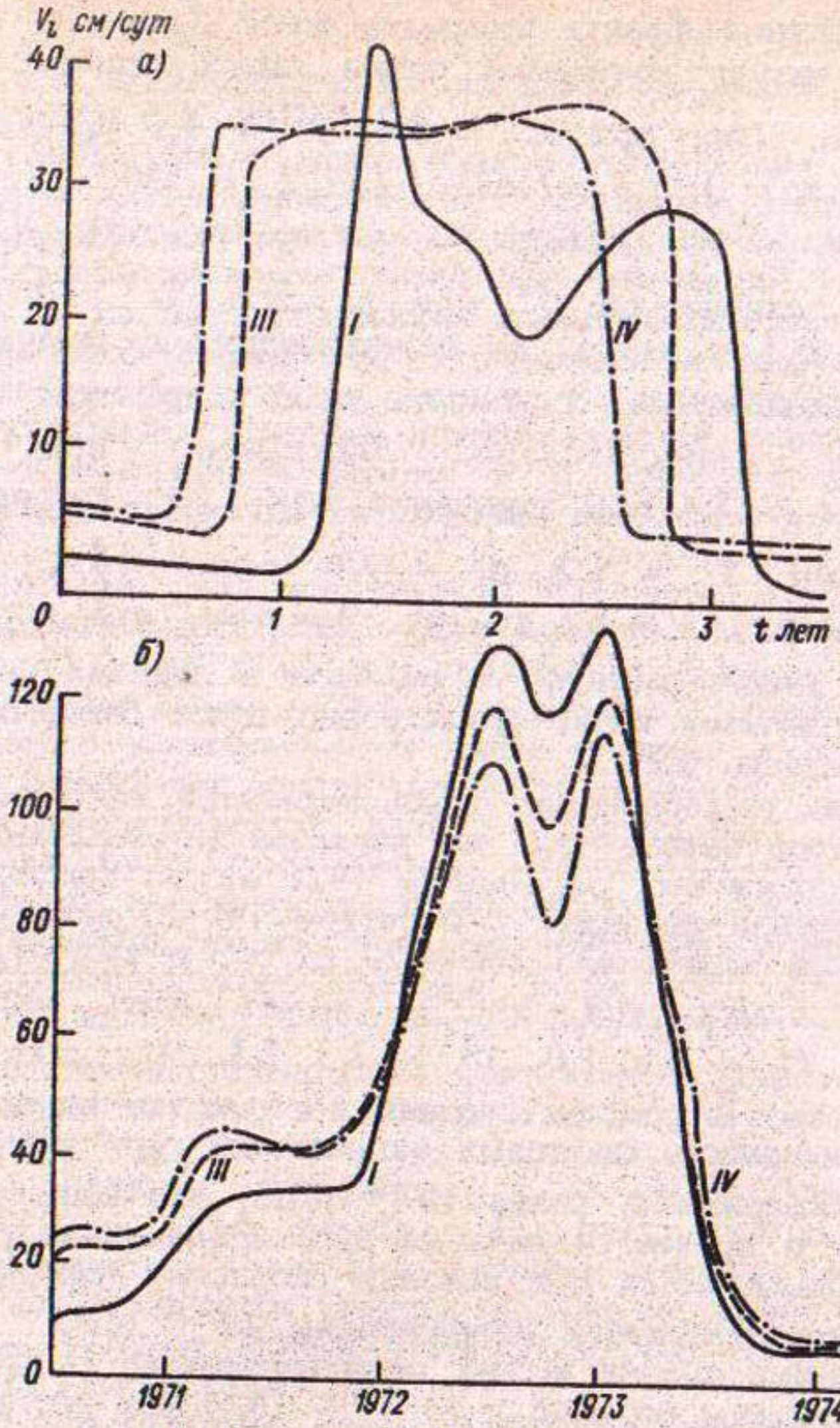


Рис. 5.11. Рассчитанное (*а*) и измеренное при подвижке 1971—1974 гг. (*б*) изменение поверхностной скорости движения льда V_l на леднике в поперечных створах I, III, IV.

Параметры модели (5.4) k_0 и T^1 (с учетом того, что значения k_1 и T^2 для конкретного ледника можно считать фиксированными) определяют вполне конкретный набор характеристик рассчитываемых пульсаций. В частности, коэффициент k_0 задает скорость поверхностного течения льда в активной зоне V_l и

скорость движения фронта кинематической волны V, в то время как на амплитуду колебаний конца языка ледника $|\Delta x_0|$ он влияет слабо. Так, при $k_0 = 0{,}4$, $T^1 = 1{,}5$ среднее значение V_l составило 100 м/год, $|\Delta x_0| = 120$ м, а при $k_0 = 1{,}4$, $V_l \approx 180$ м/год, $V = 4$ км/год, $|\Delta x_0| = 140$ м. Критическое напряжение T^1 или разность $T^2 - T^1$ определяет величина $|\Delta x_0|$ и период Δt возникновения на леднике зон интенсивного скольжения, а влияние этого параметра на скорости V_l и V незначительно. Например, при $T^1 = 1{,}5$, $k_0 = 1{,}4$ $\Delta t = 5{,}4$ года (значения $|\Delta x_0|$, V, V_l приведены выше), а при $T^1 = 1{,}2$, $\Delta t = 9{,}7$ года, $|\Delta x_0| = 240$ м, $V_l = 190$ м/год, $V = 4{,}2$ км/год. Заметим, что такие большие значения V свидетельствуют о наличии в леднике еще одной — третьей — системы волн, существенно более быстрых, чем описанные в разделе 5.2.

На основе установленных закономерностей качественного влияния параметров закона (5.4) на характер автоколебаний ледников с учетом аналогичных результатов [92] можно предположить, что реальная картина подвижек с периодом 15—20 лет при скоростях V_l в активной зоне около 100—120 см/сут и амплитудах колебаний края языка 400—500 м может быть получена при $k_0 = 6$–7, $T^1 = 0{,}8...1{,}0$, $T^2 = 2{,}3...2{,}5$. При таких значениях этих параметров вероятная средняя по площади контакта „лед — ложе" интенсивность сдвиговых напряжений, при которых меняется режим скольжения, равна 10^{-1} МПа, что согласуется с данными [148] о прочности льда на срез. Сплошность разрушенного льда восстанавливается при падении скоростей деформаций до величины, соответствующей напряжениям 10^{-2} МПа.

Приведенные оценки весьма приблизительны. Однако проводить детальные расчеты по модели (5.1) — (5.4) для достижения более полного совпадения результатов моделирования с данными наблюдений вряд ли целесообразно, поскольку реальные значения k_0, T^1, T^2 зависят от сложных термогидродинамических процессов на дне ледников, а для их адекватного определения необходимы как теоретические, так и экспериментальные исследования.

Заключение. На основе сопоставления результатов математического моделирования с данными непосредственных наблюдений на леднике Абрамова можно утверждать, что быстрые кратковременные подвижки горных ледников не могут быть вызваны только колебаниями баланса массы, а связаны с изменением режима взаимодействия льда с ложем. Наиболее хорошо ме-

ханизм такого взаимодействия описывает неоднозначный закон скольжения (5.4) [92, 93].

Предложенную модель можно использовать и для решения некоторых других задач динамической гляциологии. Например, большой научный интерес представляет проблема влияния длинноволновых, с периодом несколько сотен лет, изменений удельного баланса массы b на характеристики автоколебаний ледников. Хотя детальный количественный анализ этой задачи требует самостоятельных модельных расчетов, некоторые качественные закономерности указанного процесса представляются очевидными уже сейчас на основе общей теории и имеющегося опыта моделирования климатически обусловленных колебаний ледников [125] и подвижек.

Рассмотрим два типа монотонного изменения „стационарного" удельного баланса массы $b(x)$. Если меняется лишь его градиент ($E(t)$, $E(0) = 1$), то в среднем колебания $E(t)$ не приводят к изменениям длины ледника. Однако с ростом E, очевидно, ледник способен быстрее восстанавливать свою толщину в области питания после очередной подвижки. Это означает, что период „зарождения кинематических волн", определяемый „критической" толщиной льда, будет уменьшаться. Увеличению частоты пульсаций способствует и пропорциональное росту E усиление абляции на языке. Очевидно, уменьшение градиента удельного баланса E оказывает противоположное действие. Более того, при достаточно малых E (эта величина определяется однозначно) толщина ледника уменьшается настолько, что критическое напряжение T^2 не будет достигаться ни в каких точках, и автоколебания прекратятся.

Несколько сложнее представляется второй модельный случай ($b(x, t) = b(x) + \Delta b(t)$, $\Delta b(0) = 0$), когда колебания баланса массы сопровождаются смещением границы питания, в результате чего, очевидно, изменяется среднее положение конца языка. Однако и в этом случае можно утверждать, что частота подвижек возрастает при увеличении Δb.

В заключение отметим, что для адекватного описания подвижек следует принимать во внимание ряд эффектов, обычно не учитываемых при моделировании динамики ледников. Среди них можно назвать резкое изменение режима стока, а следовательно, и содержания воды в теле ледника, исключительно сильные изменения абляционной морены на языке, влияющие на скорость его таяния и сокращения [120], но включение этих факторов в модели — дело будущего.

Итак, наблюдения за скоростью движения ледника Абрамова позволили получить ряд интересных эмпирических и теоретических результатов. Безусловно, продолжение наблюдений позволит получить материалы для создания новых и идентификации существующих математических моделей динамики горных ледников.

ГЛАВА 6

ТВЕРДЫЙ МАТЕРИАЛ В ЛЕДНИКЕ (МОРЕНЫ)

...не надо забывать, что критерий практики никогда не может по самой сути дела подтвердить или опровергнуть полностью какого бы то ни было человеческого представления.

В. И. Ленин

Изучение морен на леднике и в его окрестностях не входит в число основных проблем, стоящих перед экспедицией, поэтому работы в этом направлении выполнялись эпизодически и решали частные задачи, имеющие, однако, не только информационный, но и методический интерес.

Хорошо известно, что морены несут важную информацию о порождающих их ледниках; это относится и к отложенным (например, [72]), и к влекомым моренам [30, 138 и др.]. Последние оказывают также значительное влияние на режим ледников и в первую очередь на их абляцию.

Основными источниками поступления моренного материала на любой горный ледник являются [31]:

— обрушение камней с окружающих склонов. Его роль весьма значительна в формировании абляционных и боковых морен на ледниках [30]. Но в фирновой зоне ледников этот источник можно не учитывать, если речь идет о поверхностной морене;

— захват породы с ложа ледников. Видимо, он весьма мал (если не учитывать ледниковые подвижки) даже в области языков [48, 156] и совершенно не играет роль в зоне аккумуляции ледников;

— выпадение пыли из атмосферы. Это единственный источник загрязненности сезонного снежного покрова, практически единственный для фирновых областей, а часто и языков ледников (в областях, не занятых абляционной мореной).

Рассмотрим баланс пыли на поверхности снега или льда. Введем следующие обозначения: m — масса пыли в тонком приповерхностном слое снега или льда на 1 м^2 площади, г/м^2; t — время, сут; $Y(t)$ — интенсивность выпадения пыли из атмосферы, г/м^2 в сутки; r — скорость прихода пыли на поверхность при таянии снега или льда, г/м^2 в сутки; $\omega(t)$ — вмывание пыли в снег или лед талыми водами, г/м^2 в сутки; $q_m(t)$ — смывание пыли с поверхности льда, г/м^2 в сутки; C — концентрация пыли в снеге или во льду, г/м^3.

Баланс массы пыли на поверхности можно записать в виде:

$$dm/dt = Y(t) + r(t) - \omega(t) - q_m(t). \qquad (6.1)$$

Рассмотрим загрязненность снежного покрова на леднике [31, 40].

6.1. Выпадение пыли на ледник и ее содержание в фирновой толще

Как показывают наблюдения, на поверхности любых видов снега сток отсутствует, а следовательно, и $q_m = 0$. На языках же ледников смыв весьма значителен и зависит от многих факторов, о чем речь пойдет дальше. Пока же остановимся на снежно-фирновой толще.

Вмывание пыли в приповерхностные слои снега, видимо, невелико, так как движение талой воды происходит как бы сквозь фильтр, состоящий из кристаллов снега или фирна. О том, что этот процесс, если и имеет место, то лишь в тонком приповерхностном слое, свидетельствуют, в частности, данные А. А. Крейтера и др. [82], согласно которым вмывание происходит в слое, меньшем 5 см. Так как в этом же слое происходит основное поглощение радиации и таяние снега, будем принимать, что $\omega = 0$.

Учитывая сказанное, из уравнения (6.1) получим:

$$dm/dt = Y(t) + r(t). \tag{6.2}$$

Очевидно, что скорость вытаивания пыли на поверхность определяется, во-первых, скоростью таяния снега $ab(t)$ и, во-вторых, концентрацией пыли в стаивающем снеге C:

$$r(t) = C \cdot ab(t). \tag{6.3}$$

Воздействие загрязненности поверхности снега на интенсивность таяния весьма сложно и до конца еще не выяснено. Но совершенно очевидно, что при ее увеличении (до некоторого предела, естественно) увеличивается и интенсивность таяния, т. е. $\frac{\partial ab}{\partial m} > 0$. К сожалению, данных прямых наблюдений за увеличением таяния снега в зависимости от естественной его загрязненности в литературе практически не имеется. А такие наблюдения очень важны и нужны, как мы увидим дальше.

Рассмотрим уравнение (6.2). Подставив в него выражение (6.3), получим

$$dm/dt = Y(t) + C \cdot ab(t). \tag{6.4}$$

Очевидно, что $Y(t) \geq 0$ и $ab(t) \geq 0$. Следовательно, правая часть этого выражения всегда положительна, и, если только не происходит резкого уменьшения $Y(t)$, со временем растет, так как

увеличивается $ab(m, t)$ по мере увеличения m. Таким образом, мы имеем систему с положительной обратной связью: даже при постоянных $Y(t)$ и C со временем происходит резкое ускорение загрязнения поверхности и, следовательно, интенсивности таяния. Предел этому процессу могут положить три явления:

— полное стаивание снежной массы, что имеет место в случае сезонного снежного покрова и снежников, не сохраняющихся в течение всего лета;

— слой частиц на поверхности становится достаточно толстым и начинает предохранять снег и лед от таяния. Это случай морен на ледниках и мощных чехлов на некоторых снежниках;

— таяние резко замедляется выпадением свежего слабозагрязненного снега, который прерывает весной интенсивное таяние сезонного снега, а летом — фирна и льда на ледниках (летние снегопады).

Покажем эффект ускорения таяния загрязненностью на простом примере. Пусть в течение некоторого периода $Y(t) = 0$, $C = \text{const} > 0$, $ab(m, t) = \alpha m + \beta$, т. е. пыль из атмосферы не выпадает, концентрация пыли в снегу постоянна по глубине, интенсивность таяния чистого снега со временем не меняется и равна β, а от загрязненности зависит линейно. При таких допущениях уравнение (6.4) сильно упрощается и может быть легко интегрировано:

$$dm/dt = C(\alpha m + \beta)$$

или

$$\frac{dm}{\alpha m + \beta} = C \cdot dt, \quad \frac{1}{\alpha} \ln(\alpha m + \beta) = \ln k_1 + C \cdot t.$$

Здесь k_1 — константа интегрирования. Наконец, получаем

$$ab(t) = \alpha m + \beta = k \exp(\alpha \cdot C \cdot t),$$

где $k = k_1^a$.

Итак, в рассмотренном случае интенсивность таяния растет по экспоненте, в то время как при отсутствии загрязненности оставалась бы постоянной.

Рассмотрим теперь возможность расчета вертикального профиля загрязненности снега в предположении, что единственным источником пыли является выпадение ее из атмосферы, что, как отмечалось

выше, справедливо для сезонного снежного покрова и фирновых областей ледников (в последнем случае камни, падающие с окружающих склонов, остаются, как правило, в узкой присклоновой полосе). Пусть нам известны интенсивность выпадения пыли $Y(t)$ и осадков $X(t)$. Очевидно, что концентрация пыли в выпадающем снеге определяется именно этими величинами:

$$C(t) = Y(t)/X(t). \tag{6.5}$$

К сожалению, пользоваться этой формулой нельзя, так как осадки идут не непрерывно, а при $X(t) = 0$ выражение (6.5) теряет смысл. В эти периоды вся выпадающая пыль оседает на поверхности. Такая же ситуация складывается в периоды таяния — на поверхности скапливается пыль из стаивающих слоев. Если затем вновь выпадает снег, образуются прослойки с большим содержанием пыли. Такие прослойки хорошо видны в шурфах.

Чтобы обойти указанную трудность, будем определять среднюю загрязненность за некоторые периоды или для отдельных слоев снега конечной толщины. При этом как по времени, так и по глубине шаг будет переменным. Будем считать, что одним шагом во времени является суммарное время выпадения снега в течение единичного снегопада и следующего за ним безосадочного периода (Δt_i). Так как мы имеем обычно сведения лишь о суточных суммах осадков, положим, что периодом с осадками является такой отрезок времени (исчисляемый в сутках), когда каждые сутки был снегопад. Безосадочные промежутки времени внутри суток при этом во внимание не принимаются.

Очевидно, что за время Δt_i из атмосферы поступит пыли $\Delta Y_i = \int_{\Delta t} Y(t)\,dt$. Она сосредоточится в слое снега (водный эквивалент), равном ΔX_i (мм). Его-то мы и примем за шаг по глубине. Средняя концентрация пыли в этом слое равна $C_i = \Delta Y_i/\Delta X_i$. Если теперь построить график зависимости C_i от водности последовательных слоев снега, отложившихся один на другом, получим ступенчатую кривую изменения C по глубине.

Для примера нами рассчитан вертикальный профиль загрязненности снега в одном из пунктов на леднике Абрамова. Профиль рассчитан на 31 марта 1971 г. (рис. 6.1). Интенсивность выпадения пыли принята постоянной для всей зимы ($Y(t) = 0{,}19$ г/м^2 в сутки). Это значение было получено Б. В. Кисловым [69]. Величина $X(t)$ рассчитывалась следующим образом: за период с 7 декабря по 27 апреля зимой 1970/71 г. прирост снега в рассмотренном пункте, по данным снегосъемок, был равен 85,0 г/см^2 водного эквивалента. За этот же период в осадкомер на метеоплощадке попало 307 мм осадков. Среднее для зимы отношение этих величин равно 0,278. С его

помощью по суммам осадков на метеостанции за периоды получались суммы осадков (прирост водности снега) в выбранном пункте. Как видим, даже в предположении, что пыль в течение всей зимы выпадала равномерно (что, видимо, не совсем верно), получился довольно сложный профиль концентрации пыли в снегу, с четко выраженными прослойками.

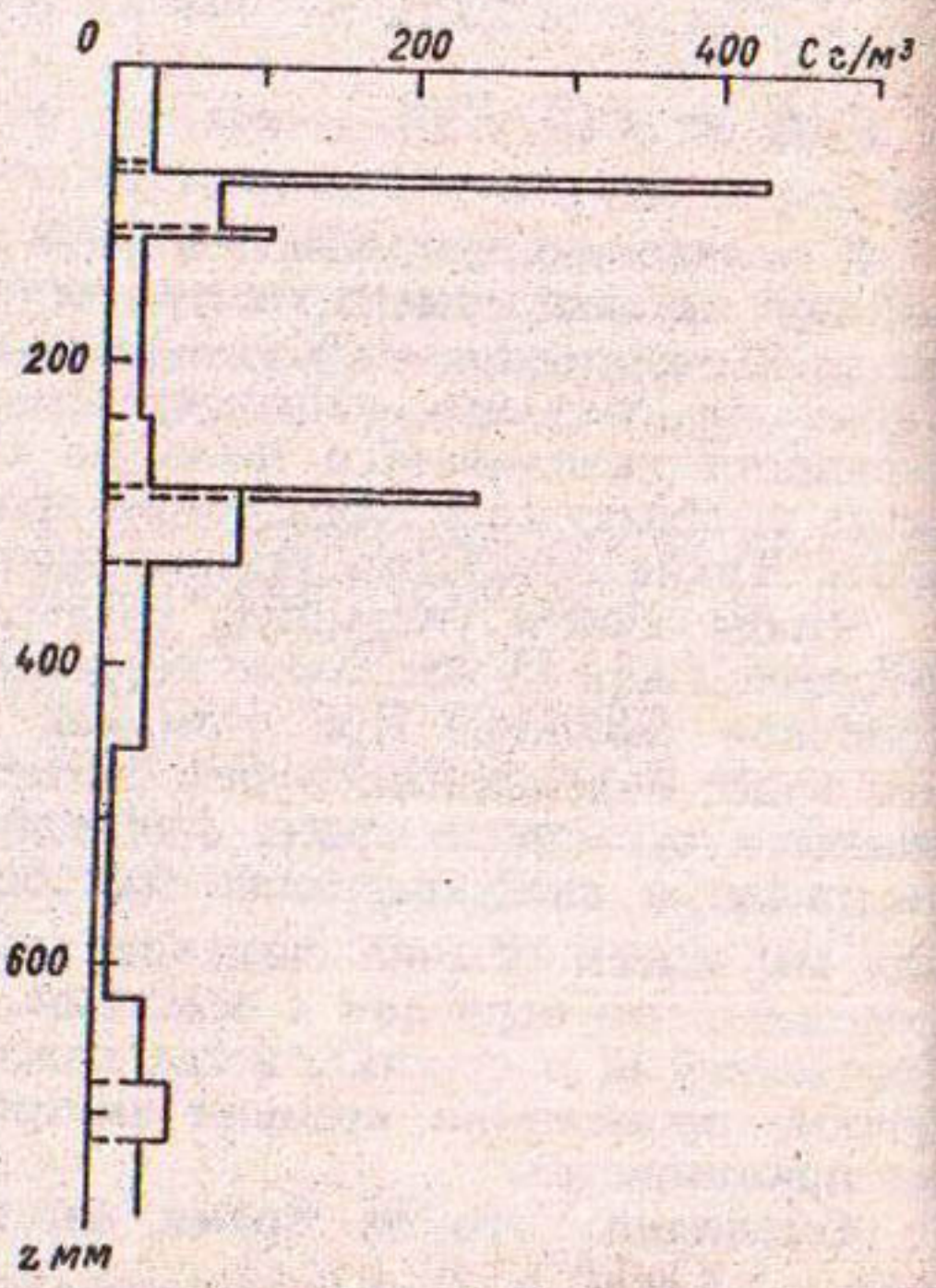


Рис. 6.1. Рассчитанный профиль концентрации пыли C в сезонном снегу.

z — вертикальная координата (мм водности снежного покрова).

Более сложен расчет профиля загрязненности, когда попеременно происходит то выпадение, то таяние снега. В этом случае необходимо учитывать, что к количеству пыли, содержащейся в верхнем из оставшихся после периода таяния слое снега, прибавляется вся пыль, содержавшаяся в верхних, стаявших горизонтах, а также пыль, выпавшая за период таяния. Очевидно, что для этого необходимо иметь профиль загрязненности на начало каждого такого периода.

Сведения о количестве пыли на поверхности можно использовать и для определения содержания пыли в стаявших слоях снега, если не известен режим ее выпадения в течение зимы. Для этого необходимо, во-первых, знать зависимость интенсивности таяния от поверхностной загрязненности снега, во-вторых, иметь ряд последовательных наблюдений за содержанием пыли на поверхности снега и, в-третьих, знать режим таяния снега. Решая уравнение (6.4) относительно C, получим:

$$C(t) = \frac{dm/dt - Y(t)}{ab(m, t)}.$$

Если теперь принять в первом приближении, что при интенсивном таянии загрязненность поверхности определяется вытаивающей, а не выпадающей пылью, т. е. $dm/dt \gg Y(t)$, получим

$$C(t) = \frac{1}{ab(m, t)} \cdot \frac{dm}{dt}.$$

Здесь $C(t)$ — концентрация пыли в снеге, вытаявшем на дневную поверхность в момент времени t.

Так как нам известна функция $ab(m, t)$, можно построить график искомого распределения C_i по глубине, относя последовательные значения C_i к последовательным слоям снега $ab(m, t)$, „ложащимся" один на другой.

Если, кроме того, сопоставить $C(z)$ с режимом выпадения осадков (задача, обратная расчету вертикального профиля загрязненности по $Y(t)$ и $X(t)$), можно с некоторым приближением рассчитывать и функцию $Y(t)$. Это намного легче, чем проводить непосредственные наблюдения за выпадением пыли из атмосферы.

Оценим теперь количество пыли в теле ледника. Фирновая толща горных ледников, вероятно, является если не единственным, то лучшим объектом в средних широтах для изучения многолетнего хода выпадения пыли и вместе с ней различных загрязняющих веществ из атмосферы. В нашей стране первой опорной ледниковой станцией глобального мониторинга атмосферы стал именно гляциологический стационар на леднике Абрамова. Анализ первых же кернов, полученных бурением фирново-ледяной толщи, дал очень интересные результаты [58, 70]. Однако их надежность в значительной степени зависит от точности датировки годовых слоев, а это — задача непростая.

В главе 3 была изложена методика идентификации годовых слоев, которая позволила иначе и более точно оценить многолетний ход выпадения пыли в фирновой зоне ледника, основываясь на тех же исходных материалах бурения, которые были использованы и в [58, 70]. Техника бурения, отбора и обработки проб описана в [70], и мы на ней останавливаться не будем.

На рис. 6.2 показан многолетний ход выпадения пыли из атмосферы. Данные получены следующим образом. Как указывалось в главе 3, достоверно датировать мы смогли годовые слои начиная только с 1935 г. При этом первое десятилетие было в метеорологическом отношении для ледника неблагоприятным, и годовые балансы аккумуляции-абляции в точке, где выполнялось бурение, были отрицательными. Иными словами, слои этих лет отсутствуют, а выпавшая пыль сконцентрировалась на поверхности

слоя, относящегося к какому-то предшествующему году. К какому именно, сказать нельзя из-за ненадежной датировки более глубоких слоев. Как видно из рисунка, начиная с 1945 г. наблюдается постоянное увеличение количества выпадающей пыли. Возможно, это связано с интенсификацией хозяйственной деятельности человека, но, с другой стороны, может быть и естественным процессом. Дело в том, что антропогенное влияние должно в первую очередь сказаться не на общем увеличении пыли, а ее мелкой фракции, долгое время остающейся в атмосфере и переносимой на большие расстояния [161].

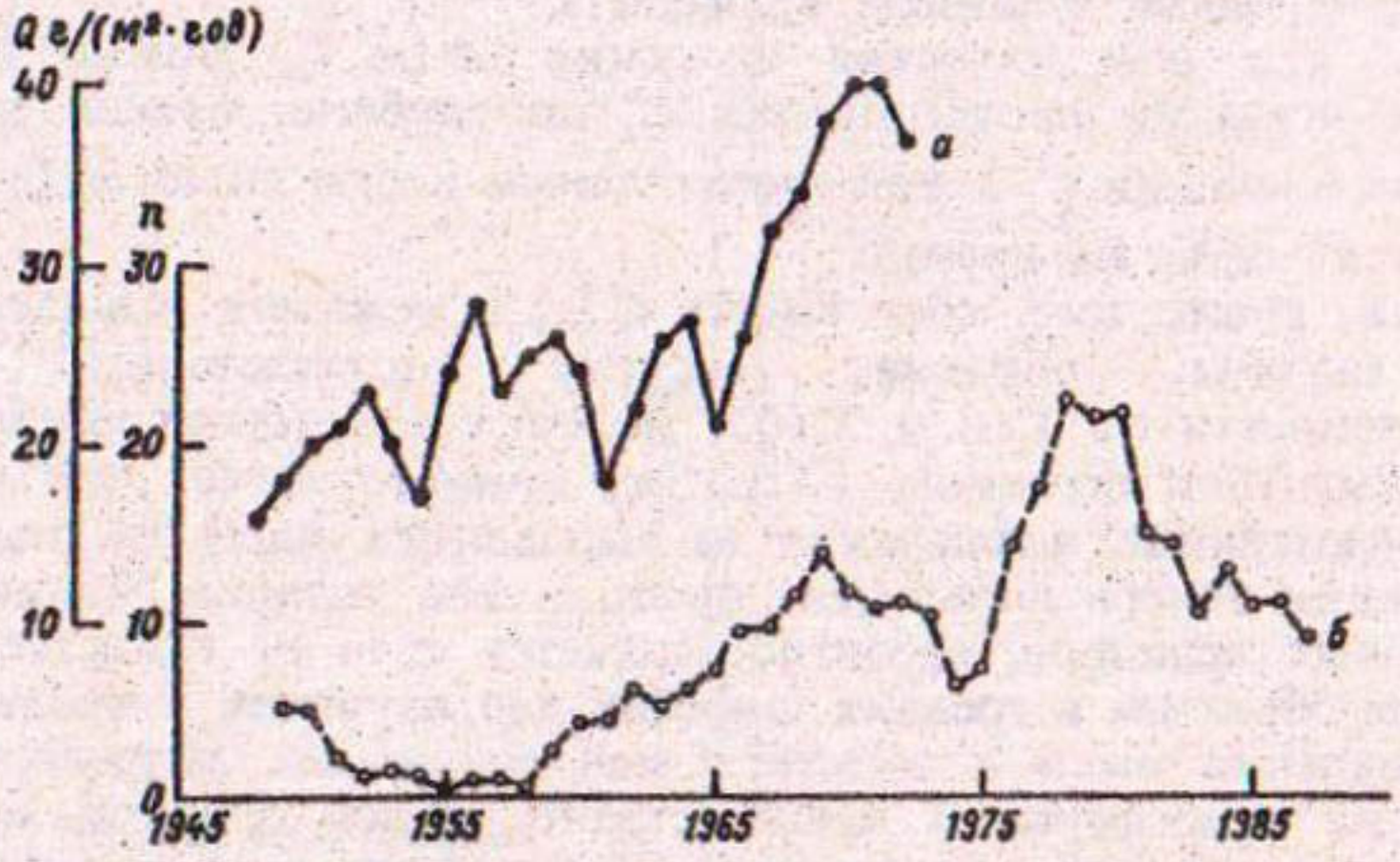


Рис. 6.2. Хронологические графики выпавших в фирновой области ледника годовых количеств пыли Q (*а*) и числа дней n с пыльной мглой за год на станции Дараут-Курган (*б*).
Все данные сглажены скользящим осреднением по пятилетиям.

Весьма заманчиво получить связь рассчитанных нами годовых количеств пыли, законсервированных в леднике, с метеорологическими показателями. С одной стороны, это было бы независимым подтверждением истинности наших данных, а с другой — позволило бы выявить источники пыли.

В главе 2 в качестве индекса запыленности атмосферы было выбрано годовое число дней с пыльной мглой n. Ближайшая к леднику метеостанция, имеющая относительно длинный ряд наблюдений, — Дараут-Курган (см. главу 2). На рис. 6.2 показан хронологический ход n на этой станции и рассчитанных нами годовых выпадений пыли в фирновой области. Считаем, что сходство кривых очевидно. Конечно, интересно было бы продолжить кривую *а* на рисунке дальше, но последние данные кернового бурения и отбора проб из глубоких шурфов относятся к 1974 г. По нашему мнению, в дальнейшем аналогичные работы необходимо продолжить.

6.2. Баланс массы пыли на языке ледника

В июле и августе 1976 г. на леднике Абрамова была проведена съемка поверхностной загрязненности языка [35]. Насколько нам известно, подобных детальных исследований на языках других ледников не делалось: как правило, ограничивались лишь отбором немногих поверхностных проб в случайные моменты времени.

Вернемся к уравнению баланса массы пыли на поверхности снега или льда (6.1). Если применять это уравнение к снежному покрову или фирну, то, как указывалось выше, членами $\omega(t)$ и $q_m(t)$ можно пренебречь. Но для ледяной поверхности языков ледников, видимо, $q_m >> 0$. Большая роль смыва на такой поверхности была ясна уже основателям гляциологии. Дж. Тиндаль, например, объяснял смывом образование грязевых полос на леднике Мер-де-Гляс. Однако до сих пор этот процесс количественно мало изучен. Измерения, проведенные нами на леднике Абрамова, дали первые, но весьма неожиданные результаты.

Наблюдения выполнялись следующим образом. Вдоль продольного профиля на языке ледника в десяти точках, первая из которых отстояла от среднего многолетнего положения фирновой линии на 2,9 км, а последняя на 6,3 км, были проведены шесть серий измерений поверхностного загрязнения между 26 июля и 25 августа. В каждой точке с помощью кольцевого бура ПИ-8 диаметром 200 мм отбиралось три пробы на глубину 5—10 см. Образцы льда укладывали в полиэтиленовые мешочки, доставляли на базу, где каждый из них растапливали, измеряли его массу, фильтровали через беззольный фильтр и после сушки в сушильном шкафу взвешивали на аналитических весах. Затем вычисляли концентрацию твердых частиц в образце и пересчитывали на 1 м^2 площади. Мы принимали за поверхностное загрязнение именно эту величину, не учитывая пыль в толще ледника. Но последней, как будет видно дальше, при расчете m можно пренебречь. В табл. 6.1 приведены полученные значения. Каждая цифра в таблице — среднее из трех проб.

Таблица 6.1

Результаты измерений поверхностной загрязненности языка ледника Абрамова (г/м^2)

Расстояние от фирновой линии, км	Июль	Август					Среднее
	26	5	10	15	20	25	
2,9	615	743	359	275	524	348	478
3,3	351	194	252	348	438	264	308
3,7	239	131	386	245	295	259	259
4,1	163	302	435	418	541	472	389
4,5	296	193	242	445	535	306	336
4,9	676	318	558	605	711	329	533
5,3	632	607	872	567	199	238	519
5,7	717	272	1237	626	777	480	684
6,1	940	507	775	1466	1290	591	928
6,3	1020	680	1251	1179	875	690	933

К сожалению, очень трудно оценить точность полученных значений, но, по-видимому, она невелика, так как результаты отдельных измерений в тройках отличаются иногда в 3—5 раз. Учитывая, что работа выполнялась с большой аккуратностью, такой разброс данных можно объяснить только значительной природной изменчивостью загрязненности на малых расстояниях.

Насколько позволяют судить данные, приведенные в табл. 6.1, загрязненность со временем не увеличивается монотонно, как это должно быть, если величина $q_m(t)$ была бы много меньше суммы $Y(t) + r(t)$ (см. уравнение (6.1)). Рассмотрим хронологический ход средней для всех точек нормированной величины загрязненности:

$$\overline{m_{\text{отн}}}(t) = \frac{1}{10}\sum_{i=1}^{10} m_{\text{отн},\,i}(t) = \frac{1}{10}\sum_{i=1}^{10}\frac{m_i(t)}{\overline{m_i}},$$

где i — номер точки, $m_i(t)$ — значение загрязненности в i-й точке на дату t, $\overline{m_i}$ — средняя загрязненность в точке за все даты измерений. Оказалось, что в течение некоторых периодов загрязненность не только не увеличивается, но даже значительно падает:

Дата . . .	26 VI	5 VII	10 VII	15 VII	20 VII	25 VII
$\overline{m_{\text{отн}}}$ . . .	1,02	0,75	1,15	1,10	1,17	0,78

Можно попытаться найти зависимость интенсивности смыва от интенсивности таяния, для чего надо использовать все 10 точек наблюдений, располагавшихся возле реек, по которым ведутся регулярные наблюдения за абляцией. Проинтегрируем уравнение (6.1) за период между двумя измерениями (Δt).

$$\Delta m = \int_{\Delta t} Y(t)\,dt + \int_{\Delta t} r(t)\,dt - \int_{\Delta t} (\omega(t) + q_m(t))\,dt. \quad (6.6)$$

Допустим теперь, что интенсивность выпадения пыли постоянна за рассматриваемые периоды, т. е. $Y(t) = \text{const}$, а интенсивность вмывания пыли в верхние горизонты $\omega(t)$ пренебрежимо мала (последнее имеет место в действительности). Вернемся к уравнению (6.3), где C — концентрация пыли в толще льда, которую мы тоже примем постоянной, $ab(t)$ — интенсивность таяния только льда. Теперь, если за шаг интегрирования взять одни сутки, переходя к конечным разностям, получим:

$$\Delta m = Yn + C\sum_n ab_i - \sum_n q_{m_i}.$$

Здесь n — число дней. Чтобы определить величину смыва, необходимо знать кроме изменения загрязненности и интенсивности таяния значения Y и C. Первая из этих величин известна, правда, для фирновой зоны, из результатов глубинного кернового бурения. По данным трех скважин она равна в среднем 28 г/м^2 в год. Для определения C были взяты послойные пробы содержания твердых частиц по 5-сантиметровым слоям до глубины 0,5 м в трех точках — двух на концах и одной в середине профиля (см. табл. 6.2 и рис. 6.3). Это позволило рассчитать средние интенсивности смыва за рассматриваемые короткие периоды и попытаться связать их со средними величинами абляции. Однако связи не получилось, вероятно, из-за малой точности определения средних величин m, о чем уже говорилось выше.

Рассмотрим теперь подробнее результаты измерения концентрации твердых частиц в толще льда, приведенные в табл. 6.2. Из данных таблицы видно, что загрязненность приповерхностных слоев намного больше, чем остальных, и, если отбросить эти верхние горизонты, увеличения концентрации с глубиной не наблюдается, хотя разброс данных и велик. Это подтверждает обнаруженное ранее для снега и фирна отсутствие заметного вмывания пыли [82], что дает возможность в уравнении (6.6) принять $\omega(t) = 0$.

Таблица 6.2

Концентрация твердых частиц в толще льда на языке ледника Абрамова (г/м^3)

Глубина, см	Расстояние точки от фирновой линии, км		
	2,9	4,9	6,3
0—5	4419*	11233*	5074*
5—10	54	151	3353
10—15	401	142	651
15—20	611	97	484
20—25	42	134	1052
25—30	37	42	459
30—35	44	105	288
35—40	63	39	247
40—45	69	1765	329
45—50	64	392	105
Среднее	154	319	451

* Величины, не учтенные при расчете средних.

Вместе с тем оказалось, что концентрация частиц пыли в толще льда растет вниз по леднику. Если исходить из традиционной модели движения ледника, то должно быть наоборот. Ведь линии тока выходят на поверхность тем ниже на языке, чем выше они берут начало в фирновой области, а загрязненность сезонного снега и, следовательно, годовых его остатков с высотой падает [69].

Неожиданной оказалась и значительно более высокая концентрация пыли в толще льда на конце нашего участка по сравнению с загрязненностью фирна [70]. Ведь в обоих случаях расчет производился с учетом плотности, в пересчете на водный эквивалент. Возможно, это можно объяснить тем, что в нижней части ледника на поверхность выходят более глубокие слои с большей вероятностью пересечения их сколами за время движения льда. По сколам от ложа может подниматься морена, и в то время как сколы залечиваются, минеральные частицы остаются во льду. Этот процесс также может вызвать и наблюдаемые большие скачки величины C по глубине вниз по леднику.

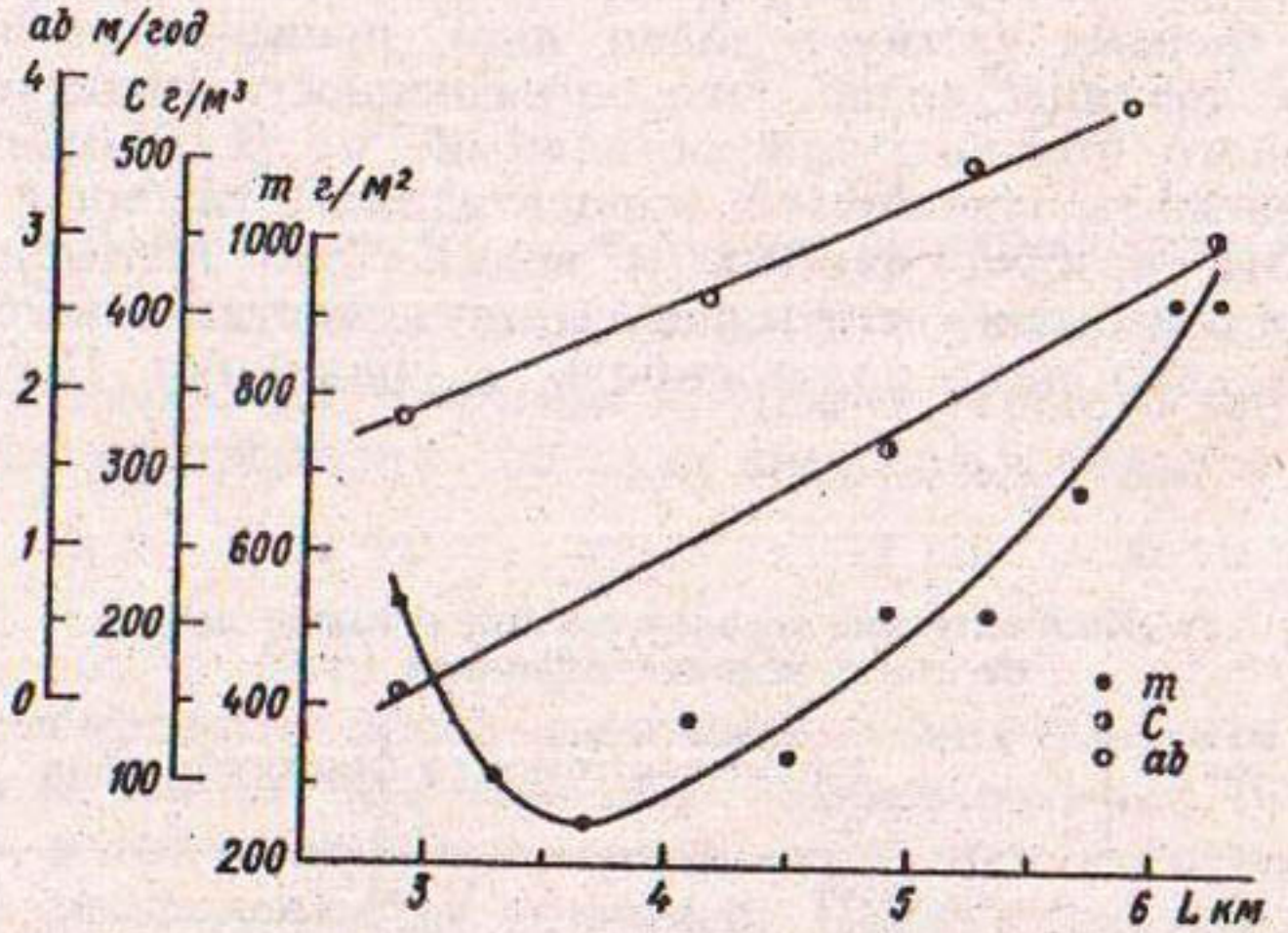


Рис. 6.3. Связь загрязненности поверхности льда m, концентрации твердых частиц C и средней многолетней интенсивности абляции только льда ab с расстоянием точек L от среднего многолетнего положения снеговой границы.

Подсчитаем теперь баланс пыли на поверхности ледника при его движении вниз, используя уравнение (6.6) и приняв $\omega(t) = 0$:

$$\Delta m = \int_{\Delta t} C\,ab \cdot dt + \int_{\Delta t} Y\,dt - \int_{\Delta t} q_m\,dt .$$

Расчет ведется для всего участка от первой до последней точки (от $L_н = 2{,}9$ км до $L_к = 6{,}3$ км). Очевидно, что $dt = dL/V$, где V — горизонтальная составляющая скорости движения поверхности льда, dL — элементарный отрезок длины (его горизонтальная проекция). Подставив новую переменную и обозна-

чив суммарный смыв за время движения элемента поверхности от $L_н$ до $L_к$ $Q_m = \int q_m\, dt$, получаем:

$$\Delta m = \int_{L_н}^{L_к} \frac{ab \cdot C}{V}\, dl + \int_{L_н}^{L_к} \frac{Y}{V}\, dl - Q. \qquad (6.7)$$

Теперь величины ab, C, Y и V — функции длины. Попытаемся оценить их и рассчитать Q_m как остаточный член в этом уравнении баланса. Скорость движения ледника V можно принять постоянной в пределах нашего участка и вынести из-под знака интеграла. Но оценка средней ее величины оказалась сложной, несмотря на многолетние наблюдения именно на этом участке: перед подвижкой годовые скорости монотонно возрастали, а позже резко упали примерно до 10 м/год [88]. Поэтому мы выполнили два варианта расчета: при V = 10 м/год и для среднего значения за весь период наблюдений V = 130 м/год (см. табл. 6.3).

Таблица 6.3

Расчет количества пыли, выпадающей за время движения вдоль участка

Участок, км	ΔL км	ab м/год	C г/м^3	$C\,ab\,L/V$ г/м^2	
				1-й вариант, V=10 м/год	2-й вариант, V=130 м/год
2,9—3,5	0,6	2,20	175	23000	1800
3,5—4,0	0,5	2,45	225	28000	2100
4,0—4,5	0,5	2,75	270	37000	2800
4,4—5,0	0,5	3,10	310	48000	3700
5,0—5,5	0,5	3,50	355	62000	4800
5,5—6,3	0,8	3,80	415	126000	9700
Сумма	3,4			324000	24900

Функция $ab\,(L)$ взята средней для периода наблюдений за таянием на этом участке ледника, и ее значения приведены на рис. 6.3. По трем точкам была построена зависимость $C\,(L)$, показанная на нем. Но мы отдаем себе отчет в ненадежности этой зависимости.

Интенсивность выпадения пыли из атмосферы, как сказано выше, получена из результатов кернового бурения в фирновой зоне ледника и равна 28 г/м^2 в год. Зимой эта величина с высотой не меняется [156], но летом, видимо, это не так — на язык с окружающих склонов должно сноситься пыли значительно больше. Поэтому во втором варианте расчета (см. табл. 6.3) мы приняли Y = 100 г/м^2 в год. В обоих случаях принималось, что Y не зависит от L. Изменение количества пыли на поверхности Δm = 450 г/м^2 было найдено как разность средних из всех измерений на концах участка (930 и 480 г/м^2).

С учетом указанных допущений, переходя к конечным разностям, получаем из уравнения (6.7):

$$Q_m = \frac{1}{V} \sum_{L_н}^{L_к} ab\,(L_i)\,C\,(L_i)\,\Delta L_i + \frac{Y\,(L_к - L_н)}{V} - \Delta m.$$

Принимая во внимание плавный характер функций $ab\,(L)$ и $C\,(L)$, мы сочли возможным взять довольно большие значения шага ΔL. Результаты приведены в табл. 6.3. Учитывая, что для первого варианта второе слагаемое в правой части последнего уравнения равно 9500 г/м^2, а для второго — 2600 г/м^2, получаем результаты, приведенные в табл. 6.4. В ней же приведены и периоды, за которые элемент поверхности смещается от начала участка до его конца, рассчитанные как $(L_к - L_н)/V$, и значения составляющих баланса пыли в среднем за год.

Таблица 6.4

Составляющие баланса пыли на поверхности ледника Абрамова за время движения льда вдоль участка (г/м^2)

Составляющие баланса пыли	1-й вариант		2-й вариант	
	всего	в год	всего	в год
Изменение на поверхности	480	1,4	480	18,5
Приход из атмосферы	9500	28	2600	100
Вытаивание	324000	950	24900	950
Смыв	333000	980	27000	1040
Период, число лет	340		26	

Теперь можно сделать очень важный вывод. На поверхности ледника сохраняется количество пыли, соизмеримое с ее вытаиванием из льда за один год. Практически все минеральные частицы, содержащиеся в толще льда, стаивающего в области абляции в течение многих лет, уносятся (смываются) талой водой и не задерживаются на поверхности, в отличие от того, что происходит в фирновых областях ледников. Заметим, что на значительную роль смыва на леднике указано и в работе [6]. Несомненно, этот результат необходимо учитывать как при расчетах твердого стока ледниковых рек, так и при экспериментах по искусственному усилению таяния.

Перейдем теперь собственно к моренам.

6.3. Поверхностные морены ледника Абрамова

Горы не понравились Остапу.
— Слишком много шику, — сказал он.
— Дикая красота. Воображение идиота.
Никчемная вещь.

И. Ильф, Е. Петров

На леднике и в его перигляциальной зоне имеются практически все виды морен, присущие горным ледникам (рис. 6.4). Первые поверхностные срединные морены появляются на высоте около 4,25 км — средней многолетней высоте фирновой границы. Они маркируют небольшие притоки, вливающиеся в верховьях левой и правой составляющих, и выклиниваются к бортам на высоте 3,90 км.

Характерной особенностью ледника является то, что на его конечной части практически не образуется сплошной моренный покров. Это говорит о небольшом содержании моренного материала в теле ледника. На языке хорошо видны две срединные морены. Морена, разделяющая потоки из правой составляющей и из центральной мульды (рис. 6.4, № 3), начинается у ригеля на высоте 4,1 км, а состоит из крупных гранитных валунов и небольшого количества известняка. До высоты 3,75 км она не образует сплошного покрова и лишь ниже становится сплошной грядой, примыкая затем к правому борту и образуя петлю.

Надо отметить, что на аэрофотоснимках 1967 г. моренных петель, замыкающихся на борт, не видно.

Из гранитов и известняков состоит также разреженная морена, начинающаяся на высоте 3,8 км на границе потоков из правой составляющей и центральной мульды.

Морена, разграничивающая потоки из левой составляющей и этой мульды (№ 4), состоит в основном из небольших коричневых плиток сланца с незначительными вкраплениями известняка. Появляется она на высоте около 4,05 км сначала отдельными камнями, а затем становится узкой полосой, расширяющейся к концу языка до 30 м. Мощность ее незначительна — до 3—5 см. На конце языка она смыкается с боковой мореной, состоящей из песчаников. Там она подходит ближе всего к борту и перекрывается лавинными конусами, о которых речь пойдет ниже. Образуемая ею петля с 1967 по 1973 г. сместилась вниз примерно на 500 м. Это произошло главным образом во время подвижки [1].

Боковые морены в период подвижки были частично сброшены с поверхности ледника, частично поглощены трещинами. В настоящее время они идут вдоль обоих бортов ледника. У правого борта морена образуется за счет материала, вытаивающего из льда и поступающего с борта долины. У левого в основном за счет приноса лавинами обломочного материала с примыкающего склона долины. Морена у левого борта имеет мощность на отдельных участках более 1 м [10].

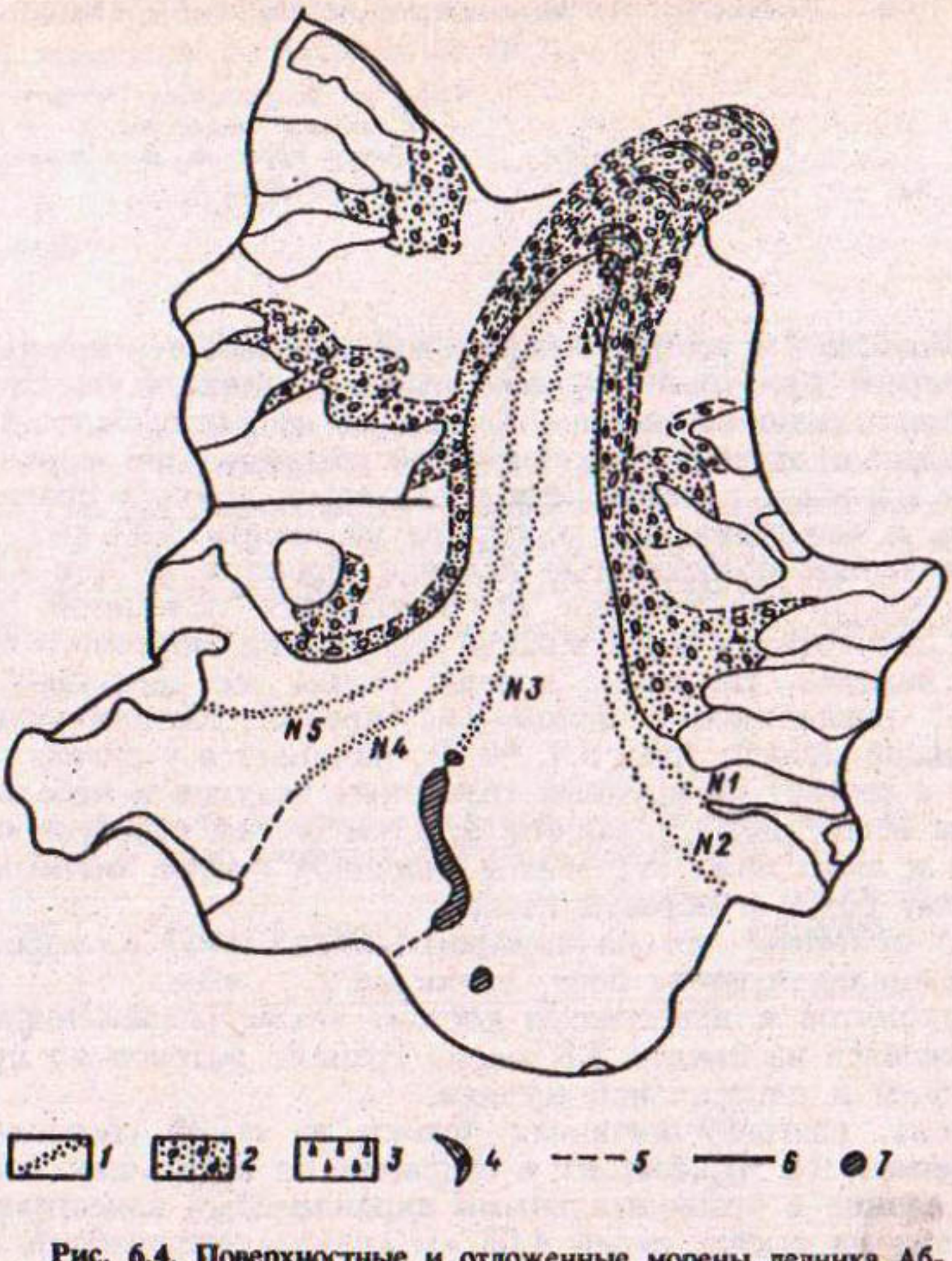


Рис. 6.4. Поверхностные и отложенные морены ледника Абрамова.

1 — поверхностная срединная морена, *2* — конечные и боковые морены, *3* — крупнообломочная поверхностная морена, *4* и *5* — фронтальная морена и соответствующий ей контур ледника, *6* — граница бассейна, *7* — нунатак.

Различно альбедо морен: гранитная — 16—19 %, сланцевая — 9—11 %, состоящая из песчаника — 10—13 % [63]. Это, безусловно, оказывает влияние на режим абляции льда под ними.

После подвижки ледника в 1973 г. в конечной части языка возникла фронтальная морена, представляющая собой вал высотой около 5 м. Она соединяется с береговой мореной, маркирующей максимальное продвижение ледника во время подвижки. Однако в настоящее время ледник от нее отступил.

Об отложенных моренах речь пойдет в главе 8. Выше отмечалось, что изучение морен на леднике Абрамова выполнялось эпизодически и не претендует на полноту. Здесь мы рассмотрим лишь два, по нашему мнению, интересных вопроса [10, 63].

6.4. Оценка моренообразующей роли лавин

При обследовании в 1978 г. левой боковой морены в языковой части ледника было установлено, что она формируется в основном за счет выноса обломочного материала с прилегающего борта долины. Вывод о лавинном происхождении гряды был подкреплен визуальной идентификацией образцов породы на моренной гряде с породами, слагающими борт долины. Отметим, что лавиносборы над языковой частью ледника, где были выполнены исследования, отчетливо просматриваются и хорошо картируются, поэтому оценка запасов обломочного материала на льду в зоне выноса лавин позволила рассчитать скорость денудации.

Методика получения и расчета количественных характеристик моренного покрова изложена в работе [8]. В расчетах принято постоянное значение концентрации моренного материала во льду ($451 \cdot 10^{-6}$ т/м^3, см. раздел 6.2). При расчетах таяния льда с учетом моренного покрова различной мощности использованы результаты исследований, изложенные в работах [1, 89].

Для оценки поступления обломочного материала с борта на краевую часть ледника был выбран участок на боковой морене (рис. 6.5). Учащенные промеры мощности моренного покрова на гряде по 7 профилям показали отчетливое уменьшение толщины морены по мере приближения от 1-го профиля к языку (на рисунке — влево). Обычно же на ледниках наблюдается обратная картина. Здесь, на наш взгляд, сказалась подвижка 1973 г., после которой обломочный материал из зоны выноса лавинами не успел переместиться к языку.

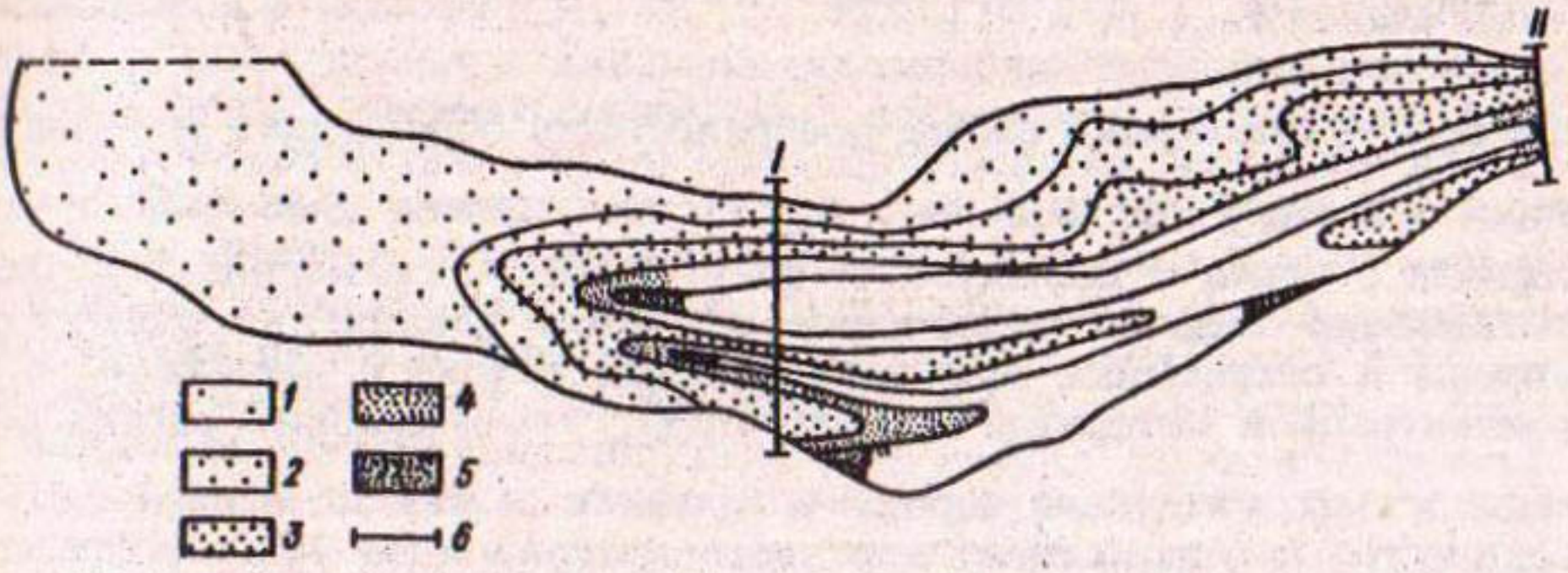


Рис. 6.5. Фрагмент карты моренного покрова на левой боковой гряде в языковой части ледника.

1, *2*, *3*, *4* и *5* — мощность моренного покрова 0—5, 5—20, 20—50, 50—100 и > 100 см соответственно, *6* — поперечный профиль и его номер.

Наличие морены вблизи языка обусловлено вытаиванием твердых включений, за счет которого годовой прирост мощности моренного покрова составляет, по нашим подсчетам, примерно 0,5 см. Рассчитать вынос обломочного материала по схеме, предложенной в [8], не удалось, так как его больше поступает за счет лавин, чем выносится через 1-й профиль.

Следует отметить, что левая боковая моренная гряда ледника образуется выше участка, ограниченного профилями. Там также происходит вынос обломочного материала лавинами на ледник. Однако после подвижки ледника боковая морена была сброшена [88], а вновь поступивший обломочный материал мог переместиться к языку, по нашим оценкам, не более чем на 30 м, т. е. на исследуемый участок не попал. Именно поэтому мы сочли возможным применить описанную ниже схему расчета. При этом были сделаны следующие допущения:

— моренный покров на исследуемой площади сформировался в 1973—1978 гг.;

— мощность моренного покрова возрастает линейно с момента начала его формирования до момента измерений;

— вынос обломочного материала из зоны происходит только через 1-й профиль;

— вынос мелкозема талыми водами с замороженной площади пренебрежимо мал по сравнению с запасами обломочного материала;

— собственное перемещение обломочного материала по ледяному субстрату пренебрежимо мало по сравнению с переносом его за счет движения ледника.

Запишем уравнение, позволяющее при таких допущениях рассчитать годовое поступление обломочного материала на поверхность:

$$Q_{m_2} + L_m + CFab - Q_{m_1} = M, \qquad (6.8)$$

где Q_{m_2} — суммарный расход поверхностного обломочного материала через 2-й профиль за 5 лет; L_m — поступление обломочного материала с борта в исследуемую зону; $CFab$ — суммарное за 5 лет вытаивание твердых включений с учетом увеличения мощности морены и сокращения при этом абляции в зоне с площадью F, с концентрацией материала во льду C; Q_{m_1} — суммарный расход поверхностного материала через 1-й профиль за тот же период; M — количество поверхностного моренного материала на участке. Расчет по формуле (6.8), проведенный на основе результатов измерений 1978 г., показал (табл. 6.5), что годовое поступление обломочного материала с борта составляет 9360 т, или при плотности коренных пород 2,9 т/м^3 — 3230 м^3.

Таблица 6.5

Исходные данные для расчета по формуле (6.8)

Площадь участка, $м^2$	36500
Расход обломочного материала, т/год	
через 1-й профиль	216
через 2-й профиль	261
Средняя годовая абляция, м/год	3,4
Запас обломочного материала в зоне, т	46600

Площадь лавиносборов, с которых лавины сносят твердый материал на рассмотренный участок, судя по измерениям на крупномасштабной карте, оказалась равной 516 000 $м^2$. Отношение объема годового поступления обломочного материала к этой величине дает слой ежегодной денудации 6,3 мм/год. Но подчеркнем, что эта величина относится только к площади лавиносборов, а в целом же для борта долины она, естественно, будет меньше.

Вынос лавинами обломочного материала со склонов на ледники весьма распространен в Средней Азии, и, по нашему мнению, нетрудоемкие измерения и расчеты, подобные приведенным выше, позволят оценить интенсивность денудации на склонах, обрамляющих ледники. Это даст возможность, кроме того, расширить набор количественных характеристик моренообразования и уточнить некоторые его аспекты.

6.5. Рост моренных гряд

Механизмы образования моренных форм на ледниках, мореносодержание льда и его абляция под моренным покровом рассмотрены в работах [21, 51, 57, 133, 139 и др.]. Основное внимание в них уделяется динамике увеличения толщины морены и тем факторам, которые способствуют повышению уровня моренных гряд над поверхностью чистого льда. Из известных нам работ только в двух [51, 144] указывалось на самонивелирование морен.

Очень наглядно показан фактический и возможный рост морены на леднике Большой Актру М. А. Душкиным [51]. Одной из основных причин разницы этих величин он считает растекание льда под моренной грядой. Для количественной его оценки нами и были организованы наблюдения на срединной морене ледника Абрамова. Цель работы — оценить степень влияния различных факторов, воздействующих на относительную высоту моренных гряд.

Летом 1979 и 1980 гг. наблюдения проводились на двух поперечных профилях, проложенных через моренную гряду № 4 (см. рис. 6.4) на расстоянии 177 м один от другого. Отметим, что на этот участок попадание твердого материала со склонов исключено. На каждом профиле, оснащенном 6 рейками, было сделано по 4

нивелировки: 14 VIII и 24 X 1979 г., 9 VI и 1 VIII 1980 г., а также выполнены промеры расстояний между рейками для выявления растекания льда. В состав наблюдений входили, кроме того, измерения толщины морены у реек и между ними, отсчеты по рейкам для определения таяния, измерения поверхностной скорости движения льда. Результаты этих наблюдений приведены в табл. 6.6.

Таблица 6.6

Основные параметры моренной гряды на двух поперечных профилях

Дата съемки	Площадь сечения, $м^2$		Высота гряды, м		Ширина гряды, м		Средняя мощность морены, см
	значение	прирост	значение	прирост	значение	прирост	
			Верхний профиль				
14 VIII 1979	28,1		3,5		28,70		
		+ 5,1		+ 0,7		+ 0,11	
24 X 1979	33,2		4,2		28,81		1,8
		− 9,0		− 0,7			
9 VI 1980	24,2		3,5				
		+ 5,9		+ 0,3			
1 VIII 1980	30,1		3,8				
			Нижний профиль				
14 VIII 1979	42,3		5,4		31,20		
		+ 5,8		+ 0,6		+ 0,13	
24 X 1979	48,1		6,0		31,33		1,4
		− 10,6		− 0,4			
9 VIII 1980	37,5		5,6				
		+ 2,5		+ 0,2			
1 VIII 1980	40,0		5,8				

Если бы не было процессов самонивелирования, то на многих ледниках мы наблюдали бы моренные валы высотой в несколько десятков, а то и сотен метров, что видно из следующего расчета:

$$\Delta H_0 = \frac{\Delta L}{V} \left(1 - \frac{ab_r}{ab_0}\right) ab_0, \qquad (6.9)$$

где ΔH — прирост высоты моренной гряды за N лет; ΔL — расстояние между точками вдоль гряды, на котором определяется ΔH, м; V — поверхностная скорость ледника на данном участке, м/год; ab_0 — средняя многолетняя годовая величина абляции чистого льда в данной высотной зоне; ab_r — величина таяния льда, покрытого мореной.

Для определения последней в условиях ледника Абрамова в течение 1977—1980 гг. велись наблюдения за таянием под мореной различной мощности. По результатам этих наблюдений построен график зависимости ab_r/ab_0 от толщины моренного покрова (рис. 6.6).

Полученная для морены мощностью менее 20 см кривая несколько отличается от приводимых другими авторами [62, 139, 21 и др.].

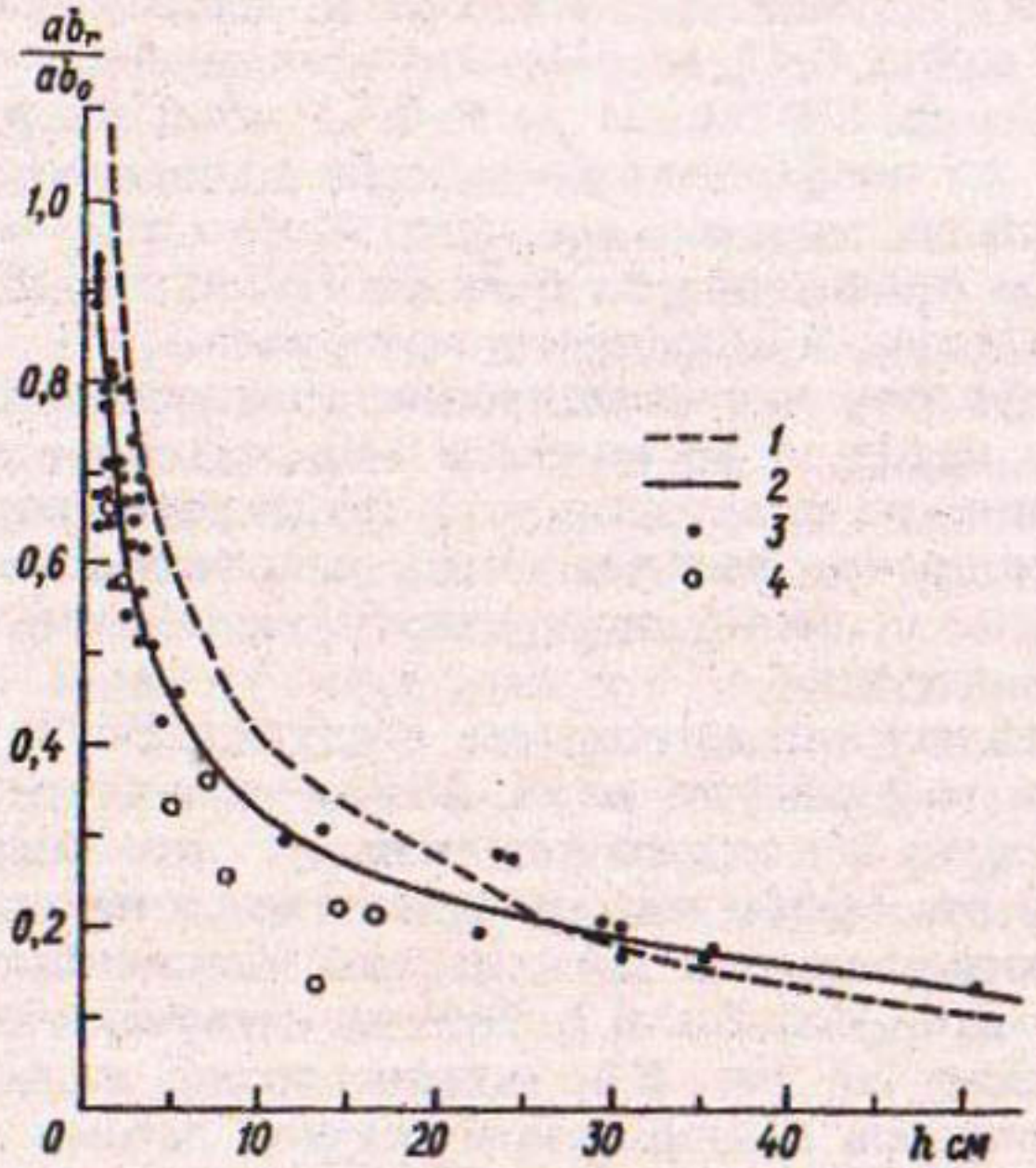


Рис. 6.6. Зависимость относительной величины таяния под мореной ab_r/ab_0 от толщины морены h.

1 — по данным Б. А. Камалова, *2* — по данным для ледника Абрамова, *3* и *4* — таяние под мореной из сланцев и песчаника и под мореной из гранитов соответственно.

Для рассмотренного участка значения величин, входящих в формулу (6.9), таково: средняя скорость между двумя профилями — 4,43 м/год. Так как расстояние между ними небольшое, можно считать эту скорость неизменной по длине. Тогда расстояние в 177 м будет пройдено за 40 лет. Среднегодовое таяние чистого льда в этой зоне составляет 4,63 м/год; средний слой морены — 1,5 см; таяние под этим слоем, согласно рис. 6.6, — 0,73 от таяния чистого льда.

Подставляя эти значения в формулу (6.8), получаем, что за 40 лет гряда должна вырасти на 50 м. Фактор роста (отношение высоты гряды к суммарной абляции чистого льда за период ее роста) [159] при этом будет равен 0,27. Так было бы, если бы на образование моренных гряд влияла только разность интенсивности абляции чистого и замороженного льда.

На самом же деле высота гряды на втором профиле равна всего 6 м и фактический фактор роста — 0,03, т. е. в 10 раз меньше

расчетного. Интересно, что такое же примерно соотношение приводится и в [51].

Средняя толщина слоя вытаявшей морены на верхнем профиле составляет 1,8 см, ширина гряды — 23 м, следовательно, площадь сечения морены равна 0,41 м^2. На нижнем профиле эти величины равны соответственно 1,4 см, 31 м и 0,43 м^2. При разной ширине гряды мы имеем на профилях практически одинаковую площадь сечения поверхностной морены, из чего можно сделать вывод, что расширение гряды происходит за счет растекания льда и связанного с ним перераспределения моренного материала.

Если предположить, что расширение гряды за время движения льда от верхнего профиля до нижнего (40 лет) происходило только за счет растекания, то получится, что гряда расширялась на 20 см в год. Такое расширение вызовет очень незначительное ее понижение. Следовательно, существуют другие более мощные факторы, вызывающие это понижение.

В процессе наблюдений выяснилось следующее: в осенний период, когда температура воздуха уже мала, а снег не лег еще окончательно, таяние под мореной не только не меньше, но превышает таяние открытого льда. В это время ледник периодически покрывается снегом, морена легко прогревается, и снег на ней сходит быстрее. Все это хорошо видно из данных табл. 6.7. Отсюда следует, что графики, подобные приведенному на рис. 6.6, можно строить только для теплых периодов и для районов с минимумом осадков летом.

Таблица 6.7

Абляция под мореной в процентах от абляции чистого льда летом и осенью 1979 г.

Номер точки	Толщина морены, см	Периоды				
		9—18 VIII	18—31 VIII	31 VIII — 10 IX	10 IX — 3 X	3—24 X
		Верхний профиль				
2	1	76	88	100	168	250
3	2	65	81	91	110	290
4	3	50	53	67	98	220
5	1	78	84	93	78	140
		Нижний профиль				
2	1	77	82	64	131	189
3	1,5	65	67	85	100	183
4	2	57	54	79	91	178
5	1	80	79	94	91	78

Однако материалы наблюдений 1979 г. показали, что растекание гряды и разность таяния под мореной и чистого льда еще не могут объяснить слабый рост гряды по сравнению с рассчитанным по формуле (6.9). Мы предположили, что гряда значительно понижается и в весенний период, поскольку открывается от снега раньше, чем неза-

мороженный лед. Это было проверено весной 1980 г. Морена освободилась от снега 20 IV, а на поверхности льда он лежал до 25 VI. В течение двух месяцев в верхней части гряды стаяло 1,5 м льда, и лишь после этого, когда снег сошел с чистого льда, она начала расти.

Для подтверждения отмеченного факта были дополнительно проведены наблюдения на высоте около 4,0 км на морене ледника Шульца, расположенного вблизи ледника Абрамова. Этой высоты снеговая линия достигла 15 VII, а морена открылась намного раньше. За период с 14 VI до 15 VII моренная гряда на леднике Шульца понизилась на 0,7 м при толщине поверхностной морены 5 см.

Динамика роста и понижения моренной гряды на леднике Абрамова ярко проявляется в изменении ее поперечного сечения. Данные нивелировок на обоих профилях показаны в табл. 6.6. По сравнению с осенними площади сечений гряды уменьшились к началу лета (9 VI 1980 г.) на верхнем профиле на 9,0 м^2, на нижнем — на 10,6 м^2. Момент перехода от понижения к росту гряды пришелся на 25 VI 1980 г. К этому времени с момента нивелировки (9 VI 1980 г.) стаяло еще 60 см в гребневой части.

Таким образом, главным фактором, сдерживающим рост моренных гряд, является их таяние весной и частично осенью, когда свободный от моренного покрова лед еще закрыт сезонным снегом. Теперь можно написать уравнение для расчета роста гряды (ΔH) с учетом описанных факторов:

$$\Delta H = \frac{\Delta L}{V}\left(1 - \frac{ab_r}{ab_0}\right) ab_0 - (\beta + \Delta H_1),$$

где β — понижение гряды за счет растекания льда, м/год; ΔH_1 — абляция гряды в весенний и осенний периоды, когда окружающий чистый лед покрыт снегом. С учетом (6.9) это уравнение можно записать следующим образом:

$$\Delta H = \Delta H_0 - (\beta + \Delta H_1).$$

Если подставить все величины, полученные нами в результате наблюдений, получим фактический прирост гряды, равный 5 см в год и среднюю интенсивность ее самонивелирования — 115 см/год.

Основная роль в этом процессе, конечно, принадлежит ΔH_1. Величина β, по нашим наблюдениям, мала, и для количественной ее оценки нужны более тонкие и длительные измерения. В свою очередь, ΔH_1 зависит от климатических условий и от мощности моренного покрова. Так, в [51] приводится значение ΔH для морены на леднике Большой Актру, равное 30—35 см/год. Это, очевидно, связано с большой мощностью моренного покрова на нем. Очевидно также, что ве-

личина ΔH_1 зависит от петрографического состава морены, ее теплопроводности, плотности и цвета. В весенний период цвет морены имеет особенно важное значение, так как ее прогрев и таяние под ней идут в основном за счет радиации, а при этом важным фактором является альбедо, различное для морен, образующихся из разных источников (см. раздел 6.3). Например, при равных условиях таяние под гранитной мореной будет меньше, чем под сланцевой, что подтверждают и наши прямые наблюдения (см. рис. 6.6).

ГЛАВА 7

СНЕЖНИКИ

Общие законы осуществляются весьма запутанным и приблизительным образом, лишь как господствующая тенденция, как некоторая никогда твердо не устанавливающаяся средняя постоянных колебаний.

К. Маркс

Многолетние снежники существуют далеко на периферии горных районов и высотных зон, в которых сосредоточены ледники. Так же, как и малые ледники, они составляют существенную часть оледенения горных районов как по числу, так и по площади [59]. Их изучение важно по многим причинам: во-первых, они являются переходной формой между сезонным снежным покровом и ледниками, во-вторых, наряду с сезонными снежниками представляют существенный элемент высокогорных ландшафтов и сильно влияют на распределение стока горных рек [130, 145], в-третьих, в отсутствие ледников именно многолетние снежники могут быть хорошими индикаторами климата. Однако исторически сложилось так, что основное внимание в экспериментальных горноледниковых бассейнах уделялось главному леднику, гораздо меньше — малым ледникам, не говоря уже о снежниках. Данная глава призвана отчасти восполнить этот пробел на примере верховьев р. Коксу.

7.1. Закономерности пространственного распределения и морфометрии снежников

Как показали исследования В. Г. Ходакова, важной особенностью снежников является эффект усиленного краевого таяния [137]. Основываясь на этом, Н. И. Осокин [107] предлагает рассчитывать таяние в системах снежников с помощью параметра, учитывающего форму снежников и долю их площади, охваченную усиленным таянием. А. Н. Кренке [83] рекомендует рассчитывать многолетнее таяние на снежниках по температуре воздуха с учетом ее „скачка", зависящего от размеров объекта. Таким образом, размеры и морфометрия снежников — важные параметры этих объектов.

Даже визуальные наблюдения за снежниками, которые являются характерной чертой ландшафта бассейна ледника Абрамова, выявляют некоторые закономерности их распространения. В верхней части бассейна, где основной ледник примыкает к водораздельным гребням, существует большой ветровой перенос, активна лавинная деятельность, но выделить снежники не удается, так как они совмещены с телом ледника и с ледовыми склонами выше бергшрунда.

На склонах цирков остальных ледников бассейна существуют многолетние самостоятельные и очень крупные навеянные снежники. Несмотря на то что условия увлажнения западного (левого) склона долины лучше [4], основное количество снежников, как лавинных, так и навеянных, приурочено к правому борту нижней и средней части бассейна, где наиболее развит складчатый рельеф конечных и боковых морен.

На имеющейся аэрофотосъемке бассейна невозможно дешифрировать все снежники, так как значительная часть водосбора покрыта свежевыпавшим снегом. Поэтому для выявления закономерностей распространения, изменения размеров и морфометрии перелетовавших снежников в конце периода таяния в сентябре 1980 г. была выполнена их съемка на полигоне, расположенном в интервале высот 3,9—4,0 км, площадью 3 км^2 на правом борту бассейна. Было снято 35 снежников, для каждого определены генезис, экспозиция A_z, площадь горизонтальной проекции F_p, тангенс угла наклона I.

По характеру залегания, загрязненности были выделены лавинные и навеянные снежники. Экспозиция и площадь проекции определялись по планам масштаба 1:1000 с сечением горизонталей 5 м. Параметр I рассчитывался по известной методике [151]. Кроме того, по формуле

$$P_к = \frac{4F_p}{Pl} \tag{7.1}$$

был определен для каждого снежника безразмерный параметр $P_к$, характеризующий его компактность. В формуле (7.1) P — периметр проекции снежника, l — длина горизонтальной проекции, определяемая как кратчайшее расстояние по поверхности между двумя наиболее удаленными точками. Параметр $P_к$ довольно удачно и объективно характеризует компактность плоской геометрической фигуры. Если она ограничена окружностью, $P_к$ = 1,0, а чем фигура уже и длиннее, тем $P_к$ ближе к нулю. Определение длины заимствовано из озероведения. Показатель компактности, определяемый несколько иначе, также применяется при исследовании озер и их классификации [104]. Оказалось, что он несет в себе богатую информацию и о снежниках. Рассмотрим, как варьируют эти параметры.

Площадь перелетовавших снежников на полигоне меняется в широких пределах: от менее 100 м^2 у снежных пятен до 12 600 м^2 у самого крупного из обследованных. Из данных табл. 7.1 следует, что мода распределения количества снежников по площади ($n/\Delta F_p$, где ΔF_p — интервал площади) приходится на интервал 100—300 м^2. Начиная с этого значения площади и до ее максимальных размеров

Таблица 7.1

Зависимость количества n и среднего показателя компактности $P_к$ перелетовавших снежников на экспериментальном полигоне от их площади $F_р$

Градация площади снежников, $\times 10^3$ м^2	Интервал площади $\Delta F_р$, $\times 10^3$ м^2	Количество снежников в интервале n	$n/\Delta F_р \times 10^{-3}$ м$^{-2}$	$P_к$
< 0,1	0,1	3	30,0	0,57
0,1—0,3	0,2	7	35,0	0,49
0,3—1,0	0,7	11	15,7	0,42
1,0—3,0	2,0	9	4,5	0,43
3,0—10,0	7,0	4	0,6	0,29
> 10,0	—	1	< 0,1	0,15

кривая распределения аналогична подобной гиперболической кривой, выявленной для горных ледников [32].

Вероятно, вид кривой для снежников формируется под влиянием ряда факторов:

— абсолютное (n) и относительное ($n/\Delta F_р$) количество очень крупных снежников крайне мало из-за дефицита соответствующих вмещающих форм рельефа. Кроме того, рост снежников жестко ограничивают механизмы саморегулирования размеров, наличие и эффективность которых показаны в разделе 7.3;

— некоторое снижение значений $n/\Delta F_р$ для минимальных размеров площади — результат действия двух противоположных процессов. С одной стороны, чем меньшая часть снежника уцелела к концу лета, тем больше на нем зимой накопится снега и меньше его растает летом (см. раздел 7.3), и это должно бы обеспечить стабильность снежника. Но, с другой стороны, при некотором критически малом значении площади возникает положительная обратная связь по абляции: чем меньше снежник, тем интенсивнее он деградирует и вскоре исчезает [137]. В самом деле, элементарный подсчет показывает, что даже для совершенно круглого снежника площадью 100 м^2 эффектом усиленного краевого таяния охвачено более 30 % площади, так как ширина этой полосы равна примерно 1 м. Для реальных снежников этот процент существенно выше, поскольку все они в той или иной степени вытянуты, — средний показатель компактности равен 0,4. Кроме того, оказалось, что уклон и форма маленького снежника строго лимитированы, особенно при экспозиции, близкой к южной.

Уклон поверхности снежников, меняясь в широких пределах, зависит в основном от уклона вмещающей формы рельефа. Однако верхний предел ограничен и со сменой экспозиции к южной уменьшается. На рис. 7.1 *а* показана верхняя огибающая зависимости $I(A_z)$. Как видно, из снежников с неблагоприятной экспозицией су-

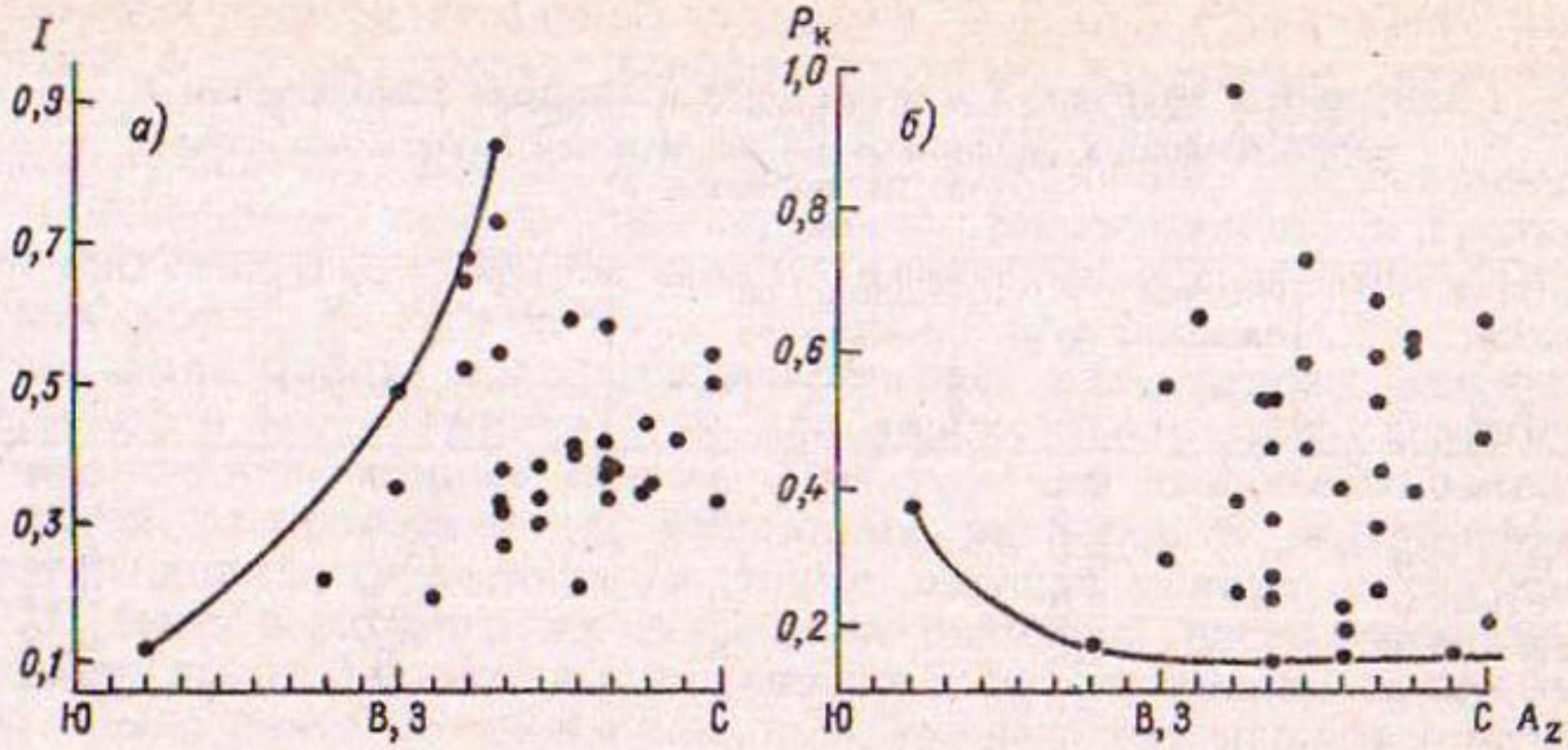


Рис. 7.1. Зависимости уклона I ($а$) и показателя компактности $P_к$ ($б$) снежников от экспозиции A_z.
Кривыми показаны огибающие.

мели уцелеть лишь очень пологие, что и естественно, так как они менее подвержены действию солнечных лучей. Весьма вероятно, что эта сгибающая позволяет оценить критический уклон для снежников заданной экспозиции, — точки, лежащие близ нее, относятся к объектам с малой площадью.

Показатель компактности, как и ожидалось, оказался важной характеристикой. Правда, подобные безразмерные параметры применялись и ранее, например, Н. И. Осокиным для классификации снежников по их форме. В работе [107] λ и $P_к^*$ рассчитываются по формулам

$$\lambda = \frac{F_p}{P \cdot \varkappa_0}, \quad P_к^* = \frac{l_{ср}}{\beta_{ср}},$$

где $\varkappa_0$ — ширина полосы по краю снежника, равная 1 м, для которой существен эффект краевого таяния; $l_{ср}$ — средняя длина снежника; $\beta_{ср}$ — его средняя ширина. Рассчитанный нами параметр $P_к$ выгодно отличается от обоих этих коэффициентов прежде всего жесткостью интервала возможных значений. Кроме того, $P_к^*$ — неоднозначно определяемая величина, а значения λ для любого набора абсолютно подобных по форме снежников зависит от размеров каждого из них. Последнее нетрудно показать на примере снежников, граница которых — окружность. Можно утверждать, что классификацию снежников по их очертаниям, если она и нужна, следует

строить, используя параметр $P_к$. Во всяком случае общепринятая морфологическая классификация ледников хорошо дополняется этим численным показателем. Так, сделанные нами выборочные расчеты для бассейна р. Сурхоб показывают отчетливое возрастание $P_к$ в ряду: дендритовые ледники — сложно-долинные — долинные ... — каровые, т. е. при переходе от сложных ледников к простым. Напомним, что интересные результаты получены для ледников Камчатки [17] также при анализе "вытянутости" ледников.

Для классификации снежников по генезису показатель компактности вряд ли применим, хотя его средние значения для лавинных снежников на полигоне оказались несколько выше, чем для навеянных: 0,46 и 0,38 соответственно. Однако была обнаружена связь его среднего значения со средней площадью снежника. Как видно из табл. 7.1, перелетовать сумели лишь достаточно компактные из малых снежников, для которых эффект усиленного таяния по краям не столь губителен, как для узких и длинных. Кроме того, оказалось, что минимальная компактность со сменой экспозиции к югу увеличивается почти в три раза. На рис. 7.1 б показана нижняя сгибающая зависимости $P_к(A_z)$. Видно, что даже при "плохой" экспозиции снежник выживает, если имеет компактную форму. Снежники, если их показатель компактности лежит выше кривой, на рис. 7.1 б устойчивы в данной своей форме. В противном случае, они либо исчезнут, если площадь мала, либо изменят форму при наличии резерва площади. Изменение формы может идти двумя путями: а) снежник увеличивает компактность, сокращая свою длину; б) делится на серию мелких компактных.

Для иллюстрации этого рассмотрим "критические" снежники, по данным которых построена сгибающая на рис. 7.1 б. Три первых снежника, начиная от юга, имеют незначительные площади и, скорее всего, растают при изменении внешних условий в неблагоприятную сторону. Два последних имеют значительный резерв площади и выживут, изменив форму. В самом деле, у лавинного снежника площадью 3600 м^2 наметилась в средней части стяжка, которая может его разделить. Второй же, площадью 12 600 м^2 — самый изученный снежник в бассейне, почти не меняя своей ширины от года к году, значительно меняет длину [109], и, следовательно, компактность. Предположения относительно двух из трех мелких и первого крупного снежника, высказанные в 1981 г. [110], подтвердились визуальными наблюдениями в следующие годы. Мелкие перелетовывают не каждый год, а крупный делится на 2 и даже 3 небольших.

Таким образом, даже в экстремальных условиях снежник может уцелеть, если имеет или может приобрести соответствующие уклон и форму. Однако перечисленных факторов недостаточно для удовлетворительного объяснения удивительной устойчивости снежников. Так, многолетние снежники почти безболезненно переносят существенные изменения климата в отличие от крупных ледников, которые

теряют притоки и значительную часть языков, превращающихся в мертвый лед или просто сильно сокращающихся в длину [134, 162]. Известно, что небольшие ледники и многолетние снежники выживают на 1000 м и более ниже климатической снеговой границы [78, 106].

7.2. Обратные связи — залог устойчивости снежников

У каждого из нас своя земная,
Пусть маленькая радость, пусть большая.
И даже тот, кто знает: счастья нет,
Находит счастье, это утверждая.

Мирза Шафи Вазех

В чем секрет устойчивости снежников и малых ледников? Кроме изложенного и таких хорошо известных причин, как местная концентрация снега и благоприятные с точки зрения уменьшения абляции условия рельефа, должна существовать еще одна, которая, как нам кажется, до сих пор упускалась из виду. Это наличие мощных обратных связей между размерами снежника, абляцией и аккумуляцией.

Действительно, допустим, что таких связей не существует. Тогда, если средний многолетний приход снега на данный участок превышает среднюю многолетнюю абляцию, образующийся избыток массы начинает постепенно стекать, и неизбежно формируется „нормальный" ледник с четко выраженными областями абляции и аккумуляции. Если же, наоборот, средняя многолетняя аккумуляция меньше абляции, то через некоторое время, определяемое их разностью, многолетний снежник превратится в сезонный. Между тем, в горах часто наблюдаются снежники (малые ледники) относительно небольших размеров, которые существуют многие годы и десятилетия. Они бывают как лавинного, так и навеянного происхождения, и их, с одной стороны, невозможно разделить на две области, а с другой, — они часто содержат ледяное ядро, но при этом не переходят ни в "чистые" снежники, ни в настоящие ледники.

Режим тех и других зависит от аккумуляции и абляции, которые, в свою очередь, есть функция климатических условий (количества твердых осадков, скорости ветра, баланса солнечной радиации и др.) и рельефа. Они и будут определять вид и параметры обратных связей.

Различные варианты автоматического регулирования массы снежников достаточно подробно описаны в работе [32]. Здесь же приводим сводную табл. 7.2 этих вариантов (типов), содержащую классификацию снежников по этому признаку. Она дополнена еще одним типом — снежники, регулирующие свои размеры механической абляцией — обрушением избытка массы. Это — навеянные

снежники-карнизы, формирующиеся на гребнях хребтов. Их масса растет только до некоторого предела, определяемого прочностными характеристиками снега.

Таблица 7.2

Классификация снежников по процессам автоматического регулирования их размеров

Тип				
I	II	III	IV	V
По накоплению			По абляции	
Процесс регулирования				
Максимальное заполнение отрицательной формы рельефа	Регулирование ветровым переносом	Регулирование обрушением избытка массы	Изменение суммарной радиации с изменением размеров	Уменьшение абляции моренным чехлом
Удельное питание				
Ветровое, выпадающими осадками, ограничено размерами полости	Ветровое, уменьшается с увеличением снежника	Ветровое, растет до некоторого предела	Ветровое, выпадающими осадками, лавинное	Лавинное
Удельная абляция				
Определяется погодными условиями			Зависит от размера снежника	Зависит от концентрации морены

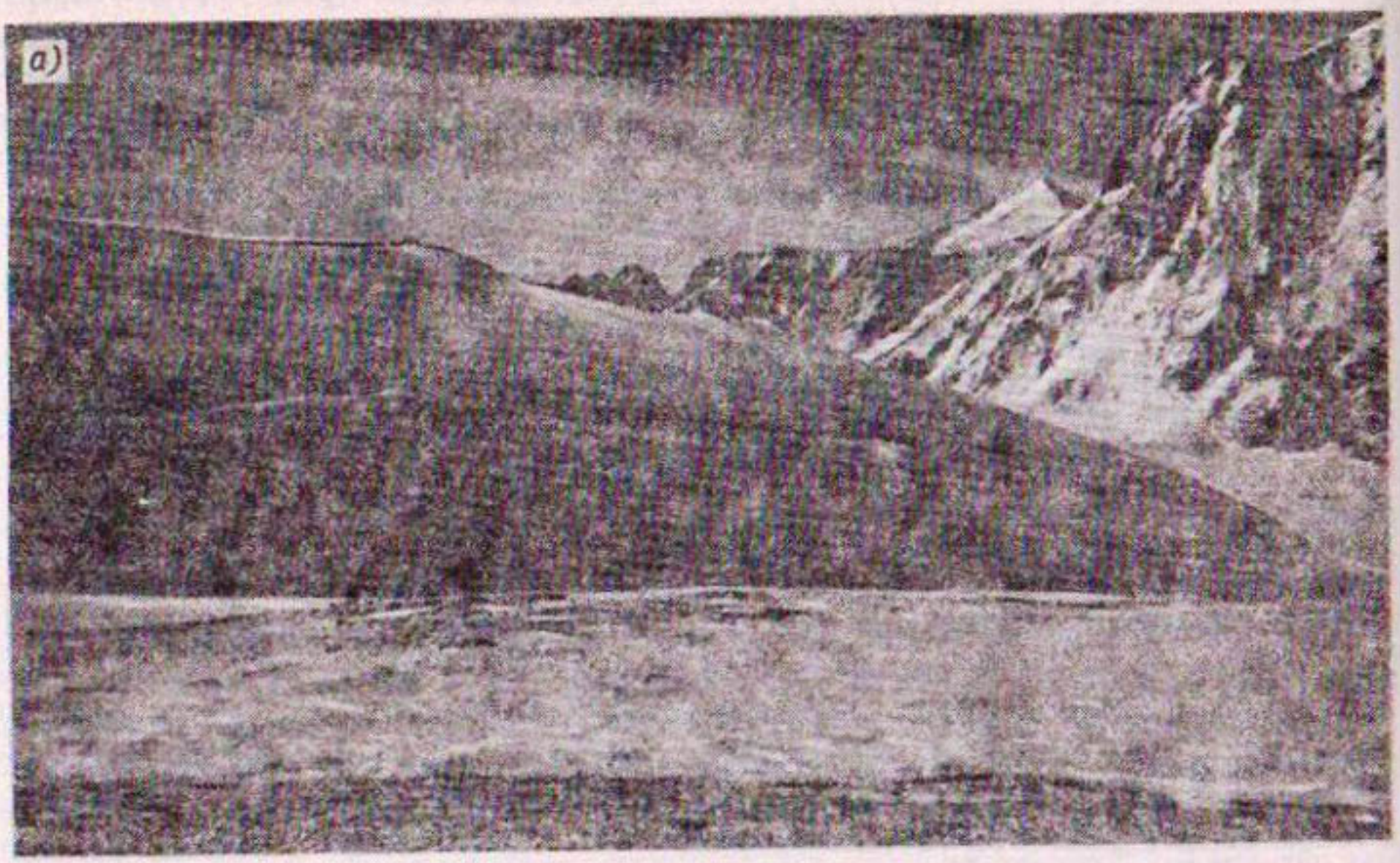
В пользу этой классификации говорит и то, что она охватывает очень широкий круг промежуточных связей между сезонным снегом и ледниками образования, вне зависимости от их географии. Нам кажется, что все множество других классификаций (по генезису, форме, продолжительности, месту залегания и т. д.) должно только дополнять деление снежников на большие классы по типам их саморегулирования.

7.3. Экспериментальное выявление механизмов саморегулирования размеров снежников

Сначала опишем объекты и методику экспериментов.

Начиная с 1976 г. [36], были выполнены детальные измерения накопления и таяния на одном навеянном снежнике, а также измерения таяния на двух лавинных в течение одного периода абляции. Один из них был расположен в углублении рельефа, второй открыт, но состоял из снега, насыщенного обломочным материалом.

Многолетний навеянный снежник расположен вблизи станции Ледник Абрамова на высоте 3,9 км за уступом древней конечной морены небольшого ледничка. Общий вид его показан на рис. 7.2.



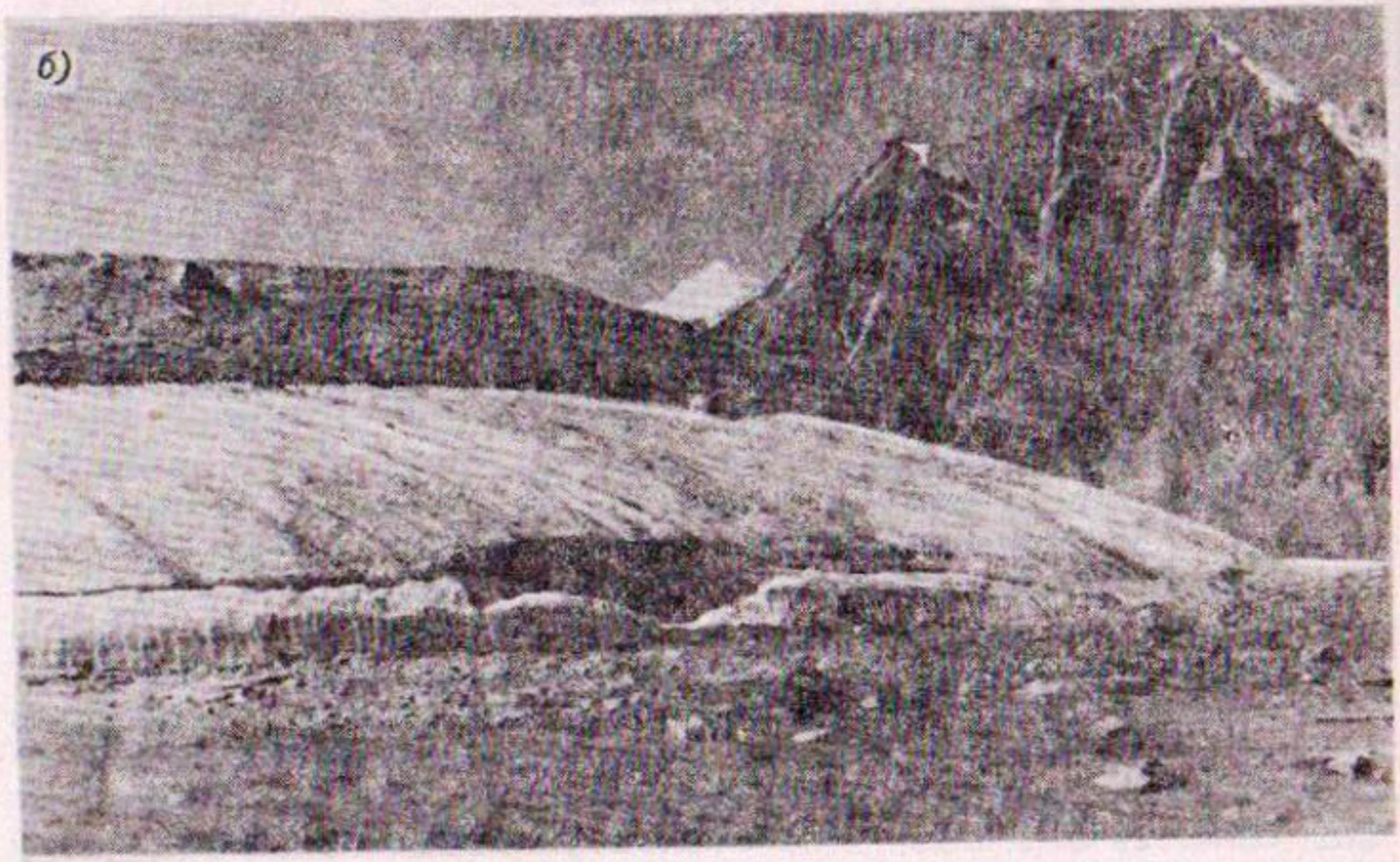


Рис. 7.2. Общий вид навеянного снежника на период максимального снегонакопления в 1977 г. (*а*) и на конец периода таяния в 1984 г. (*б*).

В плане снежник имеет сильно вытянутую в широтном направлении форму, ориентирован, как и ледник Абрамова, на север. В конце периодов таяния площадь его минимальна и колеблется около 12 0000 м^2, средняя мощность в это время около 7 м. Максимальную площадь он имеет к началу периода таяния, но измерить ее невозможно, так как четкая граница между снежником и снежным покровом отсутствует.

Даже визуальные наблюдения приводят к мысли, что механизмы авторегулирования размеров на снежнике выражены очень хорошо. Так, например, в исключительно неблагоприятные 1971 и 1973 гг., когда баланс массы ледника Абрамова был резко отрицательным [88], снежник сократился, но был далек от полного стаивания. В 1978 г. фирновая линия на леднике поднялась до высоты 4,5 км (т. е. сезонного снега на леднике практически не осталось), на высоте 3,9 км стаяло около 4 м льда, а на снежнике осталось около 1 м фирна и льда, образовавшегося из снега 1977—78 бюджетного года. В 1984 г. сезонный снег растаял по всему леднику, удельный баланс ледника был экстремально низким — минус 183 г/см^2. На снежнике баланс массы был также сильно отрицательным — 100 г/см^2, на поверхности показались слои старого льда (рис. 7.2 *б*), но напомним, что средняя высота ледника Абрамова — 4,25 км, а снежника — 3,9 км.

Стандартный реечный способ измерения баланса массы оказался непригодным для снежника, особенно при измерении зимнего баланса. Основные причины этого — огромные величины накопления снега — до 7 м — и поломка реек постоянно смещающимся снежным карнизом, что хорошо видно на рис. 7.2 *а*. Методику пришлось модифицировать.

На момент каждого измерения выполнялась нивелировка трех фиксированных профилей способом прямой геодезической засечки с постоянного базиса. Это обеспечило очень высокую точность (≈2 см) определения колебаний высоты поверхности снежника. В течение зимы проводилось шурфование снежной толщи с измерениями температуры и плотности сезонного снега. Летом определялись лишь плотности приповерхностного слоя. В период с октября 1976 г. по октябрь 1979 г. наблюдения выполнялись каждые 10—15 дней, затем — 2 раза в год: в начале и в конце периода абляции. Расположение снегомерных профилей показано на рис. 7.3.

На лавинных снежниках наблюдения выполнены в течение одного сезона таяния 1978 г. по аналогичной методике.

Таяние-накопление на снежниках рассчитывалось как произведение изменения мощности снежника на плотность поверхностного слоя снега. Таким образом был получен ряд величин накопления (ak_c) и таяния (ab_c) за конкретные отрезки времени.

Идея выявления механизмов саморегулирования размеров заключается в следующем: показать, как накопление и таяние снега, помимо других причин зависят от размеров снежника. Этого можно

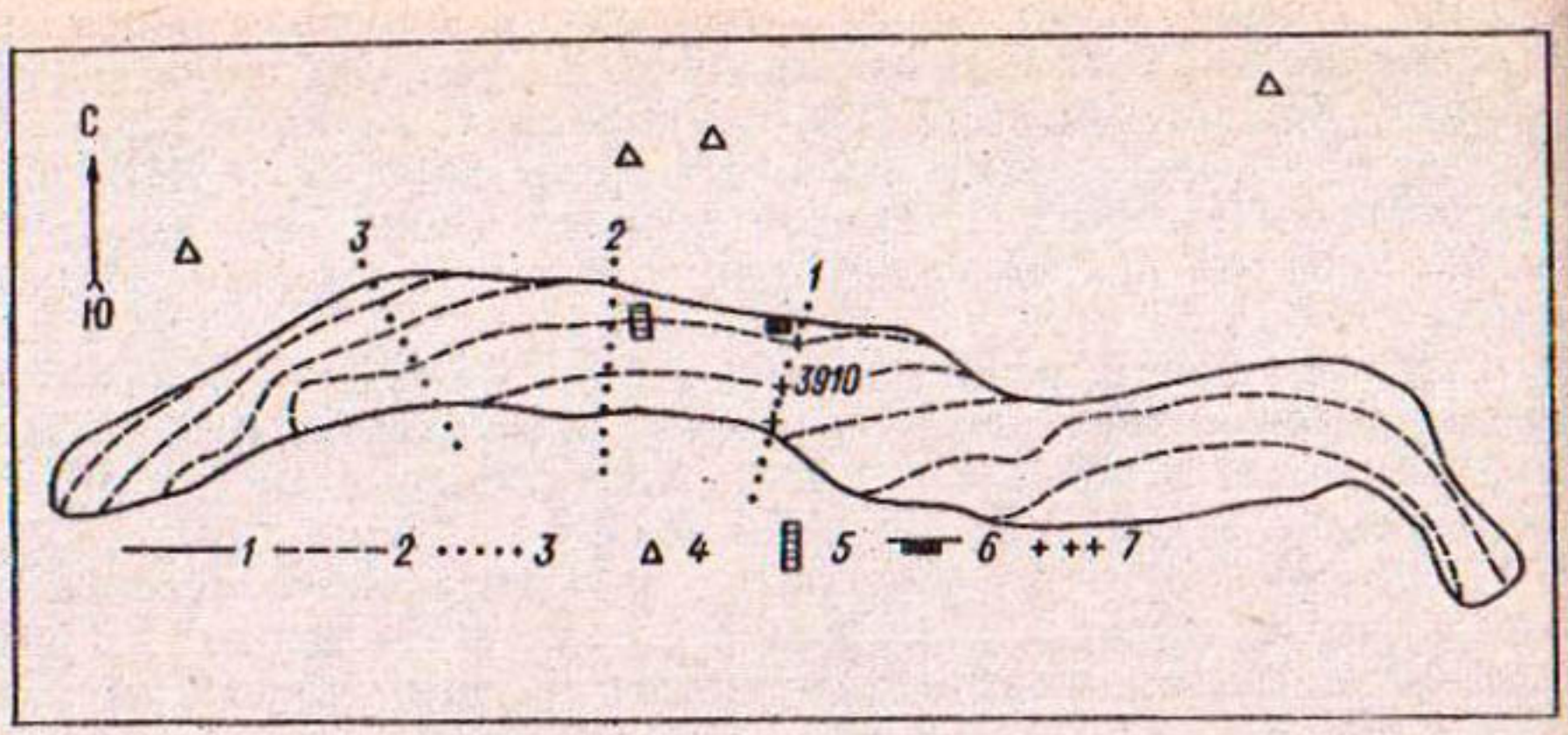


Рис. 7.3. Схема навеянного снежника и расположение пунктов измерений на нем.

Дата съемки 30.IX 1979 г., масштаб 1:2000, сечение горизонталей 5 м; *1* — контур снежника, *2* — изогипса, *3* — снегомерный профиль, *4* — точка стояния теодолита, *5* — шурф в сезонном снегу, *6* — шурф в многолетней толще, *7* — точки бурения и термозондирования.

добиться, пронормировав ak_c и ab_c по некоторым их фоновым значениям в бассейне на той же высоте. Аккумуляция нормировалась по осадкам базовой станции ($X_{ст}$), таяние — по измеренному на теле ледника на той же высоте ($ab_л$). Индексом размера служила средняя по поперечному сечению мощность снежника H_c [36].

Рассмотрим по порядку полученные связи, для чего обратимся к рис. 7.4. Как видно на рис. 7.4 б, с некоторого значения H_c нормированная аккумуляция ak^*, равная отношению $ak_c/X_{ст}$, начинает резко уменьшаться от значения примерно 20 (т. е. 20-кратного превышения накопления над осадками!) до значений 2—3 при мощности снежника около 13 м. Таких размеров снежник достигает обычно к середине апреля. В дальнейшем изменения количества снега на нем определяются уже взаимодействием аккумуляции и таяния. Измерить только аккумуляцию не удается. Можно утверждать, что коэффициент концентрации осадков в это время крайне мал, так как при обильных снегопадах и незначительном таянии в этот период баланс вещества на снежнике слабо отрицателен. Иными словами, регулирование накоплением действует очень эффективно. Правда, оказалось, что и при малых размерах ak^* также мала. Это объясняется тем, что в начале зимы снег задерживается во впадинах на террасе, с которой происходит его снос. Впадины расположены выше и южнее рассматриваемого снежника и как бы перехватывают

снеговетровой поток, поскольку в подавляющем большинстве случаев ветер на леднике Абрамова имеет южнее направления [88].

Теперь рассмотрим зависимость нормированного таяния ab^*, равного отношению $ab_с / ab_л$, от того же аргумента — средней мощности снежника. Рис. 7.4 *а* построен по данным для навеянного снежника, а рис. 7.4 в, г — для лавинных. Температура воздуха

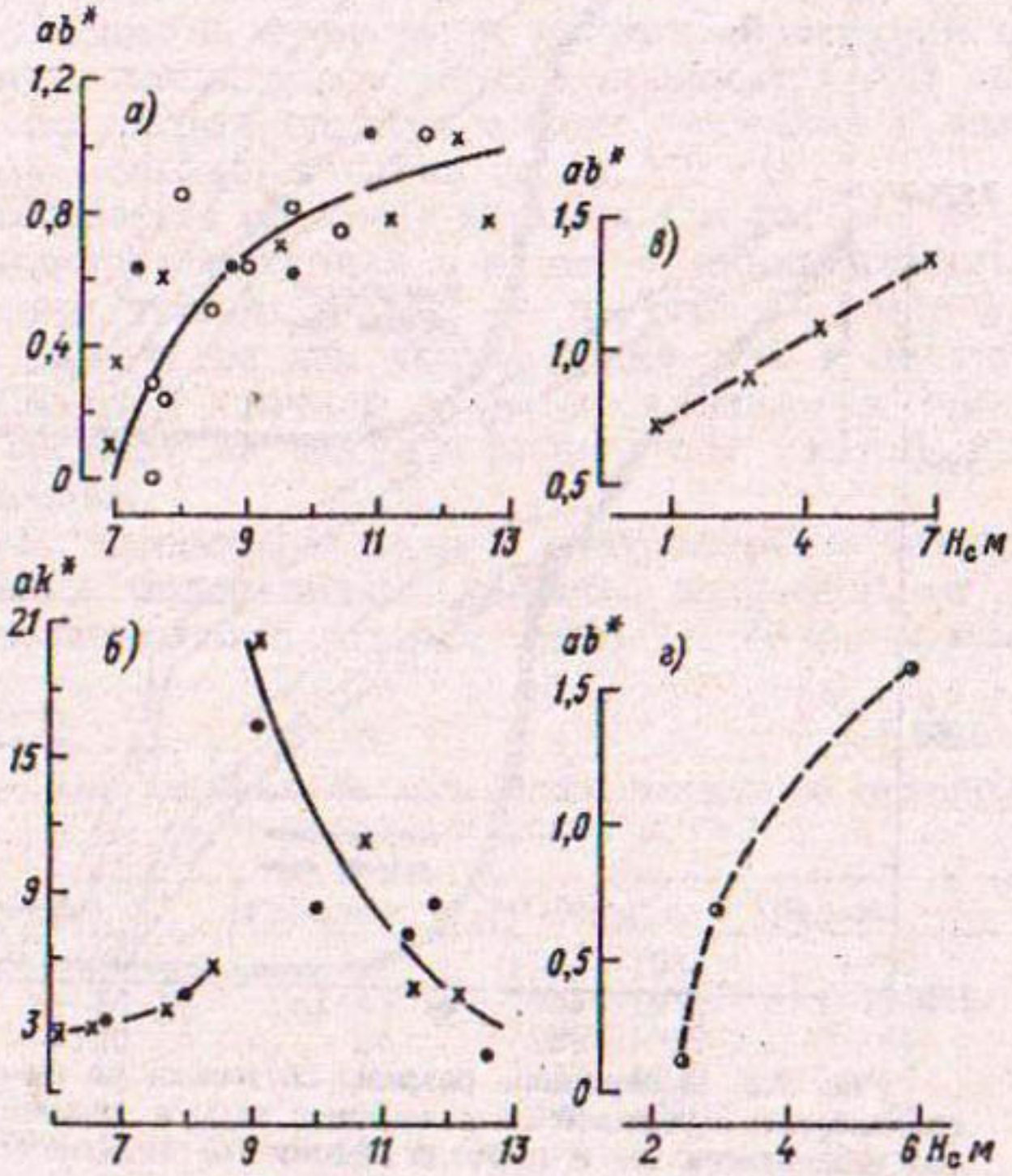


Рис. 7.4. Зависимости нормированных величин таяния ab^* и накопления ak^* снега на различных снежниках от их мощности $H_с$.

а), *б*) навеянный снежник, *в*) лавинный в щели, *г*) лавинный замороспивающийся; разными знаками показаны данные за разные годы.

на склоне, где находятся все три снежника, выше, чем на теле ледника, и можно было бы ожидать, что таяние на снежниках всегда будет бóльшим, чем на леднике. Что же наблюдается на самом деле? Отношение $ab_с / ab_л$ при максимальных размерах в самом деле больше единицы, но затем с уменьшением снежников резко падает.

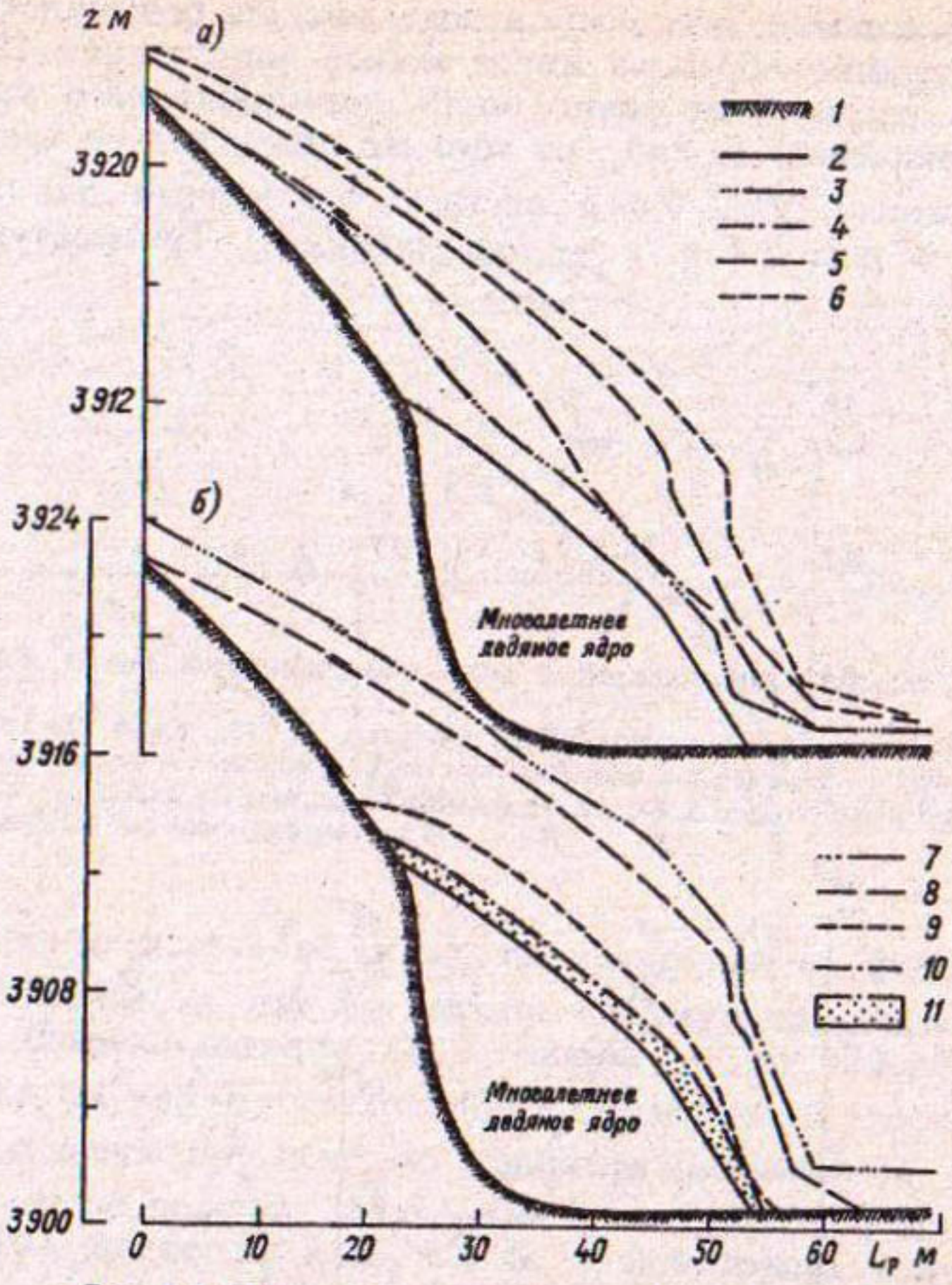


Рис. 7.5. Поперечные разрезы снежника по одному из снегомерных профилей на различные даты в течение периода накопления (*а*) и периода таяния (*б*) 1977—1978 гидрологического года.

1 **— подстилающая поверхность, *2* — 29 IX 1977, *3* — 2 XI 1977, *4* — 1 I 1978, *5* — 1 III 1978, *6* — 1 V 1978, *7* — 6 VI 1978, *8* — 28 VI 1978, *9* — 9 VIII 1978, *10* — 1 X 1978, *11* — фирновый остаток; *z* — абсолютная высота, L_p — горизонтальное проложение.**

Таким образом, существование мощных обратных связей между размерами, аккумуляцией и абляцией снежников можно считать доказанными.

Действие механизмов саморегулирования накладывает отпечаток на колебания массы снежников различной периодичности. Для начала рассмотрим внутригодовые изменения слоя снега. На рис. 7.5 *а* приведены результаты наблюдений за аккумуляцией по одному из поперечных профилей на навеянном снежнике в 1977—

1978 гидрологическом году. Октябрьские метели формируют прямо за бровкой морены снежный вал, гребень которого с течением времени смещается вниз по снежнику. При этом снеговетровой поток придает профилю специфическую форму — слегка выпуклую в верхней части и сильно вогнутую в нижней. Максимальная интенсивность снегонакопления наблюдается осенью, при небольших размерах снежников. За октябрь накапливается снега больше, чем за любые два вместе взятых последующих месяца. Весной скорость аккумуляции резко падает, хотя осадки в это время имеют максимум в своем внутригодовом ходе, и 1978 г. в этом отношении не исключение. Очевидно, существует некоторый верхний предел мощности снежника, при котором метели проносятся над ним, не отлагая снега. В результате средняя высота снежника к началу таяния от года к году колеблется очень слабо.

Летом наблюдается обратная картина (см. рис. 7.5 б) — при максимальных размерах снежника в июне — июле скорость таяния велика, а в самом теплом месяце — августе — резко уменьшается. В общем, из года в год как аккумуляция, так и абляция на снежнике прекращаются (точнее становятся равными ошибке их измерений) в среднем на месяц раньше, чем на той же высоте на леднике Абрамова.

Механизмы авторегулирования контролируют также колебания массы снежников более низкой частоты, например, от года к году. В табл. 7.3 сравниваются годовые удельные балансы массы ледника

Таблица 7.3

Годовые удельные балансы массы навеянного снежника и ледника Абрамова (г/см²)

Период	Ледник	Снежник	Период	Ледник	Снежник
1977—1978	—146	+65	1984—1985	—99	+60
1978—1979	—54	+43	1985—1986	—121	—62
1979—1980	—120	—34	1986—1987	+8	+103
1980—1981	—8	+2	1987—1988	—17	—53
1981—1982	—93	+10	1988—1989	—38	+13
1982—1983	—58	+38			
1983—1984	—183	—100	Сумма:	—929	+85

Абрамова и навеянного снежника за период измерений.

При расчете удельного баланса массы по изменениями мощности снежника учитывалось следующее: а) плотность фирна и льда были приняты равными 0,61 и 0,87 г/см³ соответственно [67]; б) при наличии фирна в конце гидрологического года нижний слой его мощностью 28 см превращается в лед за счет так называемого летнего льдообразования [109].

Как видно, внешние условия, неблагоприятные для большого ледника, почти не отражаются на многолетнем снежнике, баланс массы которого колеблется около нуля. Однозначная связь между балансами этих объектов отсутствует.

На рис. 7.6 показана зависимость удельного годового баланса массы снежника от его средней мощности. Следует подчеркнуть прогностический характер этой связи, позволяющей чисто гляциологическим способом оценивать изменения массы снежника с заблаговременностью 1 год. Насколько нам известно, такой прогноз ни для ледников, ни для других гидрологических объектов неосуществим без надежного прогноза погоды той же заблаговременности.

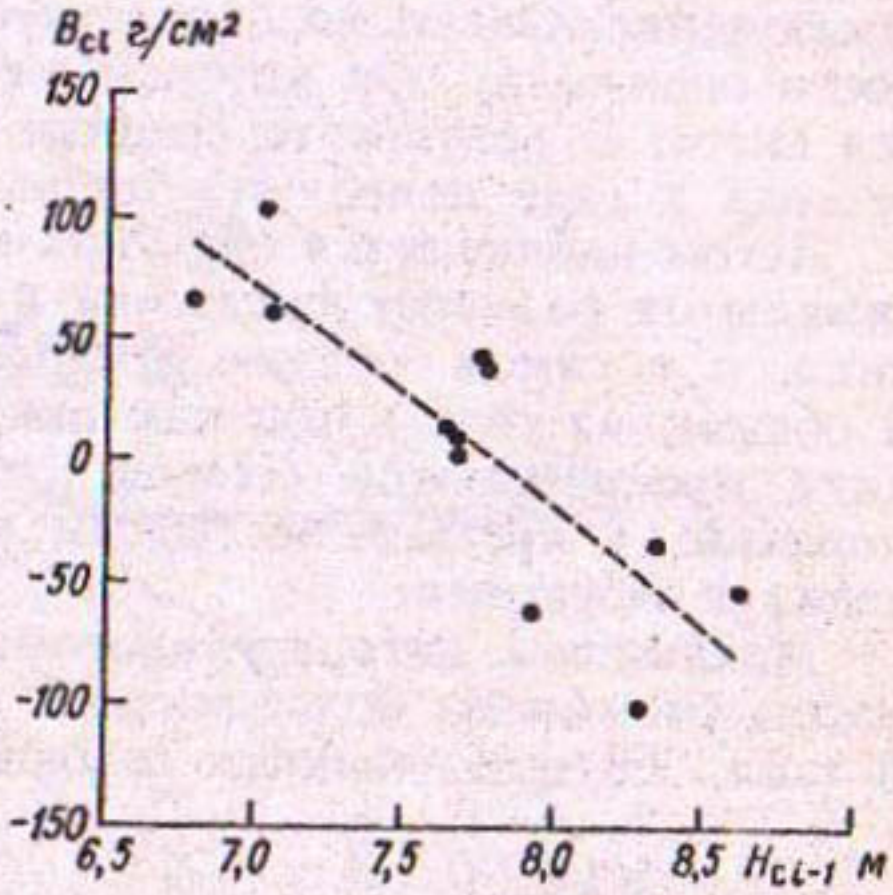


Рис. 7.6. Зависимость удельного годового баланса массы B_{ci} навеянного снежника от его средней мощности к началу гидрологического года H_{ci-1}.

Чтобы получить картину многолетних колебаний запаса воды в снежнике, периода, охваченного прямыми измерениями, явно недостаточно, и мы попытались удлинить ряд [111], для чего воспользовались следующими эмпирическими связями:

$$\frac{H_{c\,i+\Delta t} - H_{ci}}{X_{ст}} = f_1(H_{ci}), \tag{7.2}$$

$$\frac{H_{c\,i+\Delta t} - H_{ci}}{ab_в} = f_2(H_{ci}), \tag{7.3}$$

где H_{ci} — средняя мощность снежника в момент времени i; $X_{ст}$ — сумма осадков на станции Ледник Абрамова за промежуток времени Δt, равный 10—15 суткам; $ab_в$ — возможное, при отсутствии регулирования, таяние на снежнике, рассчитанное как сумма суточных значений по среднесуточным температурам воздуха по формуле (4.6).

Зависимость (7.2) определялась по результатам наблюдений за аккумуляцией зимой, а (7.3) — по результатам наблюдений за абляцией снежника летом. Оказалось, что эти связи подобны изображенным на рис. 7.4 а, б, но гораздо более тесные.

Причин большей тесноты по крайней мере две. Во-первых, в числителях функций (7.2) и (7.3) стоит измеренная величина прироста или убыли мощности снежника (ΔH_c), а для выявления связей, показанных на рис. 7.4, мы использовали некоторую условную величину, равную произведению ΔH_c на поверхностную плотность снега, и эту величину рассматривали как аккумуляцию или абляцию в зависимости от знака ΔH_c, что, строго говоря, не совсем верно. Во-вторых, представляется, что механизмы саморегулирования контролируют величину аккумуляции-абляции на снежнике именно через мощность слоя снега. Например, регулирование накоплением действует следующим образом. При некотором размере снежника и одинаковых суммах твердых осадков высоты накопившегося снега будут одинаковы вне зависимости от того, какой выпадает снег, — мокрый и плотный или сухой, пушистый.

Определив зависимости (7.2) и (7.3), задав начальное значение мощности снежника H_{c0}, ход осадков и температуры воздуха по данным метеостанции, мы получаем возможность рассчитывать изменения H_{c0} за многолетие, что и было сделано за период с октября 1935 г. по сентябрь 1983 г. Расчет велся по декадам. Осадки для лет, не охваченных наблюдениями на леднике Абрамова (1935—1967 гг.), восстанавливались по их связи с осадками на леднике Федченко. Возможное таяние для всего периода рассчитывалось по температуре воздуха, которая за 1935—1967 гг. была восстановлена по данным той же метеостанции. Методика расчета доли твердых осадков и таяния по декадным данным полностью заимствована из работы [32]. За величину H_{c0} была принята средняя за все годы прямых наблюдений мощность снежника на начало гидрологического года, что, как будет показано ниже, вполне допустимо. На рис. 7.7 для отрезка времени, охваченного измерениями, приведены для сравнения рассчитанные с учетом механизмов саморегулирования мощности снежника и измеренные. Совпадение хорошее — корреляционное отношение равно 0,93.

Не останавливаясь на таких характеристиках режима, как накопление и таяние, даты формирования максимума и минимума запаса влаги, которые наша модель дает возможность получить, рассмотрим важнейшую — годовой вещественный баланс. Для его расчета использованы данные о мощности снежника на начало и конец каждого гидрологического года, а в отношении плотности фирна, льда и величины внутреннего питания сделаны упомянутые выше допущения. Как и следовало ожидать, механизмы саморегулирования формируют специфический ход баланса массы снежника. На рис. 7.8 показан хронологический ход годового удель-

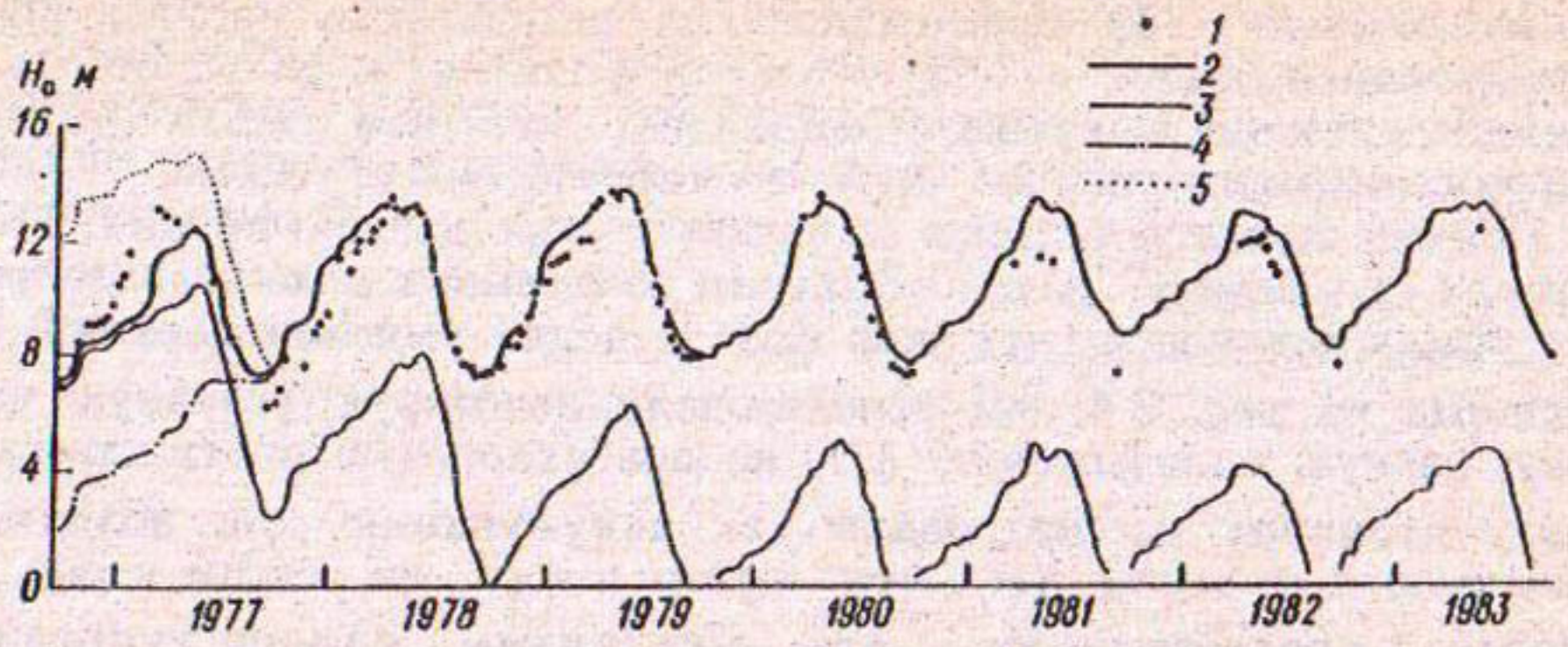


Рис. 7.7. Хронологический ход измеренной и вычисленной мощностей снежника H_c.

1 — измеренная мощность; *2* — вычисленная начиная с 1935 г. с учетом механизмов саморегулирования; *3* — вычисленная при прекращении действия саморегулирования в 1976 г.; *4*, *5* — вычисленные мощности при уменьшении и увеличении начального значения в 1976 г. соответственно.

ного баланса массы ледника Абрамова ($B_л$) и снежника (B_c) (данные по леднику заимствованы из работы [64]). Как видно из рисунка, балансы отличаются друг от друга как по значению, так часто и по знаку. Колебания нередко происходят несинхронно, а если фазы и совпадают, то происходит это каждый раз на новом уровне; однозначная связь $B_л$ и B_c отсутствует — коэффициент парной корреляции равен 0,58. Баланс снежника меньше колеблется около нуля, что особенно хорошо видно из сравнения сглаженных графиков. Сколько-нибудь продолжительных периодов, как благоприятных, так и "плохих" для существования снежника, выделить не удается, чего нельзя сказать о леднике Абрамова, для которого, например, 50—60-е годы были "хорошими", а в 40-е и 70-е годы климатическая ситуация оказалась неблагоприятной.

Распределение годовых балансов на снежнике, в отличие от такового для ледника, имеет симметричный вид с очень малой повторяемостью величин, существенно отличных от нуля [111]. Вероятность того, что на снежнике будут наблюдаться значительные ненулевые балансы массы одного знака в течение нескольких лет подряд, что привело бы к значительному изменению его размеров, пренебрежимо мала. В самом деле, из хронологического хода баланса явствует, что если в какой-либо год баланс массы снежника был существенно положителен, то не позднее, чем через год происходит значительная потеря накопившегося излишка массы.

Вероятно, малые формы оледенения вообще своеобразно отражают изменения климата. Реакция снежника на некоторую постоянную их тенденцию будет выражена гораздо слабее, чем у ледника.

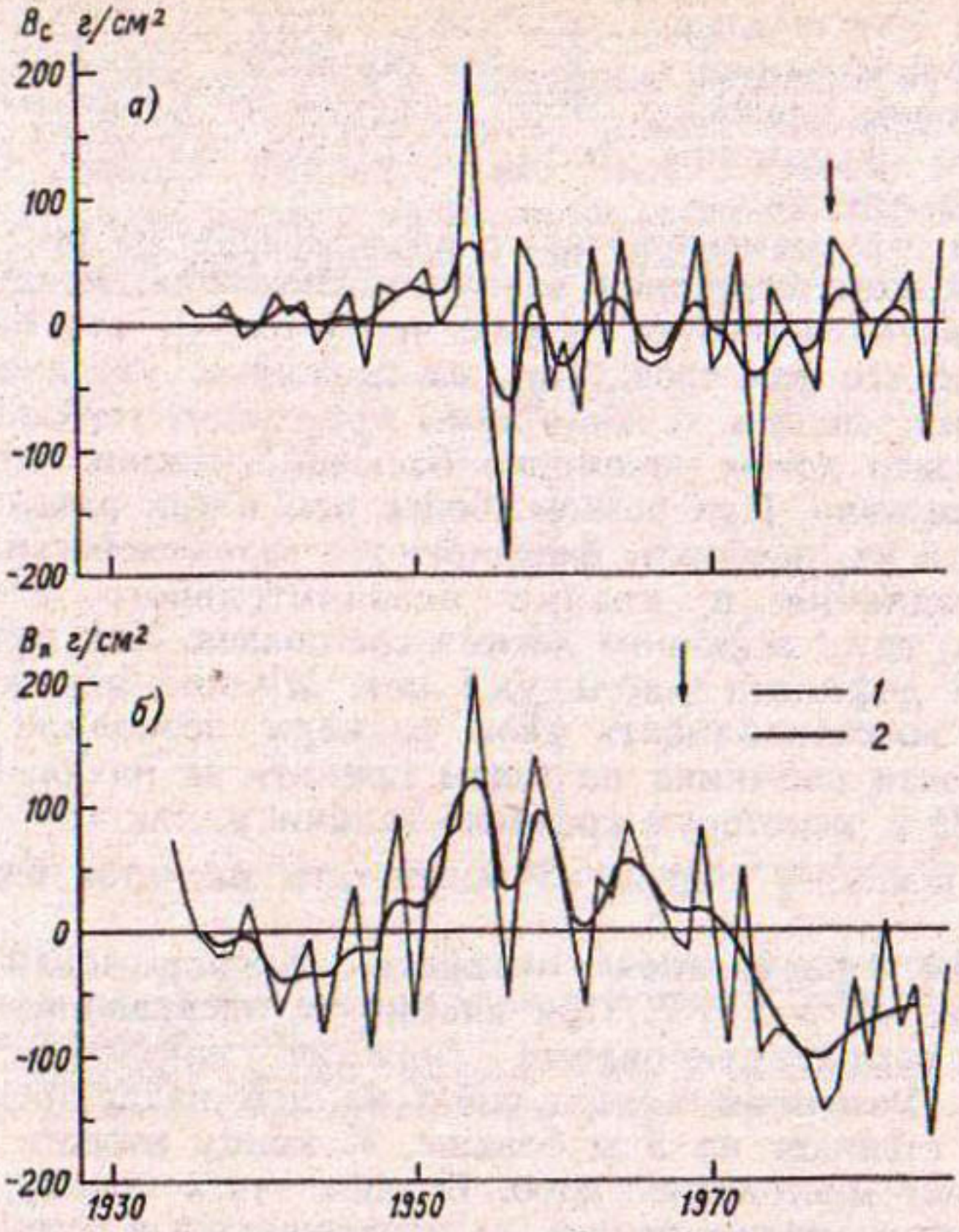


Рис. 7.8. Хронологический ход годового удельного баланса масс навеянного снежника B_c (*а*) и ледника Абрамова B_a (*б*).

1 **— ежегодные данные, *2* — сглаженные по скользящим пятилетиям; стрелки показывают начало измерений.**

Для иллюстрации исключительной действенности и важности механизмов авторегулирования в жизни многолетнего снежника мы поставили следующие численные эксперименты для периода наблюдений на нем:

— выполнили расчет хода мощности при начальных ее значениях (в 1976 г.), сильно отличных от измеренной величины. Этот опыт позволяет ответить на вопрос, что происходит со снежником при внезапном резком изменении его размеров;

— рассчитали ход мощности H_c при допущении, что отношения $\Delta H_c / X_{ст}$ и $\Delta H_c / ab_в$ неизменны во времени и равны значениям, из-

меренным при максимальном снежнике, когда он наиболее близок к хорошо экспонированному к солнцу обычному снежному покрову на горизонтальной площадке. Этот эксперимент иллюстрирует, что произойдет со снежником, если механизмы авторегулирования прекратят свое действие.

Результаты экспериментов также представлены на рис. 7.7. Видно, что при резком изменении величины снежника, механизмы саморегуляции активизируются, и уже через год (!) это приводит к восстановлению его размеров. Так, на снежнике, увеличенном в 2 раза, накопление снега в течение зимы происходит гораздо меньшими темпами, зато летом непомерно большой снежник тает исключительно интенсивно. При резком, более чем в три раза, снижении массы его размеры, наоборот, формируются взаимодействием интенсивного накопления и крайне незначительного таяния, не превышающего даже величины летних снегопадов. Как результат — к концу года дефицита массы уже нет. Именно эта способность "мгновенно" восстанавливать свои размеры позволила нам при расчете мощности снежника по годам принять за начальное значение H_{c0} в 1935 г. некоторую среднюю величину, так как неточность в ее выборе повлияет только на результаты расчетов баланса для одного года.

Рассмотрим результаты второго эксперимента, также представленные на рис. 7.7. При внезапном прекращении действия механизмов саморегулирования снежник начинает усиленно деградировать. В первый же год снега на нем накапливается на 2 м меньше, а стаивает на 3 м больше. К концу второго года полностью исчезает многолетнее ядро. Больше таять нечему, и многолетний снежник — почти ледник — превращается в сезонный, ежегодно разрушающийся снежник, несмотря на то, что величины аккумуляции по-прежнему велики — достигают 6 м, что на леднике Абрамова наблюдается только в годы с очень большим количеством осадков и на высотах более 4,3 км.

Способность снежника в короткий срок регенерировать себя открывает, казалось бы, заманчивые возможности для использования подобных объектов в маловодные годы. Вероятно, допустимо один раз в 2—3 года полное их разрушение, так как по истечении этого срока они должны полностью восстановиться. Следует, правда, учесть, что при этом будет уничтожено холодное многолетнее ледяное ядро, которое, как показано в работе [109] (см. также ниже), тоже способствует "живучести" снежника. Частичное изъятие массы вполне допустимо и не влечет каких-то негативных последствий для существования снежника. Так, лед и фирн с рассматриваемого объекта ежегодно активно используется сотрудниками гляциологического стационара для хозяйственных нужд. При этом в одном и том же месте на участке шириной до 10 м уничтожается часть, сравнимая с его полным размером в этом месте. Однако на следующий год снежник в этом месте имеет прежнюю величину.

Итак, важность процессов автоматического регулирования в жизнедеятельности снежников трудно переоценить.

Наконец, несколько слов о последнем выделенном нами типе — снежниках-карнизах. Организовать прямые наблюдения на таких объектах очень трудно, но мы имеем возможность проиллюстрировать процесс накопления снега на них по результатам наблюдений на нашем навеянном снежнике.

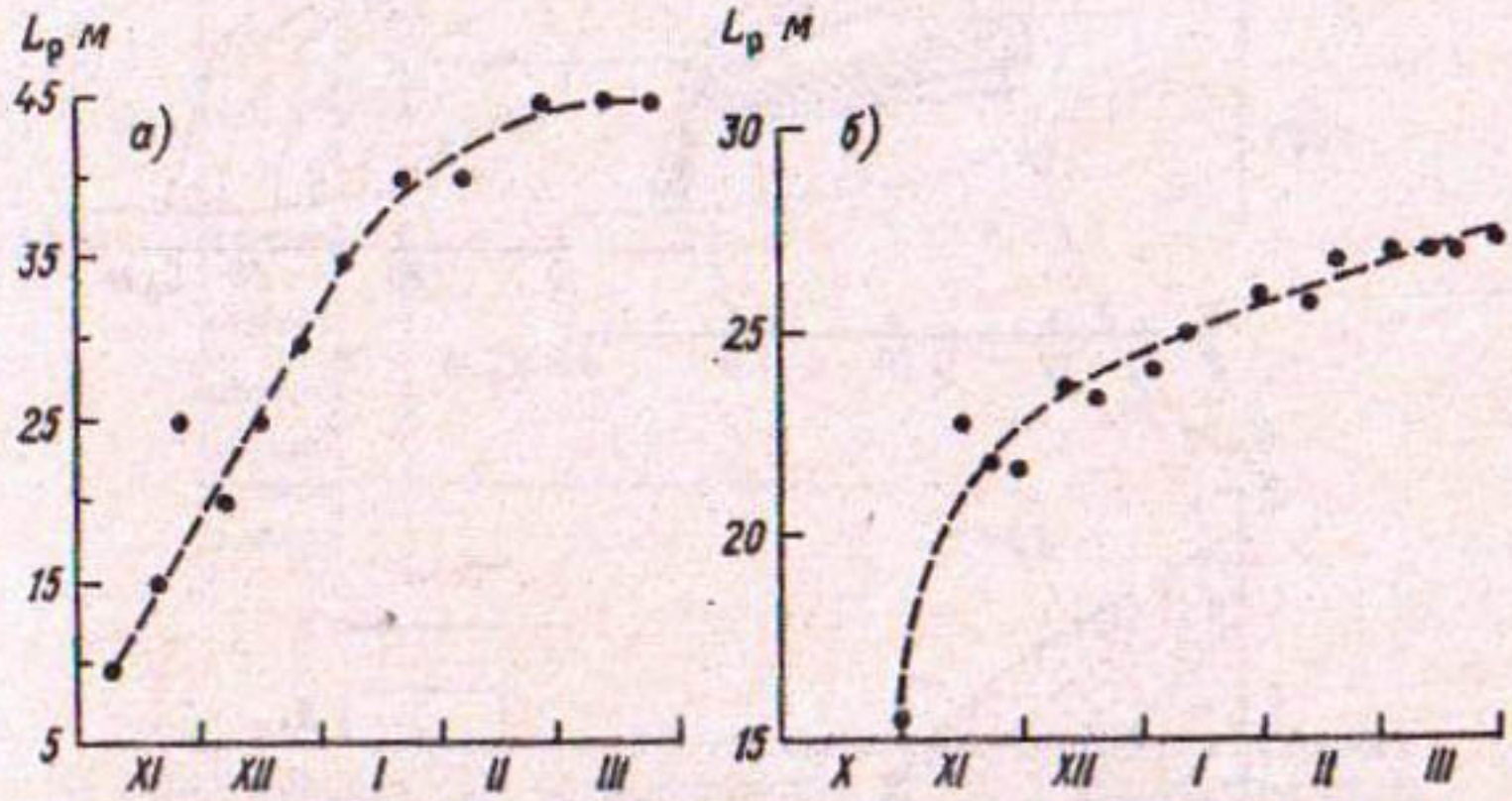


Рис. 7.9. Смещение с течением времени по длине поперечного профиля L_p точки с максимальным накоплением снега (*а*) и центра тяжести эпюры снега (*б*).

Навеянный снежник, профиль номер 3. Направление оси абсцисс совпадает с преимущественным направлением ветра.

На рис. 7.9 показано смещение в пространстве координат центра тяжести и точки с максимальной интенсивностью снегонакопления по направлению ветрового потока вперед от бровки гребня, что в случае карнизов и приводит к их обрушению. Только в нашем случае обрушившаяся масса не уходит за пределы снежника, да и происходит обвал не ежегодно, а с высоких гребней снег летит далеко вниз, часто вызывая мощные лавины со склонов.

7.4. Строение многолетнего снежника

И разбитые скрижали лежали в Ковчеге вместе с цельными.

Талмуд

Вид льдообразования, обусловленный особенностями внутреннего строения и термического режима толщи снежников, играет определенную роль как в изменениях их массы, так, видимо, и в обеспечении устойчивости этих гляциальных объектов.

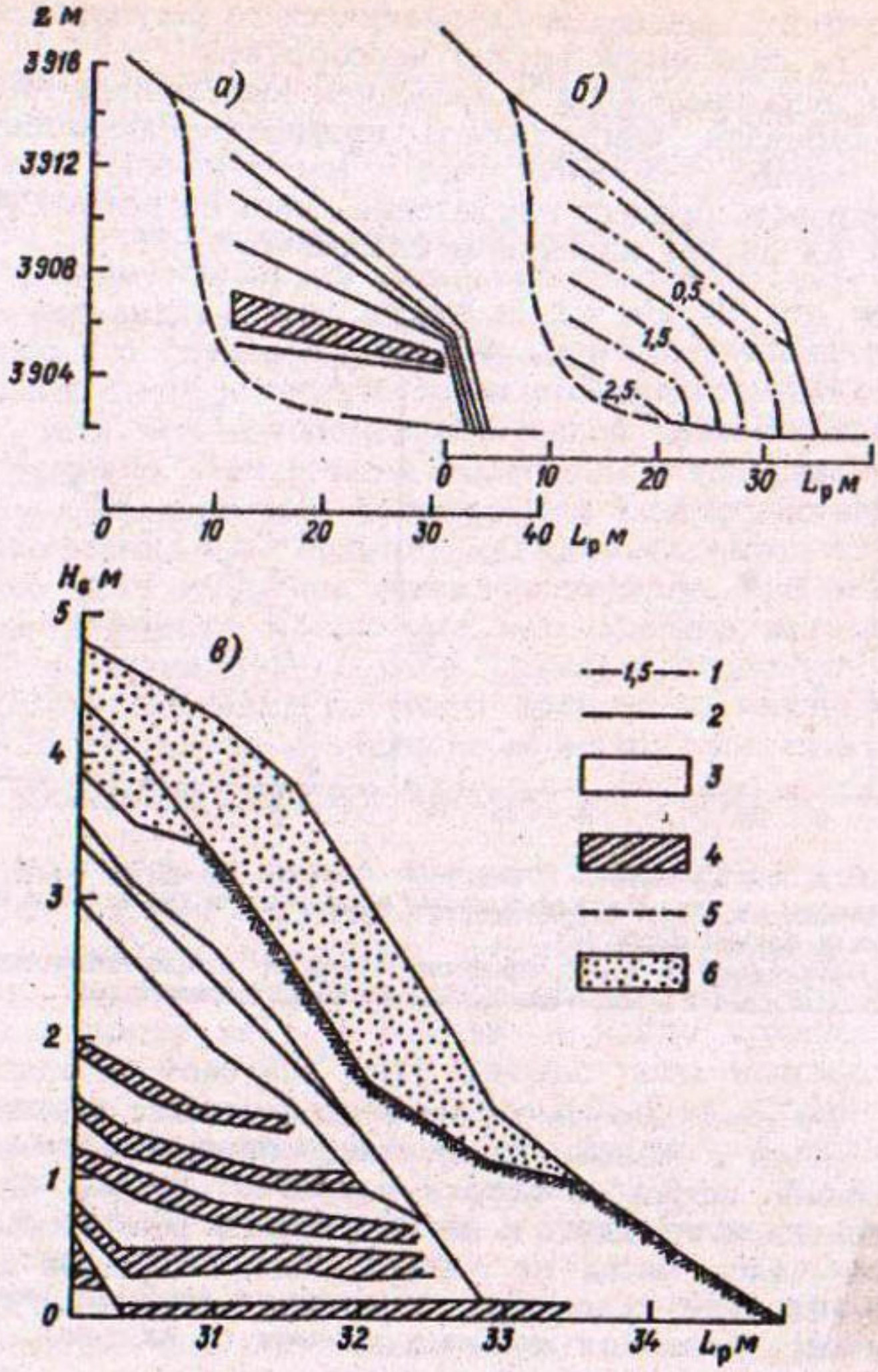


Рис. 7.10. Распределение загрязнённых прослоек (*а*), изотерм по поперечному сечению снежника (*б*) и прослоек по боковой стенке шурфа в нижней части поперечного сечения (*в*).

1 **— изотерма,** ***2*** **— загрязненная прослойка,** ***3*** **— инфильтрационный лед,** ***4*** **— слабозагрязненный лед конжеляционного происхождения,** ***5*** **— предполагаемый профиль ложа снежника,** ***6*** **— фирн;** ***z*** **— абсолютная высота,** H_c **— мощность снежника,** L_p **— горизонтальное проложение.**

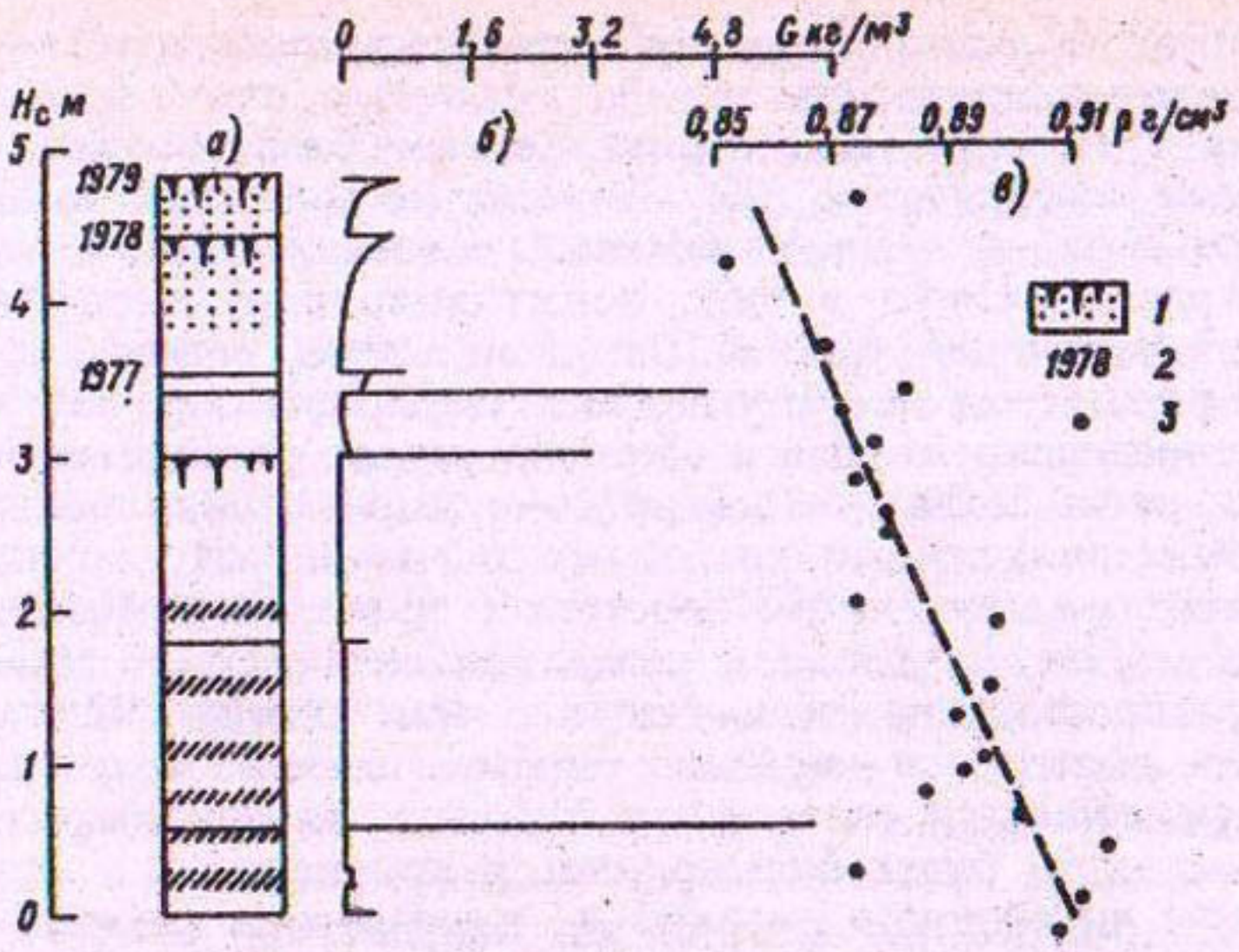


Рис. 7.11. Изменение по толщине многолетнего снежника H_c стратиграфии (*а*), загрязненности G (*б*) и плотности льда ρ (*в*).

1 — загрязненная прослойка с потеками льда в фирн, *2* — год образования прослойки, *3* — плотность льда в точке; остальные обозначения те же, что и на рис. 7.10.

Для изучения внутреннего строения по окончании периода таяния в октябре 1978 г. на навеянном снежнике были выполнены бурение и термозондирование толщи по поперечнику, отрыт шурф в нижней части. Положение скважин и шурфа показано на рис. 7.3. Через год в шурфе были измерены также плотность и загрязненность льда. Как видно из рис. 7.10 *в* и 7.11 *а*, снежник сложен в основном льдом инфильтрационного и конжеляционного происхождения. Только в отдельные годы в верхней части разреза появляется фирн, который, видимо, довольно быстро превращается в лед за счет инфильтрационного питания. Например, в 1978 г. на первом снегомерном профиле величина повторного замерзания талой воды оказалась равной в среднем 28,6 г/см^2 [109]. Быстрее всего в лед превращаются нижние горизонты годового слоя снега в результате так называемого внутреннего льдообразования на холодном водонепроницаемом ледяном ядре. Летнее льдообразование в 1978 г. превысило 10 г/см^2, и все же полностью реализовался запас холода, сосредоточенный лишь в верхнем полуметровом слое ядра, что следует из распределения изотерм в толще снежника

(рис. 7.10 *б*). У ложа в средней части круглый год сохраняются отрицательные температуры.

В годы с нулевым или отрицательным балансом массы тепло, поглощенное поверхностью, используется не только на таяние, но и на прогрев льда, а часть талой воды вновь замерзает на крутом нижнем крае снежника в виде конжеляционного льда, лишенного воздушных включений (рис. 7.10*в*). Как видно, льдообразование на снежнике происходит по типу ледяной и фирново-ледяной зон [140] и играет определенную роль в обеспечении его устойчивости. Весьма вероятно, что холодное ядро — характерная особенность перелетовывающих снежников, даже очень малых, но пологих и компактных, помогающая им бороться с эффектом краевого таяния. Во всяком случае, в условиях резко континентального климата это явление распространено очень широко (см. статью "Снежники" в [43]). Если попытаться численно оценить влияние ядра, например, отношением мощности снежника к площади, то у малых снежников оно, скорее всего, будет больше, чем у крупных.

Величина внутреннего питания на многолетнем снежнике намного превосходит измеренную на леднике Абрамова. Кроме того, льдообразование на леднике происходит преимущественно по типу теплой фирновой зоны [67, 68, 71]. Это ставит под сомнение утверждение П. А. Шумского о том, что, существуя в одинаковых условиях, снежники и ледники имеют одинаковый тип льдообразования [164].

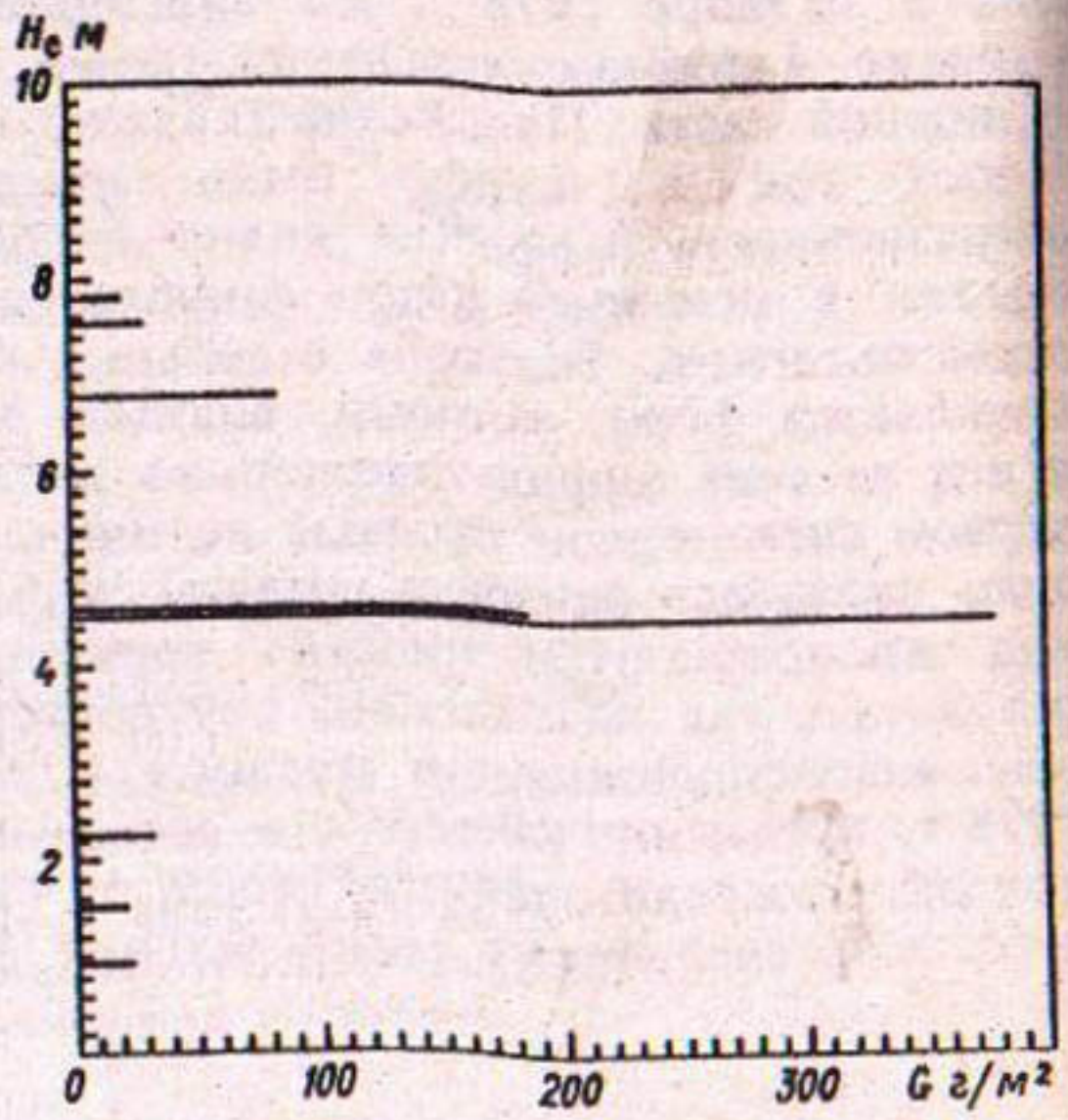


Рис. 7.12. Распределение загрязненности льда *G* по глубине шурфа

Было бы крайне интересно датировать слои, слагающие этот сравнительно легко доступный объект. Как видно из рис. 7.11 *а*, в разрезе толщи выделено 9 летних поверхностей. Однако можно определенно утверждать, что возраст придонных слоев к этому времени намного превышал 9 лет. В пользу этого говорят следующие факты:

— по крайней мере три загрязненные прослойки из девяти являются результатом наложения многих поверхностей абляции разных лет друг на друга;

— плотность льда монотонно растет от поверхности к ложу снежника, где достигает очень высоких значений (рис. 7.11 *в*).

Однако данные, полученные в 1978 г., для датировки слоев непригодны — определялась концентрация пыли в точках, а необходим непрерывный керн. Поэтому летом 1990 г. был заложен новый шурф выше первого ближе к оси снежника. Параллельно передней стенке шурфа с помощью кольцевого бура ПИ-8 (∅ 150 $см^2$) отбирался керн, который делился на пробы. Границы пробы назначались так: летний загрязненный слой и нижележащий более чистый лед до следующей летней прослойки. Проба растапливалась, полученная вода фильтровалась. На рис. 7.12 показана полученная таким способом эпюра количества пыли в пробах (все количество пыли отнесено к летнему слою). Различия с рис. 7.11 *а* объясняются иной методикой отбора проб.

Результаты непосредственных измерений мощности, начатых в 1976 г., показали, что в разрезе должно быть, как минимум, 4 летние прослойки:

Номер сверху	Годы формирования	Число годовых слоев
1	1989	1
2	1987—1988	2
3	1978—1986	9
4	?—1977	?

Таким образом, мы надежно идентифицируем только три верхних из восьми прослоек. Для датировки нижележащих, начиная с четвертой, была использована следующая эмпирическая зависимость:

$$\Delta H_i = -1{,}256\, H_{i-1} + 0{,}2278\, I_{w_i} + 9{,}68, \qquad (7.4)$$

где ΔH_i — изменение мощности снежника за *i*-й гидрологический год, м; H_{i-1} — мощность снежника на начало года, м; I_{w_i} — индекс погодных условий в i-м году, рассчитанный по формуле:

$$I_{w_i} = \frac{X_i - X_0}{\sigma_x} - \frac{\theta_i - \theta_0}{\sigma_\theta},$$

где X_i — сумма осадков за холодный период i-го года (октябрь — май) по станции Ледник Абрамова; θ_i — летняя температура воздуха (июнь — август) по той же станции; X_0 и σ_x — средняя сумма осадков и их стандартное отклонение соответственно; θ_0 и σ_θ — те же статистические характеристики для температуры воздуха.

Корреляционное отношение зависимости (7.4) равно 0,93, средняя ошибка расчета — 0,30 м. Связь $\Delta H_i (H_{i-1})$ показана на рис. 7.13. Основой для ее построения послужила часть данных, использованных ранее (см. рис. 7.6). Очевидно, что для расчетов по (7.4) необходим ряд I_w (за возможно более продолжительный период) и H_0 — начальная высота снежника. За годы, не охваченные метеорологическими измерениями на леднике Абрамова (до 1968 г.), ряды X и θ были восстановлены по их связям с

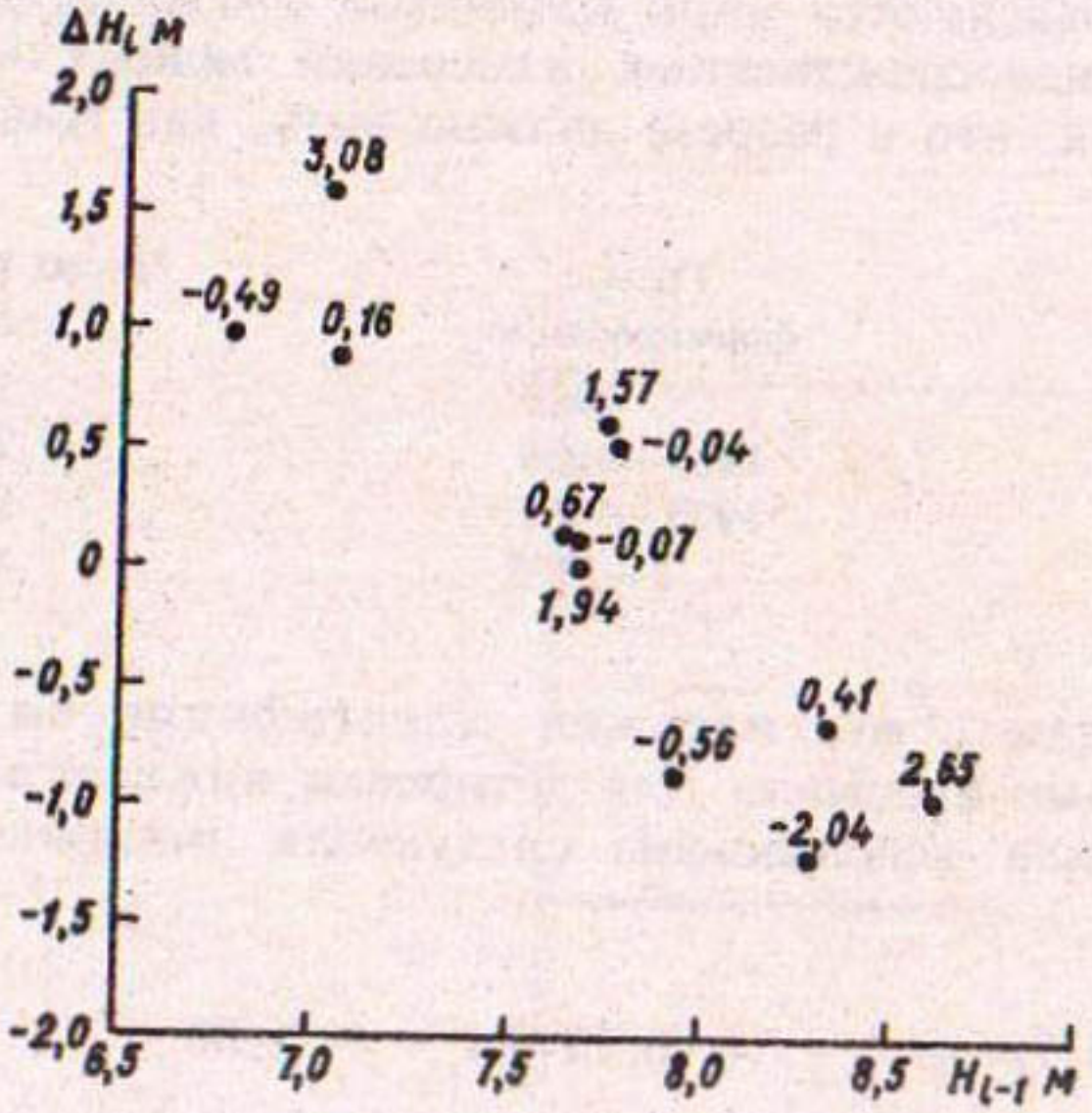


Рис. 7.13. Зависимость годового изменения мощности снежника ΔH_i от его средней мощности на начало гидрологического года H_{i-1}.

Числа у точек — индекс погодных условий I_w.

осадками и температурой воздуха на леднике Федченко ($r_x = 0{,}80$, $r_\theta = 0{,}97$). Реконструкция рядов сделана для периода с 1937 г. Численные эксперименты с полученным рядом индекса баланса при различных вариантах H_0 показали почти полное безразличие результатов расчета к начальному значению мощности. Разница имела место только для первого, реже — и для второго года. Поэтому в качестве H_0 в 1937 г. было принято среднее из измеренных в 1977—1989 гг. — 7,7 м.

При таких исходных данных расчет по формуле (7.4) показал следующее:

а) прослойка № 4 — результат наложения 39 годовых слоев (последний из которых слой 1977 г.) друг на друга;

б) ниже должна располагаться прослойка, последние слои которой относятся к 1937 и 1938 гг.

Как видно, длина метеорологических рядов наблюдений оказалась недостаточной для датировки прослоек с 5-й и ниже. Поэтому для их идентификации использованы данные о количестве пыли для четырех верхних прослоек, которые удалось опознать. На рис. 7.14 *а* показана зависимость количества пыли в этих горизонтах

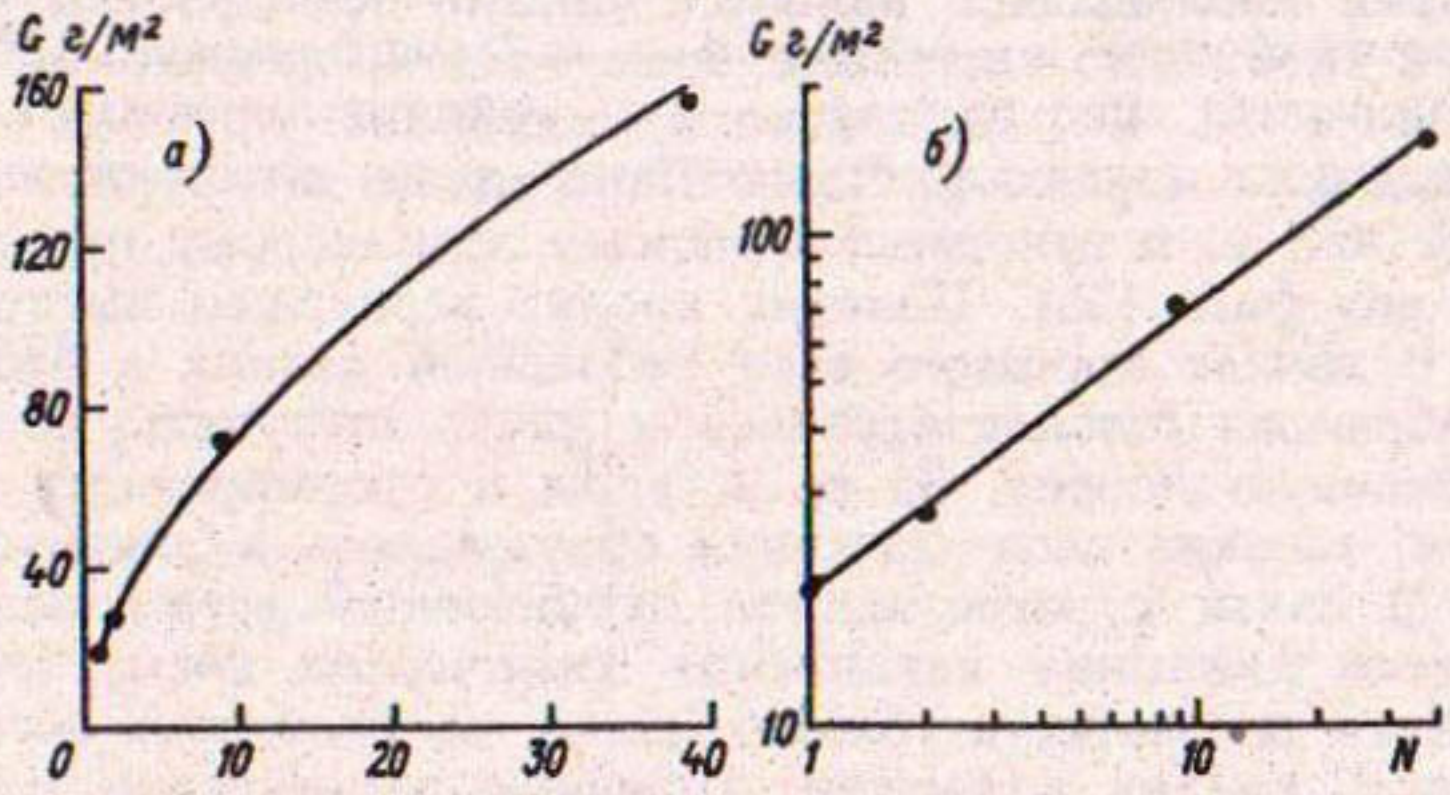


Рис. 7.14. Зависимость загрязненности слоя G от числа лет, за которые он сформировался N.

от числа годовых слоев, их сформировавших. На рис. 7.14 *б* та же зависимость изображена в логарифмическом масштабе. Выпуклость линии связи на рис. 7.14 *а* можно трактовать по-разному: 1) увеличением количества пыли в снежном покрове в последние годы; 2) при наложении годовых слоев часть пыли вымывается талой водой. Мы склоняемся ко второму варианту.

В результате анализа этой зависимости получено следующее:

Номер прослойки	5	6	7	8
Число лет ее формирования	126	2	1	1

С учетом ошибки экстраполяции возраст нижних слоев ледничка к 1990 г. составил 180 ± 40 лет (!).

Какова достоверность этого результата, как образовались нижние летние прослойки? Никакие реально вообразимые плохие для существования снежника метеоусловия не могли быть причиной столь сильного стаивания. Механизмы саморегуляции (наличие связи (7.4) — одно из их проявлений) фиксируют среднюю мощность снежника около 7,7 м. При катастрофически неблагоприятных условиях в прошлом (норма осадков на 3 стандарта отклонения ниже, а норма температуры — на три стандарта выше, чем сейчас) при I_w, равном в среднем —6, толщина снежника должна была варьировать около значения 6,5 м. Значит, причина в другом — около 180 лет назад изменилась (образовалась?) складка рельефа, в которой лежал (начал формироваться?) снежник.

По данным работы [50], в начале прошлого века в северном полушарии наблюдались наиболее низкие температуры воздуха за период с 1670 г. по настоящее время. По исследованиям О. Н. Соломиной и А. Ф. Глазовского, наиболее крупные и хорошо сохранившиеся морены на Тянь-Шане также датируются первой половиной XIX в. и относятся к малому ледниковому периоду или ко второй его фазе [28]. Поэтому вполне вероятным выглядит следующее. В начале прошлого века небольшой ледник в бассейне ледника Абрамова стабилизировался и начал отступать, оставив мощную конечную морену. За ее уступом и сформировался снежник.

Итак, нижние слои снежника образовались в доиндустриальную эпоху. В связи с загрязнением окружающей среды целесообразно проследить динамику накопления химических элементов в толще льда. Хотя сохранность годовых слоев на снежнике очень плохая, некоторый анализ возможен. Подробно химический состав слоев описан в совместной работе с О. П. Агафоновой, Л. В. Завьяловой и В. В. Ноздрюхиным [в печати]. Здесь рассмотрим только результаты анализа слоев на содержание хлора.

На рис. 7.15 показана эпюра концентрации хлора по глубине шурфа. Горизонтальными пунктирами с римской нумерацией отмечены некоторые характерные уровни. Так, выше пунктира I расположен сезонный снег, в интервале I—II — фирн, ниже — монолитный, непроницаемый для воды лед.

Как видно из рис. 7.15, в очень старом и в современном слое льда обнаружены горизонты повышенной концентрации хлора. Наши

данные позволяют судить о том, как образовался верхний. Судя по стратиграфии толщи, это, видимо, происходило так:

— в 1977 г. снежник имел минимальные за годы измерений размеры (горизонт III на рис. 7.15) и состоял только из монолитного льда, непроницаемого для воды. В течение последующих 12 лет произошло увеличение его мощности, хотя годы с положительным балансом массы чередовались с годами с отрицательным балансом (см. табл. 7.3). При этом на водоупоре сформировался слой фирна, легко промачиваемый водой. Летом бóльшая часть талой воды, содержащая растворенный хлор, стекала по водоупору, однако некоторая ее доля повторно замерзала на контакте. Так происходило обогащение солями граничного слоя, возможно имела место и абсорбция. Однако интенсивность "закачки" соли в этот слой с годами слабела, так как замерзший слой фирна (около 10 см в год) превращался в лед и становился в свою чередь водонепроницаемым. Водоупор поднимался, его уровень в 1990 г. (пунктир II) на метр выше, чем в 1977 г. Так, скорее всего, сформировался пик концентрации ионов хлора. Наличие мощной обратной связи $\Delta H_i (H_{i-1})$ несомненно в скором времени приведет к полному или частичному исчезновению этого слоя (уже к сентябрю 1990 г. часть фирна стаяла). Затем, как только появится излишек массы в виде фирна, он возникнет вновь.

Итак, образование горизонта с повышенным содержанием соли происходит в приповерхностном слое в течение ряда благоприятных лет. Наличие нижнего пика концентрации косвенно подтверждает

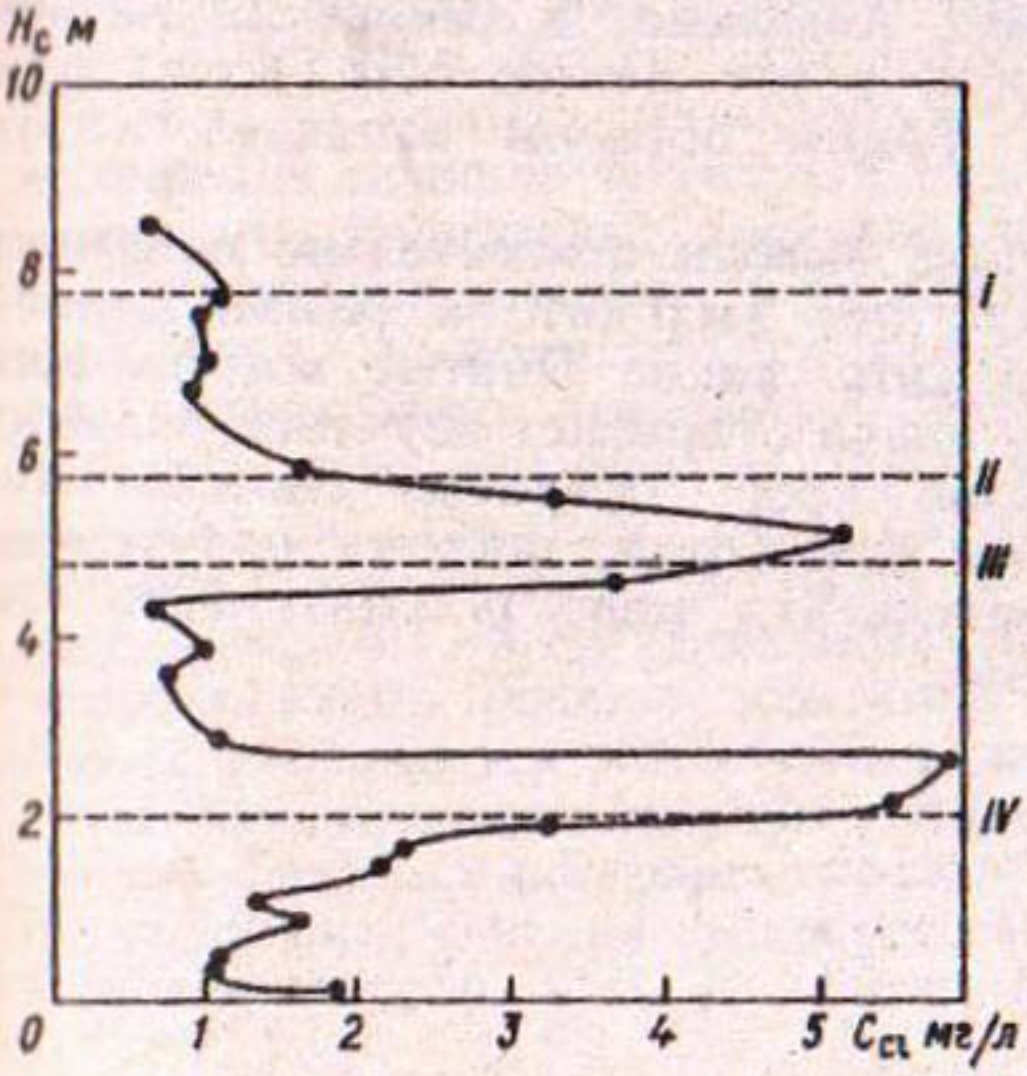


Рис. 7.15. Распределение по глубине шурфа в снежнике H_c концентрации ионов хлора во льду C_{Cl}.

гипотезу о том, что нижние слои образовались при возникновении снежника как такового.

В табл. 7.4 сравниваются сохранившиеся пачки слоев (в интервале I—III и ниже уровня IV) друг с другом. Как видно, интенсивность накопления в нижнем, древнем, слое в 4 (!) раза выше. Чем это объяснить? В чем наша ошибка?

Таблица 7.4

Сравнение содержания ионов хлора в современном и древнем слоях льда

Слой	Годы формирования	Средний возраст, число лет	Концентрация ионов, мг/л	Водность колонки, л	Запас хлора, мг	Скорость накопления, мг/г
Верхний	1978—1989	6	2,02	30,6	61,8	5,2
Нижний	1807—1810	180 ± 40	2,24	38,1	85,3	21,3

Допустим:

а) мы ошиблись в количестве лет, за которые сформировался древний слой. В самом деле, две самые нижние прослойки плохо различимы в разрезе. Тогда, трактуя слои ниже шестой прослойки как один, по зависимости на рис. 7.14 определяем, что он сформировался за 9 лет. Но и при этом допущении получается, что скорость накопления хлора 180 лет назад почти в 2 раза выше, чем сейчас;

б) при возникновении снежника льдообразование происходило иначе, чем сейчас. Талые воды, не замерзая, много лет фильтровались сквозь маломощный снежник. Таким путем, возможно, и произошло обогащение ледяной решетки солями. Однако по наблюдениям в бассейне ледника Абрамова, в основании любого снежника, сумевшего перелетовать, в тот же год образуется водонепроницаемое ледяное ядро. Таким образом отпадает и эта причина.

Не будем делать далеко идущие выводы относительно динамики загрязняющих веществ, так как это выходит за рамки данной работы. Здесь нам хотелось показать, какие богатые возможности для исследований экологического плана открывает изучение ледового керна. Однако методика отбора проб, объекты, способы интерпретации данных еще требуют разработки, поэтому полученные для многолетнего снежника результаты надо рассматривать как предварительные, ориентировочные.

ГЛАВА 8

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРЕЖНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА р. КОКСУ

Если они сочли тебя лжецом, то ведь были объявлены лжецами посланники до тебя, которые проходили с ясными знамениями, и с книгами, и с писанием освещающим.

Коран

Единственная известная нам работа, посвященная древнему оледенению бассейна р. Коксу, принадлежит В. Ф. Суслову [132]. В ней речь идет о ситуации при Матчинском оледенении. К сожалению, автор не описал методику, позволившую получить приведенную им детальную схему былого оледенения. Мы же сделали попытку восстановить размеры ледника Абрамова и оледенения верхней части долины, которые они имели, очевидно, в середине прошлого века.

8.1. Реконструкция морфометрических характеристик языка ледника

В основу этой работы [11] легли результаты анализа и сопоставления описаний ледника в 1895, 1912, 1928 гг. [14, 79, 80], материалов аэрофотосъемок 1954, 1957, 1967 гг., а также результатов инструментальных наблюдений на леднике и в его окрестностях.

После подвижки 1973 г. ледник оставил четкие следы своего максимального продвижения. Три аналогичных контура прослеживаются на борту долины, над современным уровнем ледника. Они замыкаются в пойме р. Коксу ниже языка на свои конечные морены (рис. 6.4, 8.1) и хорошо дешифрируются на АФС. Эти следы прежних положений ледника позволили нам восстановить его былые размеры и оценить сокращение языковой части.

Определение времени и пространственного положения конца языка было выполнено следующим образом. Сначала были проанализированы материалы радиолокационного зондирования, детальных тахеометрических съемок современного положения языка ледника и прежних его границ, нивелирования поперечных профилей поверхности ледника, а также прилегающей к языку долины (рис. 8.1, 8.2). Некоторые трудности возникли при восстановлении прежних боковых контуров языка ледника на участке левого борта, где имеется интенсивная лавинная деятельность. Здесь контуры восстановлены по АФС. В результате этих работ удалось довольно надежно построить прежние и современные границы языка и поперечные сечения, непосредственно измеренные и восстановленные для створов *а—г*, *1*, *2* (рис. 8.1 и 8.2).

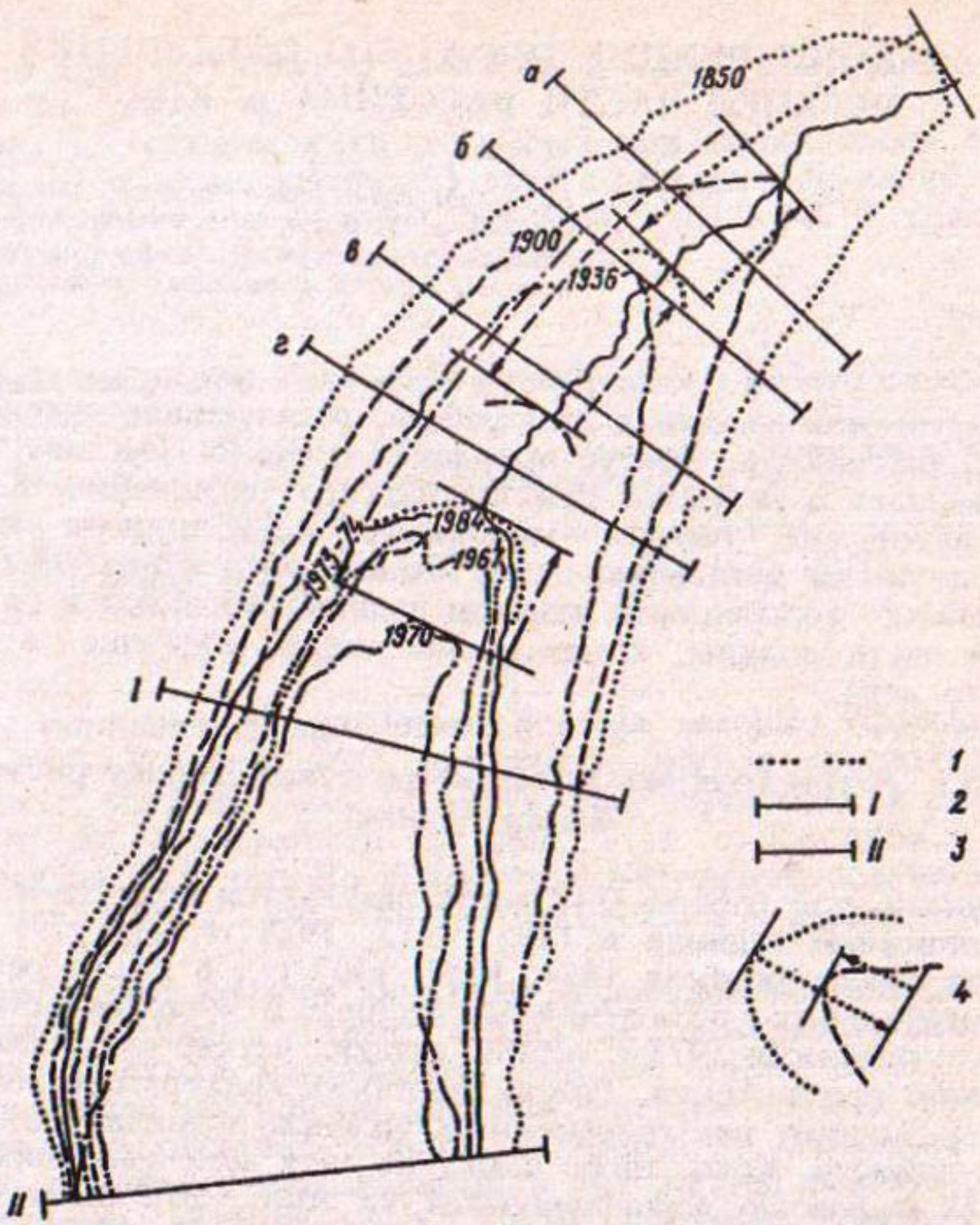


Рис. 8.1. Современные и прежние границы языка ледника.
1 — фактические границы, измеренные инструментально и определенные по аэрофотоснимкам; 2 — поперечный профиль; 3 — профиль, на котором проводится нивелировка; 4 — расчетная и фактическая амплитуда колебаний конца ледника.

Затем были рассчитаны даты образования реконструированных контуров. Дата, к которой можно отнести ближайший к уровню 1970 г. восстановленный контур, определялась по следующей схеме. Был произведен последовательный расчет стаивания слоя льда Δh на 1-м профиле от уровня ближайшего к 1970 г. восстановленного контура до уровня 1970 г., так как это был самый низкий уровень на этом профиле перед подвижкой 1973 г. Контур границ языка ледника 1970 г. получен инструментально, а анализ АФС показал, что от указан-

ного контура ледник отступал плавно, без подвижек. Зная толщину льда в реконструированном сечении (120 м) от уровня 1970 г. до уровня ближайшего к нему восстановленного контура и приняв понижение поверхности ледника за период Δt линейным, определим среднюю абсолютную высоту этого участка ледника (км) по формуле

$$z(\Delta t) = \frac{z(t_н) + z(t_к)}{2}, \qquad (8.1)$$

где $z(t_н)$ — абсолютная высота поверхности ледника на профиле, в точке пересечения с осевой линией ледника в год образования контура ($t_н$); $z(t_к)$ — абсолютная высота ложа, если лед полностью стаял, или ледника в сечении, когда он достиг минимальной отметки; $t_к$ — соответствующий год.

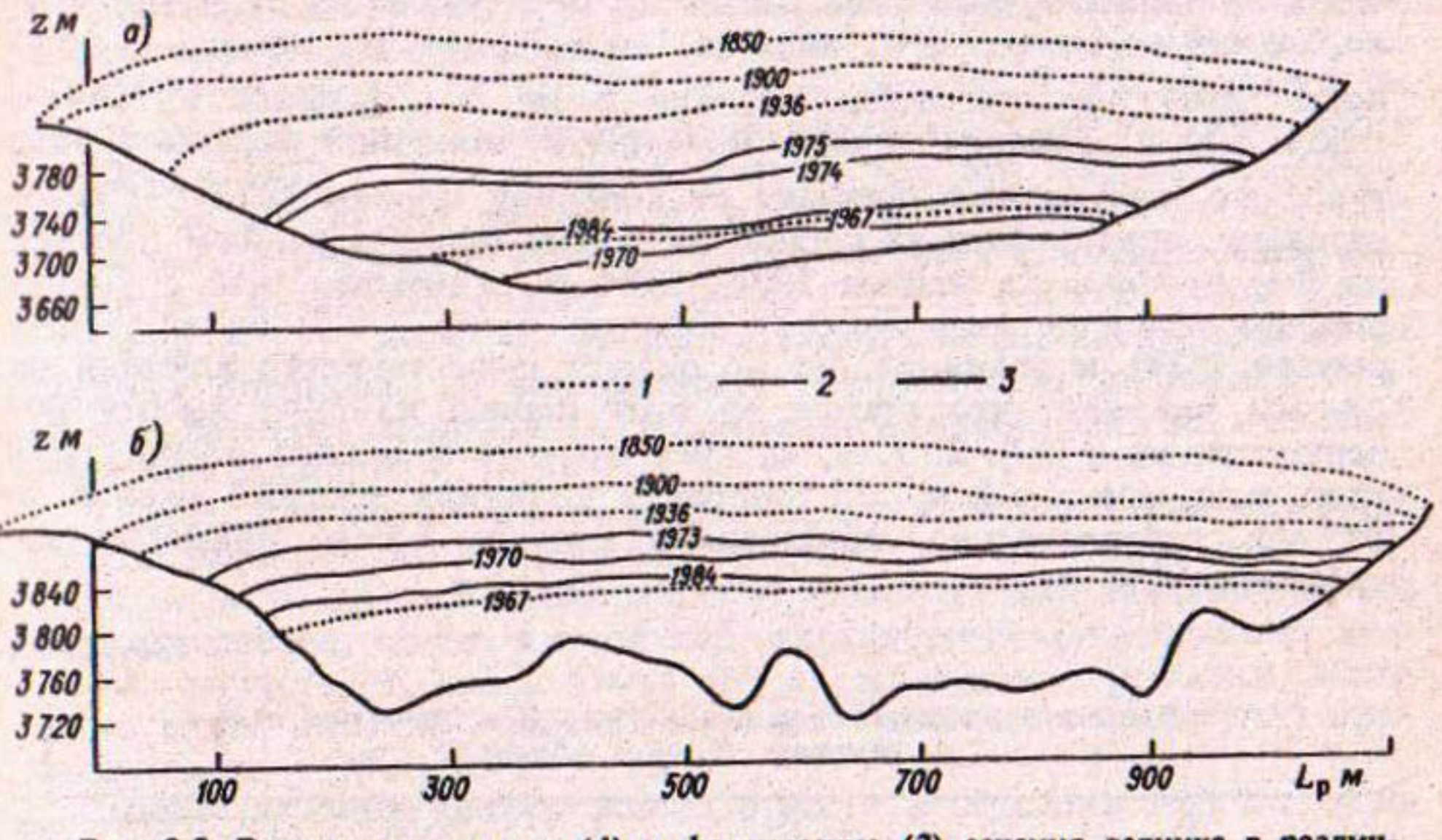


Рис. 8.2. Реконструированные (*1*) и фактические (*2*) сечения ледника в различные годы по первому (*а*) и второму (*б*) поперечным профилям.
z — абсолютная высота, L_p — горизонтальное проложение, *3* — профиль ложа.

Зная среднегодовую абляцию льда в различных высотных зонах (см. главу 3), можно рассчитать примерный период абляции этого количества льда на данной высоте:

$$\Delta t = \Delta h / ab,$$

где Δt — приблизительный период абляции льда; Δh — мощность стаявшего слоя, м; ab — среднегодовая абляция льда (м/год) по

наблюдениям на высоте z (Δt). Приблизительный период абляции оказался равным 29 годам.

Сравнивая среднюю за указанный период и за период наблюдений (1968—1983 гг.) летнюю температуру воздуха (см. главу 2), мы получили, что последняя оказалась на 0,3 °С выше. Уточненный период стаивания с учетом этой поправки составил 32 года.

Мы рассчитали Δt без учета изменения высоты поверхности ледника за счет притока льда сверху (c). Теперь оценим величину c и на сколько за счет притока льда удлинится период Δt. Наблюдения, выполненные после подвижки 1973 г., позволяют оценить c на рассматриваемых нами 1-м и 2-м профилях. Приток рассчитывался как разность между слоем стаявшего льда за 1974—1984 гг. и понижением поверхности на том же профиле за тот же период. Оказалось, что на 1-м профиле притока льда практически нет, а на 2-м он приводит к изменению уровня поверхности ледника на 0,5 м/год. Считая в первом приближении изменение этой величины на данном участке линейным по мере удаления от конца языка, можно оценить приток льда на 1-м профиле. На момент $t_н$ мощность льда на нем такая же, как и на 2-м профиле в 1984 г. (табл. 8.1) и удаление первого профиля от конечной морены $t_н$ года такое же, как второго профиля от конечной морены 1973 г. Следовательно, приток льда за период Δt можно принять равным притоку на 2-м профиле за период 1974—1984 гг. Учитывая, что с уменьшением толщины льда за счет абляции приток льда будет уменьшаться [139] и величина его не окажет существенного влияния на Δt, мы приняли, что приток за этот период изменил высоту поверхности на $c\,(\Delta t)/2$, т. е. за счет притока в период Δt поступил слой льда, равный 8 м. Эта поправка удлинила искомый период до 34 лет, следовательно, образование контура можно примерно датировать 1936 г.

Таблица 8.1

Данные о максимальных мощностях (м) и стаивании льда на сечениях ледника Абрамова

Сечение	1850 г.	1900 г.	1936 г.	1937 г.	1984 г.	Расчетные даты стаивания льда на сечении
а	140	80	0	0	0	1981, 1918
б	160	130	0	0	0	1921
в	160	130	90	0	0	1932, 1956
г	180	160	120	0	0	1963
1	190	170	150	100	50	1995
2	220	200	180	150	120	

Примечание. Первая дата (в последней графе) — момент стаивания льда на данном сечении, вторая — момент стаивания льда на данном сечении, поступившего в результате следующего продвижения ледника.

Анализ материалов АФС 1956 г. позволил оценить в сечении *б* (рис. 8.1) точность расчетов по этой схеме: конец языка находился в этом году на расстоянии 50 м от этого сечения. Зная $t_н$ (1936 г.) и считая c в данном сечении равным нулю, рассчитаем $t_к = t_н - \Delta t$. Величину Δt найдем по уравнению (8.1), подставив в него значения, соответствующие сечению *б*: $\Delta h = 90$ м, ab на высоте $z(\Delta h) - 4{,}6$ м/год, $z(\Delta t) = 3{,}645$ км. Рассчитав Δt, получим $t_н = 1956$ г., т. е. лед в данном сечении должен стаять именно в этом году. Учитывая, что с 1936 г., согласно расчетам, ледник терял мощность и отступил от морены 1936 г. на 100 м, а в последующий период 1954—1967 гг., согласно АФС 1954, 1956 и 1967 гг., активно отступал со средней скоростью около 50 м/год, можно считать, что ошибка наших расчетов при принятых допущениях лежит в пределах ±(2—3) лет.

Год образования контура, расположенного еще дальше от ледника, определялся следующих образом. Согласно [14], ледник в 1912 г. только начал отступать от своей конечной морены. Следовательно, он до этого года терял мощность и по аналогии с отступанием после подвижки 1973 г. можно предположить, что эта морена сформировалась за 10—15 лет до 1912 г., а начало отступания от нее ориентировочно отнести к 1900 г., что согласуется с имеющимися сведениями о начале отступания ледников Средней Азии в начале XX в. [129, 60 и др.]. Хотя эти данные относятся к районам, далеким от ледника Абрамова, но синхронность значительных колебаний климата и размеров ледников на территории Средней Азии не вызывает сомнений (например, [32]).

О том, что ледник отступал с 1912 г., свидетельствуют описание и фотография В. И. Кувшинова, посетившего его в этом году [79]. Судя по ним, ледник находился в глубокой стадии отступания: его язык заморенен, полог, крутой лоб, характерный для активных ледников, отсутствует, конец языка опускается прямо в р. Коксу, вблизи не видно никакой конечной морены. Итак, ледник отступал приблизительно с 1900 до 1936 г.

Самый дальний контур можно отнести к середине XIX в., когда в Средней Азии началось быстрое отступание ледников от сформированных ими к этому моменту стадиальных морен [129, 60 и др.].

Для определения дат стаивания льда (см. табл. 8.1) для всех сечений каждого восстановленного контура были выполнены аналогичные расчеты при допущении, что средняя летняя температура, рассчитанная за 50 лет, была для всех расчетных периодов неизменной, а средняя сумма осадков менялась незначительно. Рассчитанные для сечений величины стаивания льда за 1850—1900 гг. и 1900—1936 гг. позволили оценить отступание и определить положение конца языка в 1900 и 1936 гг. (см. рис. 8.1 и табл. 8.1). Оказалось, что отступание за первый из этих периодов составило 810 м, а за второй — 860 м. Продвижение же ледника вперед внутри этих периодов — 380 м в обоих случаях. Такой режим изменения положения языка подтверждается фактической картиной, наблюдаемой при отступании с 1936 по 1970 г. и

последовавшей затем подвижкой. Однако в этот период отступание было более значительным. Итак, нам удалось получить даты образования контуров, даты стаивания льда в различных сечениях в различные периоды.

Следующий этап — расчет изменений морфометрических параметров языка ледника. Расчеты выполнялись при следующих допущениях:

1) скорость движения льда (в прошлом и настоящем) убывает к концу ледника линейно, а градиент скорости остается постоянным во времени. В расчетах, в соответствии с наблюдениями, был принят средний градиент от 2-го профиля к концу ледника, равный 0,015 м/год/м. Так как скорость на конце ледника равна нулю, то чем дальше расположен 2-й профиль, тем выше на нем скорость;

2) вмещающее ложе — нынешняя долина — не трансформирована после отступания ледника, а слой ледникового выпахивания пренебрежимо мал по сравнению с толщиной ледника.

Результаты расчетов (табл. 8.2) свидетельствуют о том, что подвижке ледника предшествовало его быстрое отступание; так, с 1967 по 1970 г. он отступил на 290 м или на 97 м/год. Следует отметить, что после завершения подвижки 1973 г. в последующие три года наблюдалось распластывание льда в фронтальной части языка и лишь в 1977 г. началось его отступление. В связи с этим необходимо отметить некоторое возрастание площади фронтальной части языка с 1973 по 1974 г. (табл. 8.2), однако объем льда за этот период сократился на 8,4 млн $м^3$. К 1984 г. стаяло 70 % от 120 млн. $м^3$ льда, вынесенных к 1973 г. в зону ниже 2-го профиля (табл. 8.2).

Таблица 8.2

Изменение морфометрических показателей ледника Абрамова

Год	Максимальная длина языка ниже 2-го профиля, м	Изменение длины языка ΔL, м	Средняя скорость изменения ΔL, м/год	Площадь языка ниже 2-го профиля, $\times 10^5$, $м^2$	Изменение площади языка ΔS, $\times 10^5$, $м^2$	Средняя скорость изменения ΔS, $\times 10^5$ $м^2$/год
1850	3900			31,3		
		− 490	− 12		− 5,7	− 0,14
1900	3410			25,6		
		− 410	− 12		− 4,8	− 0,13
1936	3000			20,7		
		− 740	− 24		− 8,4	− 0,27
1967	2260			12,3		
		− 290	− 97		− 2,3	− 0,77
1970	1970			10,0		
		+ 300	+ 100		+ 5,5	+ 1,83
1973	2270			15,5		
		+ 10	+ 10		+ 0,07	+ 0,07
1974	2280			15,6		
		− 170	− 17		− 2,6	− 0,26
1984	2110			13,0		

К 1970 г., согласно измерениям [95] и расчетам (табл. 8.3), площадь поперечного сечения ледника на 1-м профиле достигла минимального значения — около 17 тыс. м^2, а на 2-м профиле в этот момент возросла на 45 тыс. м^2 по сравнению с 1967 г., т. е. активизация ледника началась до 1970 г. Следует отметить, что всего с середины XIX в. ледник утратил в зоне ниже 2-го профиля 630 млн. м^3 льда (см. табл. 8.2).

Таблица 8.3

Изменение морфометрических и некоторых режимных характеристик языка ледника

Год	Площадь поперечного сечения		V м/год		ΔW_s, $\times 10^6$ м^3/год	Q, $\times 10^6$ м^3/год	
	1-й профиль	2-й профиль	1-й профиль	2-й профиль		1-й профиль	2-й профиль
1850	186 600	198 500	(34)	(51)		6,3	10,1
1900	158 800	172 400	(27)	(44)	− 4	4,3	7,6
1936	121 500	146 700	(21)	(38)	− 4	2,6	5,6
1967	22 500	57 300	6	27	− 10	0,1	1,5
1970	17 000	102 000	20	53	+ 9	0,3	5,4
1973	75 800	112 800	200	244	+ 32	15,2	27,5
1974	67 000	113 500	27	20	− 8	1,8	2,3
1984	30 500	81 800	5	8	− 9	0,1	0,6

Примечание. В графе годовых скоростей в скобках приведены рассчитанные значения.

Итак, материалы многолетних гляциологических и метеорологических наблюдений на леднике Абрамова позволили приблизительно реконструировать некоторые морфометрические показатели языковой части ледника за период с середины XIX в. до наших дней.

8.2. Реконструкция размеров оледенения

Оледенение верхней части бассейна р. Коксу показано на рис. 1.1. Напомним, в настоящее время здесь имеется 20 ледников с суммарной площадью 40,7 км^2. Попытаемся рассчитать, каким было оледенение, когда конец ледника Абрамова лежал на 80 м ниже, чем сейчас, как это показано в предыдущем разделе.

Методика расчетов подробно изложена в работе [42], здесь же напомним только ее суть. В качестве меры оледенения мы приняли "интенсивность оледенения", равную отношению площади оледене-

ния $F_л$ к длине той части окаймляющего гребня, которая расположена выше средней высоты фирновой линии $L_ф$:

$$R_ф = F_л / L_ф.$$

Аналогичный показатель был предложен в работе [95], однако там бралась длина всего окаймляющего гребня. Физический смысл этой величины таков: ширина полосы льда вдоль всей выбранной части гребня, если площадь ледников равномерно „размазать" вдоль нее.

Такой же пример можно ввести и для числа ледников N:

$$M_ф = N / L_ф.$$

В качестве аргумента возьмем часть площади бассейна, расположенную выше фирновой линии $F_ф$, но также нормированную по $L_ф$:

$$B_ф = F_ф / L_ф.$$

Физический смысл этой величины аналогичен $R_ф$, но в отношении $F_ф$, а не $F_л$.

Следует указать на некоторые обстоятельства, влияющие на величины R, M и B:

— длина части гребня $L_ф$ является отчасти условной величиной: в нее включаются только участки окаймляющего гребня, но не принимаются во внимание те, которые располагаются внутри участка, т. е. гребни отрогов, если даже они превышают фирновую линию. Учет последних приводит к существенной зависимости результатов от используемых карт;

— средняя высота фирновой линии $z_ф$ является величиной в некоторой мере случайной, особенно при малом числе ледников на участке;

— очевидно, с уменьшением размеров участков, для которых вычисляются указанные параметры, названные причины должны увеличивать погрешность вычислений;

— в более поздних вариантах методики в качестве высотной границы принималась не величина $z_ф$, вычисленная как средняя для всех ледников участка, а „приведенная высота" фирновой линии, предложенная И. В. Северским [127]. Однако в нашем случае, когда главный ледник имеет большую площадь, эти показатели равны.

Зависимость, связывающая $R_ф$ и $B_ф$, имеет вид:

$$R_{\Phi} = 1{,}20\,B_{\Phi} - 0{,}428. \qquad (8.2)$$

Среднее квадратическое отклонение истинных значений R_{Φ} от вычисленных S_R равно 0,46 при среднем квадратическом отклонении от среднего $\sigma_R = 0{,}68$. Таким образом, $S_R/\sigma_R = 0{,}68$, коэффициент корреляции равен 0,73.

Как показано в [32], число ледников на единицу длины гребня должно с увеличением B_{Φ} сначала возрастать от нуля до некоторого максимума, а затем уменьшаться. Однако большой разброс точек на зависимости $M_{\Phi}(B_{\Phi})$ не позволяет получить уравнение типа (8.2), и мы приняли $M_{\Phi} = 0{,}80$ при среднем квадратическом отклонении $\sigma_M = 0{,}26$.

Итак, порядок расчетов таков:

— для выбранного участка строится гипсографическая кривая $F(z)$, где F — площадь участка выше горизонтали z. Аналогично строится зависимость $L(z)$, где L — длина части окаймляющего гребня, расположенной выше z;

— по кривой $F(z)$ находится площадь участка, расположенная выше $z_{\Phi} - F_{\Phi}$. Так же определяется L_{Φ}, а затем $B_{\Phi} = F_{\Phi}/L_{\Phi}$;

— рассчитывается R_{Φ} по зависимости (8.2), затем, зная L_{Φ}, $- \widetilde{F}_{л}$, где символ ~ означает рассчитанную величину. Зная, что $M_{\Phi} = 0{,}80$, находим $\widetilde{N}$.

Полученные таким образом результаты могут быть уточнены. Допустим, что отклонение R_{Φ} нашего участка от зависимости (8.2) вызвано какими-то индивидуальными особенностями рельефа, микроклимата и др. Тогда можно предположить, что при небольших изменениях климата эти особенности сохраняются. Следовательно, отношения $F_{л}/\widetilde{F}_{л} = k_1$ и $N/\widetilde{N} = k_2$ — некоторые константы, характеризующие эту индивидуальность. Таким образом, если мы найдем их по данным о современном оледенении, то можем уточнить рассчитанные значения площади и числа ледников.

Наконец, с помощью простой формулы [90] $V_{л} = 0{,}05 \cdot F_{л}^2/N$ можно найти и приблизительный суммарный объем льда, сосредоточенного в ледниках.

Вернемся к нашему участку. Выше было сказано, что конец ледника в середине прошлого века находился на 80 м ниже, чем сейчас. Если исходить из метода вершин (метод Парча-Брюкнера) определения высоты фирновой границы [61, 166], то, учитывая постоянство отметок вершин, изменение высоты z_{Φ} должно быть равно половине изменения высоты конца ледника, т. е. $\Delta z_{\Phi} = 0{,}04$ км. Сходную оценку должны дать также методы Гефера и Рейда [61].

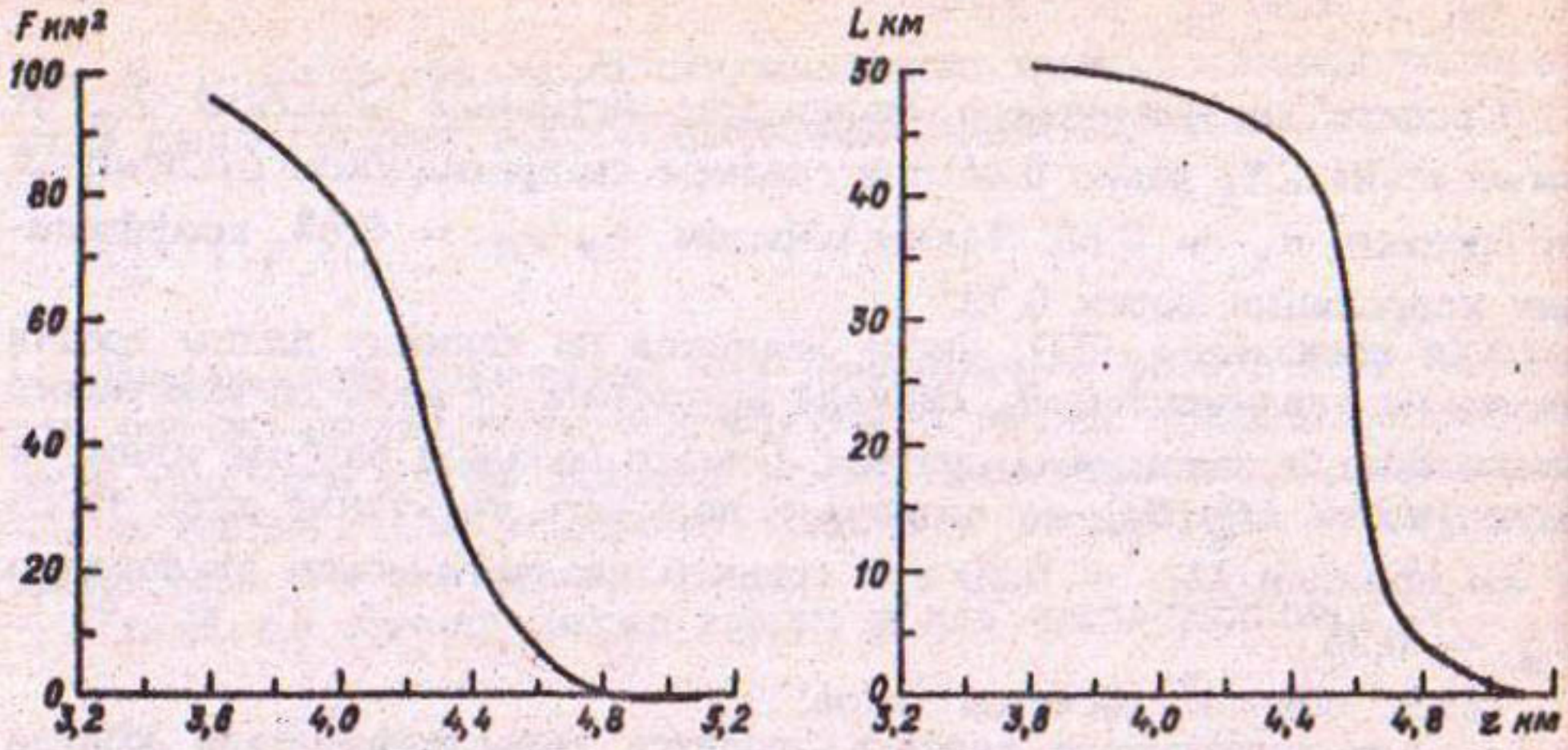


Рис. 8.3. Площадь верхней части бассейна р. Коксу F и длина окаймляющего его гребня L, расположенные выше горизонтали z.

Эту небольшую величину мы и примем в расчетах. Но, кроме того, чтобы оценить возможные состояния оледенения при более глубокой депрессии фирновой границы, рассчитаем их еще и при $\Delta z_ф$, равных 0,1 и 0,2 км.

На рис. 8.3 приведены графики зависимостей $F(z)$ и $L(z)$, построенные для верховьев р. Коксу А. С. Меркушкиным и позволяющие по заданной величине $z_ф$ найти $F_ф$ и $L_ф$. В табл. 8.4 приведены результаты расчетов. Как видно, число ледников в этом районе не меняется даже при сравнительно существенном понижении фирновой границы, а площадь оледенения и особенно его объем при этом возрастают весьма заметно.

Таблица 8.4

Интегральные характеристики оледенения верховьев р. Коксу при различном понижении фирновой границы

$\Delta z_ф$ км	$z_ф$ км	N	$F_л$ км²	V км³
0	4,17	20	40,7	4,2
—0,04	4,13	20	49,6	6,2
—0,10	4,07	20	59,3	8,8
—0,20	3,97	21	70,9	12,0

Необходимо отметить, что современная высота $z_ф$, приведенная в табл. 1.1 и принятая в расчетах, получена А. С. Щетинниковым методом Куровского и поэтому отличается от непосредственно измеренной на леднике Абрамова (см. главы 2 и 3).

8.3. Реконструкция структуры оледенения

Если гидрологам требуются обычно только интегральные характеристики оледенения района, полученные в предыдущем разделе, то гляциологам интересны более детальные сведения: размеры отдельных ледников, их ориентации, уклоны и т. п. Задача эта сложна, но разработанная нами методика [33] позволяет с некоторым приближением ее решить. Правда, для этого действительную картину оледенения придется сильно схематизировать. Вкратце суть методики такова: климатические условия оледенения, как и прежде, характеризуются единственным параметром — высотой (или "приведенной высотой") фирновой границы, а орографическая база оледенения определяется положением и высотами гребня, окаймляющего исследуемый участок. Они задаются координатами точек резких перегибов гребня либо в плане, либо по вертикали. Естественно, каждая точка имеет три координаты. Таким образом, мы просто несколько схематизируем истинное "устройство" гребней.

Развитие ледниковой системы будем описывать методом статистического моделирования. Следовательно, все процессы, а также характеристики ледников будут носить случайный характер. Эволюция оледенения включает три основных этапа: зарождение ледников, их рост и слияние. Рассмотрим, как это учитывается в модели.

Допустим, что в какой-то начальный момент времени фирновая граница находится намного выше гребней гор. Естественно, в этом случае оледенение отсутствует. Однако ледники, как известно, могут существовать на сотни метров ниже названной гроаницы, и вероятность этого возрастает по мере сближения приведенной фирновой границы и орографической базы оледенения. Количественно описать этот процесс удалось с помощью выражения

$$m = 0{,}323 \exp [2{,}29 (z - z_{\Phi})], \qquad (8.3)$$

где $m = \dfrac{n}{s(z)\,\Delta z}$, n — число ледников в высотном интервале Δz, s — средняя длина горизонтали в этом интервале; иными словами, m — число ледников в высотной зоне Δz, приходящееся на один погонный километр. Пользуясь этим выражением, можно рассчитать вероятный прирост числа ледников на гребне, если известна его высота, при опускании фирновой границы.

Итак, ледник образовался. Каковы же его характеристики? Примем для простоты, что он имеет форму прямоугольника площадью $f = 0{,}1$ км^2 (нижний предел, принятый в Каталоге ледников СССР), а его длина определяется выражением $l = 1{,}89 f^{2/3}$, т. е. равна 0,41 км. Верхняя точка лежит на гребне и имеет отметку $z_{в}$.

Азимут продольной оси ледника зависит от ориентации несущего его гребня следующим образом:

$$p(\Delta A) = C\left(\Delta A - \frac{\Delta A^3}{90^2}\right) - 1{,}03 \cdot 10^{-6}(\Delta A^2 - 90^2), \quad (8.4)$$

где $p(\Delta A)$ — вероятность отклонения ΔA оси ледника от нормали к гребню, на котором он лежит, C — единственный параметр:

$$C = 1{,}5 \cdot 10^{-4} \cos(A_г + 76{,}2) + 3{,}90 \cdot 10^{-6}. \quad (8.5)$$

Здесь $A_г$ — азимут нормали к гребню. В этих выражениях все углы — в градусах.

Итак, имея зависимости (8.4) и (8.5), можно для гребней любого направления рассчитать вероятность образования ледников той или иной ориентации.

Уклоны ледников β, как новых, так и растущих примем постоянными по длине и зависящими только от их длины. Статистический анализ показал, что эту связь можно аппроксимировать уравнением

$$\operatorname{tg}\beta = 1{,}13(l + 2)^{-0{,}747}. \quad (8.6)$$

Таким образом, зная верхнюю отметку ледника, его длину, а следовательно, уклон β, и, допуская линейность изменения удельного баланса массы с высотой, можно найти и высоту фирновой линии на нем:

$$z_ф = z_в - \frac{l}{2}\operatorname{tg}\beta.$$

Увеличение площади ледников с понижением фирновой границы описывается следующим выражением:

$$\frac{df}{dz_ф} = -3\frac{f}{l \cdot \operatorname{tg}\beta}\sigma_f,$$

где σ_f — множитель, зависящий от соотношения средней расчетной высоты фирновой границы в районе и $z_ф$ на конкретном леднике ($z_{ф\,i}$):

$$\sigma_f = \begin{cases} 0 & \text{при } z_ф - z_{фi} \geq 1{,}5 \text{ км}, \\ \frac{1}{5}[0{,}405 - \ln(z_ф - z_{фi})] & \text{при } 1{,}5 > z_ф - z_{фi} \geq 0{,}01 \text{ км}, \\ 1 & \text{при } z_ф - z_{фi} < 0{,}01 \text{ км}. \end{cases}$$

При этом фирновая линия на малых ледниках, расположенных ниже приведенной фирновой линии, опускается намного медленнее, чем последняя, постепенно сближаясь с ней, т. е. $z_ф - z_{фi}$ стремится к нулю в согласии с тем, что наблюдается в природе.

Форма в плане всех ледников аппроксимируется прямоугольниками, имеющими те же площади и длины, что и реальные ледники. Это, конечно, грубое допущение, но как первый шаг оно годится.

Слияние ледников происходит, если они в результате роста или образования коснутся друг друга. Новый ледник имеет также форму прямоугольника со следующими параметрами: площадь равна сумме площадей слившихся ледников, длина — длине наибольшего из них, азимут продольной оси и отметка высшей точки определяются как средние взвешенные величины из соответствующих параметров исходных ледников, в плане верхняя точка ледника лежит на гребне, средний уклон вычисляется по формуле (8.6).

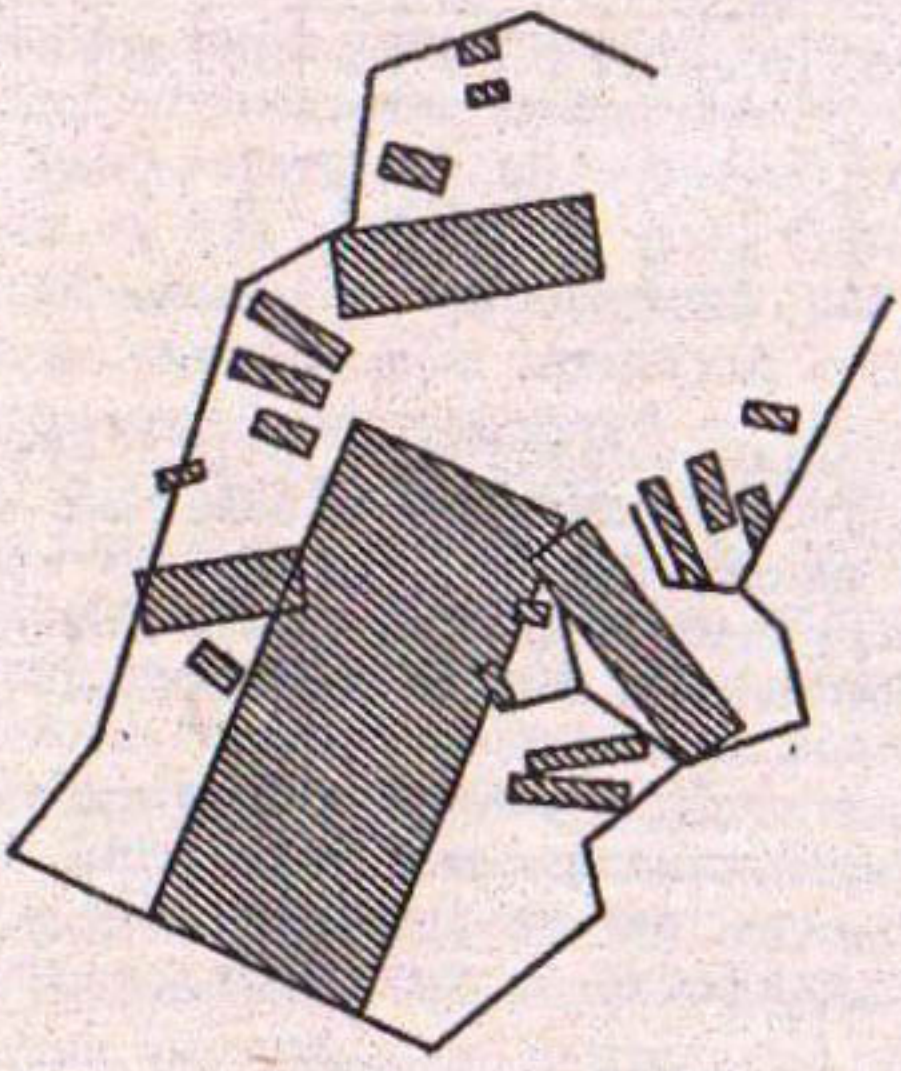


Рис. 8.4. Упрощенная схема оледенения верховьев р. Коксу.

Порядок расчета таков: начальное значение $z_ф$ задается таким, чтобы приведенная фирновая линия была намного выше наибольшей из отметок гребня. Затем "меняется климат" — постепенно эта граница понижается. В каждом интервале случайным образом, согласно закону распределения (8.3), в "центрах зарождения" [33] возникают новые ледники. При этом рассчитывается, какую часть гребня перекрывают эти и существовавшие ранее ледники, включая расположенные на ней "центры зарождения" из дальнейших расчетов. "Старые" ледники увеличиваются в размерах, при соприкосновении с соседними сливаются.

В каждом интервале рассчитываются параметры ледниковой системы: площадь оледенения, число ледников, их распределение по размерам. Эти характеристики служат для сравнения результатов моделирования с истинным оледенением.

Очевидно, более надежен расчет небольших изменений ледниковой системы, если задано начальное ее состояние и известно понижение фирновой границы. Именно такая задача стоит перед нами.

На рис. 8.4 показано схематизированное, как того требует модель, оледенение верховьев р. Коксу. При сравнении с рис. 1.1 видно, что общая картина сохраняется. Естественно, из-за сложной формы схематизированный ледник Абрамова менее других похож на оригинал. Расчет был выполнен для тех же трех значений депрессии фирновой границы: 0,04, 0,1 и 0,2 км. В табл. 8.5 приведены результаты расчетов.

Таблица 8.5

Эволюция оледенения верхней части бассейна р. Коксу

$\Delta z_ф$ км	$z_ф$ км	N	$F_л$ км^2	Распределение ледников по размерам, км^2									
				0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	20	40	80
—	4,17	20	40,7	6	10	1	1	2	—	—	1	—	
—0,04	4,13	17	47,1	4	4	7	—	—	1	—	1	—	
—0,10	4,07	15	56,6	5	4	3	1	—	1	—	1	—	
—0,20	3,97	11	67,2	6	3	1	—	—	—	—	—	1	

Естественно, суммарная площадь оледенения определяется, главным образом, ледником Абрамова, который в середине прошлого века, судя по расчетам, имело площадь около 36 км^2 и принимал в виде притоков все крупные ледники, кроме Алаудднна. При опускании фирновой границы на 200 м его площадь возрастала до 64 км^2.

При сравнении результатов расчетов, приведенных в табл. 8.4 и 8.5, видно, что если суммарные площади оледенения совпадают неплохо, то числа ледников существенно различаются. По нашему мнению, более верное представление о них дает последняя таблица.

Итак, мы решили поставленные задачи: рассчитали как общие параметры оледенения верховьев р. Коксу, так и распределение ледников по размерам. В принципе, как отмечалось выше, расчет дает также длины ледников и их ориентацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Да дети моя, или ин кто, слышав сю грамотицю,
не посмейтеся, но кому же любо ...,
а приметь ю в сердце свое и не ленитися начьнеть,
такоже и тружатися.

Поучение Владимира Мономаха

Итак, в предлагаемой книге обобщены материалы, полученные на основе многолетних наблюдений на леднике Абрамова. При этом мы вынуждены были ограничить себя рамками только тех направлений, в разработке которых принимали непосредственное участие. Остались в стороне многие ценные результаты: по методике термобурения горных ледников, радиолокационному зондированию их толщины, загрязнению атмосферы и толщи льда тяжелыми металлами и др. Будем надеяться, что их авторы когда-нибудь соберутся и напишут еще одну, возможно, более интересную и полезную, чем эта, книгу.

Одной из основных целей, которые мы преследовали, взявшись за работу, было привлечение внимания научной общественности к поистине уникальной высокогорной базе. Наша надежда — что она будет действовать и в дальнейшем, так как там созданы прекрасные условия и для работы, и для быта. На ней можно организовать широкий комплекс наблюдений для решения самых разнообразных проблем, связанных с природой гор. В частности, почти очевидна необходимость исследований в области высокогорной геоэкологии, особенно изучения реакции ландшафтов и экосистем этого типичного для Средней Азии района на возможные изменения климата. Не исчерпала себя и гляциология: палеогляциология, лавинный режим, мерзлотные явления здесь практически не изучались. Весьма перспективным, видимо, является исследование взаимодействий всех гляциальных процессов и явлений в условиях быстрого изменения природной и в первую очередь — климатической обстановки. Учитывая, что персонал станции живет на ней круглосуточно, есть возможность организовать и медико-биологические исследования отклика организма человека на длительное пребывание в горах. Можно назвать и еще ряд интересных направлений. Пожелаем же в заключение успехов будущим исследователям, работающим на ставшем нам дорогим леднике Абрамова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А говорил о сем святой Кирилл?
Нет? Ну тогда и я не говорил.

Испанская эпиграмма

1. Абульхасанова А. Г., Бассин Н. С., Камнянский Г. М. О некоторых наблюдаемых и возможных изменениях в языковой части ледника Абрамова // МГИ.* — 1979. — Вып. 36. — С. 206—210.

2. Аджиумеров Н. Р., Камнянский Г. М., Перцигер Ф. И. О пространственно-временной изменчивости удельного баланса массы ледника Абрамова. // Тр. САНИГМИ. — 1990. — Вып. 136(217). — С. 95—105.

3. Айзин В. Б. Реконструкция баланса массы ледника Голубина // МГИ. — 1988. — Вып. 62. — С. 119—126.

4. Акбаров А. А., Емельянов Ю. Н. Исследование процессов изменения запасов воды в леднике Абрамова // Тр. САРНИГМИ. — 1975. — Вып. 35(116). — С. 12—20.

5. Акбаров А. А., Алиев О. Водный режим притоков р. Коксу в пределах бассейна ледника Абрамова // Тр. САРНИГМИ. — 1973. — Вып. 9(90). — С. 101—102.

6. Алиев О., Акбаров А. Распределение и структура моренного покрова на леднике Абрамова // Тр. САРНИГМИ. — 1977. — Вып. 53(134). — С. 18—22.

7. Бажев А. Б. Методы определения внутреннего инфильтрационного питания ледников // МГИ. — 1980. — Вып. 39. — С. 73—81.

8. Бассин Н. С. Опыт количественной оценки денудации и запасов моренного материала на горном леднике // Узбекский геологич. журнал. — 1980. — № 5. — С. 51—57.

9. Бассин Н. С., Шабунин Г. Д. Динамика сезонной снеговой линии как показатель градиента снегозапасов // Тр. САРНИГМИ. — 1978. — Вып. 44(125). — С. 22—25.

10. Бассин Н. С., Камнянский Г. М. Оценка рельефообразующей роли лавин по исследованиям на леднике // Тр. САНИИ — 1983. — Вып. 99(180). — С. 66—70.

11. Бассин Н. С., Камнянский Г. М. Опыт реконструкции морфологических характеристик ледника Абрамова // Тр. САНИИ — 1987. — Вып. 123(204). — С. 84—93.

12. Боровикова Л. Н., Коновалов В. Г. Модель формирования стока в бассейне со значительным оледенением. // МГИ. — 1980. — Вып. 39. — С. 49—55.

13. Бугаев В. А. Исследование по динамической климатологии Средней Азии // Автореф. докт. дисс. — М: Гидрометеоиздат, 1961. — 96 с.

14. Вебер В. Новые метки на ледниках Туркестана // Изв. ИРГО. — 1916. — Т. 11. — Вып. 5. — С. 403—410.

15. Великанов М. А. Гидрология суши. — Л.: Гидрометеоиздат, 1948. — 530 с.

---

* Здесь и далее МГИ — Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения.

16. Вилесов Е. Н., Гужавина Е. А. Реконструкция баланса массы ледника Туюксу за последнее столетие // МГИ. — 1988. — Вып. 62. — С. 51—58.

17. Виноградов В. Н., Глазырин Г. Е. Статистический подход к изучению ледников Камчатки // Изв. ВГО. — 1979. — Т. 111, Вып. 4. — С. 325—329.

18. Виноградов В. Н., Глазырин Г. Е., Муравьев Я. Д. О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциол. исслед. — 1985. — № 27. — С. 51—66.

19. Виноградов В. Н., Муравьев Я. Д., Овсянников А. А. Влияние извержения вулкана Плоский Толбачик 1975—76 гг. на снежный покров и ледники// Вопросы географии Камчатки. — 1985. — Вып. 9. — С. 95—102.

20. Виноградов Ю. Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. — Л.: Гидрометеоиздат, 1988. — 310 с.

21. Влияние эоловой запыленности ледников и поверхностной морены на таяние ледников Средней Азии / Л. Д. Долгушин, И. М. Лебедева, Г. Б. Осипова, О. В. Рототаева // МГИ. — 1972. — Вып. 20. — С. 108—116.

22. Водно-ледовый баланс ледника Абрамова / А. А. Акбаров, З. А. Герасимова, Ю. Н. Емельянов и др. // МГИ. — 1979. — Вып. 36. — С. 113—118.

23. Военная энциклопедия, т. I. — Петербург: Т-во И. Д. Сытина, 1911. — 320 с.

24. Волкова М. В., Тихановская А. А., Харитонов Г. Г. Связь температуры воздуха в гляциальной зоне с гляциоморфологическими параметрами ледников Средней Азии // Тр. САНИИ. — 1987. — Вып. 123(204). — С. 72—83.

25. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. — М.: Наука, 1966. — 149 с.

26. Герасимова З. А., Перцигер Ф. И. Расчет статистических характеристик стока с горноледникового бассейна // МГИ. — 1986. — Вып. 54. — С. 87—92.

27. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах // Тр. САРНИГМИ. — 1972. — Вып. 62(77) — С. 30—38.

28. Глазовский А. Ф., Соломина О. Н. Динамика ледников северного склона хребта Терскей-Ала-Тоо по лихенометрическим данным // МГИ. — 1988. — Вып. 62. — С. 113—119.

29. Глазырин Г. Е. Расчет внутрисуточного хода стока с ледника // Тр. САНИГМИ. — 1968. — Вып. 32(47). — С. 42—44.

30. Глазырин Г. Е. Абляционные морены, как источник информации о процессах, происходящих в верховьях ледников // МиГ. — 1969. — № 2. — С. 71—77.

31. Глазырин Г. Е. Режим естественной загрязненности снежного покрова и ледников // Тр. САРНИГМИ. — 1973. — Вып. 9(90). — С. 45—50.

32. Глазырин Г. Е. Распределение и режим горных ледников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985. — 179 с.

33. Глазырин Г. Е. Возникновение и развитие горных ледниковых систем (статистическое моделирование) // МГИ. — 1989. — Вып. 66. — С. 26—31.

34. Глазырин Г. Е. Горные ледниковые системы, их структура и эволюция. — Л.: Гидрометеоиздат, 1991. — 109 с.

35. Глазырин Г. Е., Кислов Б. В., Огудин А. Г. Исследование естественной загрязненности языка ледника Абрамова // МГИ. — 1977. — Вып. 30. — С. 94—100.

36. Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. И., Перцигер Ф. И. Исследования устойчивости навеянного снежника в бассейне ледника Абрамова //

Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана. Сборник статей. — Алма-Ата, 1981. — С. 47—53.

37. Глазырин Г. Е., Кислов Б. В., Перцигер Ф. И. Анализ причин колебания уровня воды в глубоком шурфе фирновой зоны ледника Абрамова // Гляциология Сибири. Сборник статей. — Томск, 1981. — С. 24—31.

38. Глазырин Г. Е., Файзрахманов Ш. К. Колебания ледников Средней Азии за последние 20 лет и их связь с изменениями климата // Тр. САНИИ. — 1983. — Вып. 91(172). — С. 72—81.

39. Глазырин Г. Е., Кислов Б. В. Использование стандартной метеорологической информации для выделения годовых слоев в фирново-ледяной толще горного ледника. // Тр. САНИИ. — 1984. — Вып. 105(186). — С. 79—92.

40. Глазырин Г. Е., Жук Л. И., Кислов Б. В. Экспериментальное определение характеристик движения воды в фирновой области ледника Абрамова // Тр. САНИИ. — 1986. — Вып. 117 (198). — С. 110—117.

42. Глазырин Г. Е., Першукова М. М. Еще один метод расчета числа и суммарной площади ледников по ограниченной ороклиматической информации // Тр. САНИИ — 1987. — Вып. 123 (204). — С. 41—45.

43. Гляциологический словарь / Под ред. В. М. Котлякова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 525 с.

44. Голубев Г. Н. Гидрология ледников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 247 с.

45. Гришин В. В., Абульхасанова А. Г. Результаты определения поля скоростей движения льда и мощности ледника Абрамова // Тр. САРНИГМИ. — 1986. — Вып. 107 (188). — С. 116—120.

46. Давидович Н. Н. О вертикальном градиенте температуры воздуха в высокогорье Средней Азии // МГИ. — 1972. — Вып. 19. — С. 56—66.

47. Давидович Н. В. Поле летней температуры воздуха в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. — 1982. — Вып. 45. — С. 56—65.

48. Даниелян Ш. А. Об эрозионной, транспортирующей и рельефообразующей роли ледников // Изв. ВГО. — Т. 103. — Вып. 6. — 1971. — С. 502—509.

49. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 104 с.

50. Динамика талых вод на леднике Абрамова // А. А. Акбаров, Г. Е. Глазырин, Б. В. Кислов и др. // МГИ. — 1980. — Вып. 39. — С. 92—97.

51. Душкин М. А. Формирование современных морен на концевом поле ледника Большой Актру // Гляциология Алтая, вып. 3. — Томск: Томский ГУ, 1964. — С. 101—114.

52. Дюргеров М. Б. Задача вероятного прогноза баланса массы ледника и ледниковой системы // МГИ. — 1984. — Вып. 50. — С. 133—146.

53. Дюргеров М. Б., Поповнин В. В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX века // МГИ. — 1981. — Вып. 40. — С. 73—82.

54. Емельянов Ю. Н., Ноздрюхин В. К., Суслов В. Ф. Динамика ледника Абрамова в период подвижки 1972—1973 гг. // МГИ. — 1974. — Вып. 24. — С. 87—95.

55. Емельянов Ю. Н., Жидков В. А., Ноздрюхин В. К. О точности измерения снегозапасов на горных ледниках // МГИ. — 1976. — Вып. 26. — С. 239—245.

56. Иванов Ю. Н. Сток взвешенных наносов рек бассейна Сырдарьи // Тр. САНИГМИ. — 1967. — Вып. 36 (51). — С. 1—310.

57. Иверонова М. И. Процессы формирования морен в Тянь-Шане // Тр. ИГ АН СССР. — 1952. — Т. 49. — Вып. 2. — С. 33—54.

58. Использование ледников для изучения загрязнения атмосферы / Ю. А. Анохин, Г. Н. Воронская, Ю. Е. Казаков и др. // Тр. ИПГ. — 1978. — Вып. 39. — С. 123—136.

59. К вопросу об определении объема ледников и доле малых ледников в горном оледенении / Л. И. Лихачева, Н. С. Бассин, Г. Е. Глазырин, А. С. Щетинников // Тр. САРНИГМИ. — 1975. — Вып. 27 (108). — С. 9—18.

60. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. — М., Л.: Гидрометеоиздат, 1937. — 182 с.

61. Калесник С. В. Очерки гляциологии. — М.: Географгиз, 1963. — 551 с.

62. Камалов Б. А. Современное оледенение и сток с ледников в бассейне Сырдарьи. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 90 с.

63. Камнянский Г. М. Режим роста моренных гряд на ледниках // Тр. САНИИ. — 1983. — Вып. 91 (172). — С. 127—133.

64. Камнянский Г. М., Кислов Б. В., Ноздрюхин В. К. Баланс массы ледника Абрамова и возможность его расчета по метеорологическим показателям // МГИ. — 1985. — Вып. 54. — С. 52—59.

65. Каралашвили Т. В. Формирование и режим стока взвешенных наносов ледниковой реки Адишура // МГИ. — 1989. — Вып. 67. — С. 210—212.

66. Каретникова К. А. Суховеи, гармсили и „афганцы" Средней Азии. — Ташкент: Изд. АН УзССР, 1949. — 39 с.

67. Кислов Б. В. К вопросу определения внутреннего питания ледников „теплого" типа // Тр. САРНИГМИ. — 1976. — Вып. 45 (126). — С. 90—100.

68. Кислов Б. В. Формирование и режим фирново-ледяной толщи горного ледника // Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. — Ташкент, 1983. — 25 с.

69. Кислов Б. В., Ноздрюхин В. К. Естественная загрязненность снежного покрова ледника Абрамова в осенне-зимний период 1970/71 гг. // Тр. САРНИГМИ. — 1973. — Вып. 9 (90). — С. 51—58.

70. Кислов Б. В., Ноздрюхин В. К. Естественная загрязненность фирново-ледяной толщи ледника Абрамова по данным кернового бурения // Тр. САРНИГМИ. — 1975. — Вып. 27 (108). — С. 86—93.

71. Кислов Б. В., Ноздрюхин В. К., Перцигер Ф. И. Температурный режим активного слоя ледника Абрамова // МГИ. — 1978. — Вып. 30. — С. 55—60.

72. Колебания ледников и процессы моренообразования на Центральном Кавказе / Л. Р. Серебряный, И. А. Голодковская, А. В. Орлов и др. — М.: Наука, 1984. — 216 с.

73. Коновалов В. Г. Эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках // Тр. САРНИГМИ. — 1978. — Вып. 44 (125). — С. 41—53.

74. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 232 с.

75. Коновалов В. Г. Методы прогноза стока рек с ледниково-снеговым питанием // Тр. САНИИ. — 1987. — Вып. 123 (204). — С. 22—32.

76. Коновалов В. Г. Методика расчетов и дистанционных измерений пространственного распределения годового баланса массы на ледниках // Тр. САНИИ. — 1988. — Вып. 129 (210). — С. 65—75.

77. Коновалов В. Г., Карандаева Л. М. Региональные методы расчета средней летней температуры воздуха и внутригодового хода суммарной радиации на территории Средней Азии // Тр. САНИИ. — 1986. — Вып. 117 (198). — С. 71—80.

78. Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. — М.: Изд. АН СССР, 1963. — 170 с.

79. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. — Ташкент: Ср.-Аз. метеорол. ин-т, 1930. — 200 с.

80. Коржинский С. П. Очерки растительности Туркестана // Зап. АН. — 1896. — Вып. 1—3. — 112 с.

81. Котляков В. М., Гордиенко Ф. Г. Изотопная и геохимическая гляциология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 288 с.

82. Крейтер А. А. Усиление таяния и характер основных физических процессов при искусственном запылении снега и льда в горах Средней Азии // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. наук. — Ташкент: Изд. УГМС УзССР, 1969. — 28 с.

83. Кренке А. Н. Раздел „Режим ледников" в „Дополнениях по программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира" // МГИ. — 1980. — Вып. 39. — С. 20—23.

84. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 288 с.

85. Куханович М. Г. Подобие полей внешнего массообмена и расчет баланса массы горных ледников. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. — М.: 1991. — 24 с.

86. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 190 с.

87. Лебедева И. М. Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов) // МГИ. — 1976. — Вып. 26. — С. 119—129.

88. Ледник Абрамова (Алтайский хребет) / В. Ф. Суслов, А. А. Ахбаров, В. К. Ноздрюхин и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 206 с.

89. Лесник Ю. Н. О температурном коэффициенте таяния // Тр. САРНИГМИ. — 1977. — Вып. 45(126). — С. 16—30.

90. Лихачева Л. И., Глазырин Г. Е., Щетинников А. С. Расчет суммарного объема льда групп горных ледников // МГИ. — 1981. — Вып. 40. — С. 256—261.

91. Мазо А. Б. Численное исследование задачи для нелинейного уравнения параболического типа с вырождением на подвижной границе // Исследования по прикладной математике, Вып. 11. — Казань: Изд. КазГУ, 1984. — С. 111—123.

92. Мазо А. Б., Саламатин А. Н. Моделирование серджей ледников // Проблемы термомеханики грунтов. — М.: — 1985. — С. 72—90.

93. Мазо А. Б., Саламатин А. Н. Моделирование серджей и климатически обусловленных колебаний ледников // МГИ. — 1986. — Вып. 58. — С. 97 — 102.

94. Макаревич К. Г., Федулов И. Я. Пульсация ледника Шокальского в Заилийском Алатау // МГИ. — 1974. — Вып. 24. — С. 96 — 101.

95. Максимов Е. Н. Основные закономерности современного оледенения в Киргизском Алатау // Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. — 1964. — Вып. 17. — С. 51 — 71.

96. Математическое моделирование процесса стока горных рек / Л. Н. Боровикова, Ю. М. Денисов, Е. Б. Трофимова, И. Д. Шенцис. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 150 с.

97. Материалы наблюдений в гориоледниковых бассейнах МГД в Советском Союзе / Под ред. Н. А. Бочина, А. Н. Кренке. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 236 с.

98. Механизм подвижки ледника Абрамова в 1972—1975 гг. / Г. Е. Глазырин, Г. М. Камнянский, А. Б. Мазо, В. К. Ноздрюхин, А. Н. Саламатин // МГИ. — 1987. — Вып. 60. — С. 84—90.

99. Михаленко В. Н. Использование опорного ледника для изучения массообмена ледниковых систем // Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. — М.: 1990. — 22 с.

100. Моделирование стока с ледника Фернагтферинер в Эцтальских Альпах / Х. Эшер—Веттер, Х. Эртер, Д. Зунке, О. Рейнварт // МГИ. — 1986 — Вып. 58. — С. 65—69.

101. „Народная гляциология" Средней Азии / Г. Е. Глазырин, А. В. Станишевский, С. П. Чертанов, В. Л. Огудин // МГИ. — 1989. — Вып. 65. — С. 35 — 43.

102. Наставление по службе прогнозов. Раздел III, часть 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 98 с.

103. Неупокоев В. А. Исследования изменчивости распределения снежного покрова на леднике Абрамова // Тр. САНИИ — 1982. — Вып. 84(165). — С. 59—66.

104. Никитин А. М. Морфология и морфометрия озер Средней Азии. // Тр. САРНИГМИ. — 1977. — Вып. 50 (131). — С. 4 — 21.

105. Ноздрюхин В. К., Неупокоев В. А., Ем Ф. М. Распределение снежного покрова по леднику Абрамова в экстремальные и средний по снежности годы. // Тр. САНИИ. — 1980. — Вып. 71(152). — С. 133 — 137.

106. Оледенение Урала / Л. С. Троицкий, В. Г. Ходаков, В. И. Михалев и др. — М.: Наука, 1966 — 307 с.

107. Осокин Н. И. Снежники и снежниковые системы низко и среднегорных районов СССР. — М.: Наука, 1981. — 69 с.

108. Патерсон У. С. Б. Физика ледников. — М.: Мир, 1984. — 472 с.

109. Перцигер Ф. И. Внутреннее строение и вещественный баланс снежника-почти-ледника // Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана. Сборник статей. — Алма-Ата, 1981.— С. 54—59.

110. Перцигер Ф. И. Исследования снежников в бассейне ледника Абрамова // Тр. САНИИ. — 1984. — Вып. 105(186). — С. 17—24.

111. Перцигер Ф. И. Многолетний режим навеянного снежника // Тр. САНИИ. — 1984. — Вып. 117 (198). —С. 117—123.

112. Перцигер Ф. И. Схема расчета стока с ледников с учетом времени добегания // Тр. САНИГМИ. — 1990. — Вып. 140(221). — С. 115—126.

113. Першукова М. М., Рацек И. В., Глазырин Г. Е. Вековые изменения годовых сумм осадков в Средней Азии по данным длиннорядных станций // Тр. САНИГМИ. — 1989. — Вып. 134(215). — С. 6—13.

114. Пиотрович В. В. Стаивание и сток с ледников Аудалашюхтель в Дагестане // Труды ледниковых экспедиций 2-го МПГ, вып. 5, Кавказ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1949. — С. 76—112.

115. Режим уровней воды в фирновой области ледника Абрамова / Глазырин Г. Е., Глазырина Е. Л., Кислов Б. В., Перцигер Ф. И. // Тр. САРНИГМИ. — 1977. — Вып. 45(126). — С. 54—61.

116. Рейнварт О. Комплексные исследования водного баланса и баланса массы ледника Фернагтфернер в Эцтальских Альпах // МГИ. — 1986. — Вып. 57. — С. 116—120.

117. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат. — 1974. — 424 с.

118. Розенброк Х., Стори С. Вычислительные методы для инженеров-химиков. — М.: Мир, 1968. — 440 с.

119. Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии // Тр. ТашГУ. — 1960. — Вып. 174. — С. 198.

120. Рототаев К. П., Ходаков В. Г., Кренке А. Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. — М.: Наука, 1983. — 168 с.

121. Руководство гидрометеорологическим станциям и постам по актинометрическим наблюдениям. Вып. VI, часть II. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 96 с.

122. Руководство по гляциологическим работам в горах (временное). — М.: Гидрометеоиздат, 1960. — 104 с.

123. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 111 с.

124 Садыков К. Г. Режим стока взвешенных и влекомых наносов у истоков ледниковых рек различных районов Средней Азии // Тр. САРНИГМИ. — 1976. — Вып. 39(120). — С. 166—182.

125. Саламатин А. Н., Мазо А. Б. Влияние изменений баланса субизотермического горного ледника на его динамику // МГИ. — 1982. — Вып. 45. — С. 47—51.

126. Саламатин А. Н., Мазо А. Б. Исследование общей математической модели куполовидного ледника методами теории подобия // Исследования по прикладной математике, вып. 10. — Казань: Изд. Каз ГУ, 1984. — С. 139—149.

127. Северский И. В. К методике расчета средних годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников // Вестник АН КазССР. — 1978. — №11. — С. 44—50.

128. Соколов Д. П. Водный режим ледниковых рек и регулирующая роль ледников // Динамика природных процессов горных стран. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — С. 77—83.

129. Соломина О. Н., Глазовский А. Ф. Прирост годичных колец ели Шренка и колебания ледников на северном склоне хребта Терскей-Ала-Тоо // МГИ. — 1989. — Вып. 65. — С. 103—109.

130. Соседов И. С., Северский И. В. О роли лавинных снежников в питании горных рек // Вопросы гидрологии и Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963, С. 17—33.

131. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней / А. Н. Кренке, А. Б. Бажев, В. Я. Бажева и др. // МГИ. — 1970. — Вып. 17. — С. 277—288.

132. Суслов В. Ф. К вопросу о древнем оледенении бассейна р. Коксу // Тр. САНИГМИ. — 1972. — Вып. 65(80). — С. 96—101.

133 Тихановская А. А. Влияние моренного покрова на таяние ледников // Тр. САРНИГМИ. — 1973. — Вып. 9(90). — С. 77—82.

134. Тронов М. В. Ледники и климат. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. — 407 с.

135. Уваров В. Н. Пространственно-временная изменчивость и расчет баланса массы ледников Заилийского Алатау // Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. — М., 1990. — 20 с.

136. Ушнурцев С. Н. Экспериментальные исследования режима ледников Внутреннего Тянь-Шаня для расчета и мониторинга баланса массы и стока // Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. — М., 1991. — 24 с.

137. Ходаков В. Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников // Тепловой и вещественный баланс снежно-ледниковых толщ. — М.: Наука, 1965. — С. 81—86.

138. Ходаков В. Г. Расчет и прогноз абляции мореносодержащего льда // МГИ. — 1972. — Вып. 20. — С. 215—217.

139. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. — М.: Наука, 1978. — 194 с.

140. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования). — М.: Изд. АН СССР, 1962. — 95 с.

141. Чанышева С. Г., Субботина О. И. О новом подходе к классификации гидрометеорологических станций по местоположению // Тр. САРНИГМИ. — 1979. — Вып. 70(151). — С. 8—14.

142. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 308 с.

143. Черкасов П. А. Радиационный баланс физической поверхности горного ледника в период абляции. — Алма-Ата: Наука, 1980. — 143 с.

144. Чугаев Р. Р. Гидравлика. — Л.: Энергоиздат, 1982. — 672 с.

145. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. — Ташкент: Изд-во САГУ, 1956. — 351 с.

146. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Часть 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 302 с.

147. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. — М.: Изд. АН СССР, 1955. — 492 с.

148. Шумский П. А. Динамическая гляциология. — М.: Изд. ВИНИТИ, 1969. — 170 с.

149. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. — Ташкент: Изд-во СамГУ; 1960. — 244 с.

150. Щеглова О. П. Генетический анализ и картографирование стока взвешенных наносов рек Средней Азии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 126 с.

151. Щетинников А. С. Ледниковые коэффициенты, как показатели связи оледенения с рельефом // Тр. САРНИГМИ. — 1974. — Вып. 14(95). — С. 77—86.

152. Щетинников А. С. Новые данные о современном оледенении системы ледника Федченко (к „Атласу снежно-ледовых ресурсов Мира") // Тр. САРНИГМИ. — 1979. — Вып. 64(145). — С. 113—121.

153. Щетинников А. С. Оледенение Гиссаро-Алая. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 119 с.

154. Эртер Х., Зунке Д. Сток в бассейнах с разной степенью оледенения // МГИ. — 1986. — Вып. 58. — С. 59—65.

155. Ambach W., Eisner H. Ein Traceexperiment zum Schmelzwasserfluss in der Wassertatel eines temperierten Gletschers // Z. Gletcherk. und Glazialgeol., 1979. — V. 15. N2. — P. 229—234.

156. Boulton G. S. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers // J. Glaciol. — 1970. — V. 9. — N 56. — P. 213—229.

157. Derlx L. Glacier discharge simulation by ground-water analogue // Symp. of the hydrology of glaciers. — 1973. — N 95. — P. 29—40.

158. Derlx L., Lojens H. Model of runoff from glaciers. // "Runoff from snow and ice", Vol. 1, Hydrology Symposium N 8, at Quebec City, 26—27 May, 1971. P. 153—200.

159. Drewry D. J. A quantitative assessment of dirt-cone dynamics // J. Glaciol. — 1972. — V. 11. — N 63. — P. 431—446.

160. Dugdale R. E. A statistical analysis of some measures of the state of a glacier's "health" // J. Glaciol. — 1972. — V. 11. — N 61. — P. 73—79.

161. Esment N. A., Corn M. Residence time of particles in urban air // Atmos. Environment. — 1971. — V. 6. — N 8. — P. 571—579.

162. Galon R. Mechanism and stages of retreating of the Skeidararjokull (Vatnajokull, Iceland). Bull. Acad. pol. sci. geol. et geogr. — 1970. — V. 18. — N 4. — P. 114—120.

163. Glacier mass balance bulletin. Bul. N 1(1988—1989). — Zurich. — 1991. — 70 p.

164. Gordon C. Jacoby, Jr. $ R. D'Arrigo. Reconsturucted Northern hemisphere annual temperature since 1671 based on high-latitude tree-ring data from North America // Climatic change. V. 14. — 1989. — P. 39—59.

165. Hammer C. U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radioechoes // J. Glaciol. — 1980. — V. 25. — N 93. — P. 359 — 372.

166. Hess H. Die Gletscher. — Braunschweig, 1904. — 426 p.

167. Himalayan and Trans-himalayan glacier fluctuations and the South Asian Monsoon record / P. A. Mayewski, G. Pregent, P. A. Jeschke, N. Ahmad // Arct. and alp. Res. — 1980. — V. 12. — N 2. — P. 171 — 182.

168. Hooke R. Le B. Englacial and subglacial hydrology: a qualitative review // Arct. and alp. Res. — 1989. — V. 21. — N 3. — P. 221 — 231.

169. Huntington E. A geologic and physiographic reconnaissance in Cenral Turkestan // Explorations in Turkestan. — Washington, D. C.: Carnegie inst., 1905. — P. 157 — 216.

170. Loken O. H. Growth and decay of glaciers as an indicator of longterm environmental changes // Spec. Publ. Int. Commis. Northwest Atlant. Fish. — 1972. — N 8. — P. 71 — 85.

171. Modellmassige Bestimmung von hydrologischen Verweilzeiten in einen vergletscherten einzugsgebiet mit Hitle von Messungen des Deuterium und Tritiumgehaltes / U. Loscchhorn, W. Ambach, H. Moser, W. Stichler // Z. Gletcherk. und Glazialgeol. — 1976(1977). — V. 12, N 2, P. 181 — 186.

172. Nye J. F. The frequency responce of glaciers // J. Glaciol. — 1965. — N 5. — P. 567 — 587.

173. Rothlisberger H. Water pressure in intra and subglacial channels // Journ. of Glaciology — 1972. — V. 11, N 62. — P. 177 — 203.

174. Stenborg T. Studies of the internal drainage of glaciers // Geografiska Annaler — 1969, — Ser. — A, — N 1 — 2. P. 13 — 41.

175. Willis I. C., Sharp M. J., Richards K. S. Configuration of the drainage system of Midtdalsbreen, Norway, as indicatedby dye-tracing experiments // J. Glaciol. — 1990. — V. 36. — N 122. — P. 39 — 101.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. Вводные сведения 5

1.1. История исследования ледника 5
1.2. Краткие сведения о леднике и ледниковом бассейне 11
1.3. Программа и материалы наблюдений 16

Глава 2. Климатические условия в бассейне 20

2.1. Теплый сезон 20
2.2. Пространственная экстраполяция данных 27
2.3. Многолетние тенденции изменения летней температуры и годовых сумм осадков 30
2.4. Связь температуры воздуха и осадков на станции Ледник Абрамова и других метеорологических станциях 33
2.5. Многолетний ход запыленности атмосферы 36

Глава 3. Баланс массы ледника 39

3.1. Вариации баланса массы за период измерений 39
3.2. Оптимизация размещения пунктов измерений 46
3.3. Использование данных о сезонной снеговой границе для оценки и оперативного контроля баланса массы ледника 52
3.4. Расчет баланса массы ледника по данным ближайших метеостанций 57
3.5. Корректировка расчета баланса массы по данным о структуре фирново-ледяной толщи в области аккумуляции ледника . . . 62

Глава 4. Формирование и расчет стока 72

4.1. Возможности применения линейной однообъемной модели формирования ледникового стока 73
4.2. Сток с ледников и окружающих их склонов 79
4.3. Выбор способа расчета таяния 85
4.4. Колебания запасов воды в фирновой области 99
4.5. Применение схемы изохрон 108
4.6. Расчет многолетних колебаний стока с бассейна 125
4.7. Твердый сток 131

Глава 5. Динамика ледника 135

5.1. Методика и основные результаты наблюдений 135
5.2. Многолетние изменения 138
5.3. Математическая модель подвижки ледника 141

Глава 6. Твердый материал в леднике (морены) 152

6.1. Выпадение пыли на ледник и ее содержание в фирновой толще . 153
6.2. Баланс массы пыли на языке ледника 159
6.3. Поверхностные морены ледника Абрамова 165
6.4. Оценка моренообразующей роли лавин 167
6.5. Рост моренных гряд 169

Глава 7. Снежники 175

7.1. Закономерности пространственного распределения и морфометрии снежников 175
7.2. Обратные связи — залог устойчивости снежников 180
7.3. Экспериментальное выявление механизмов саморегулирования размеров снежников 181
7.4. Строение многолетнего снежника 193

Глава 8. Реконструкция прежнего оледенения верхней части бассейна р. Коксу 203

8.1. Реконструкция морфометрических характеристик языка ледника . 203
8.2. Реконструкция размеров оледенения 209
8.3. Реконструкция структуры оледенения 213

Заключение 217

Список литературы 218